HAL
open science

Les eaux du delta du Danube : approche géographique par télédétection satellitaire

Fabio N. Güttler

To cite this version:

Fabio N. Güttler. Les eaux du delta du Danube : approche géographique par télédétection satellitaire. Géographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2012. Français. NNT : 2012BRES0043 . tel-00790716v3

HAL Id: tel-00790716

https://theses.hal.science/tel-00790716v3

Submitted on 2 Jul 2013

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

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

université de bretagne occidentale

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
Mention : Géographie
École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Fábio Nór Güttler

Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer, Laboratoire Géomer, LETG-Brest
UMR 6554 CNRS

Les eaux du delta du Danube : approche géographique par télédétection satellitaire

Thèse soutenue le 10 décembre 2012
devant le jury composé de :

Francis GOHIN
Chercheur, IFREMER / *examinateur*

Ion GRIGORAS
Chercheur, Institut National du Delta du Danube / *examinateur*

Claude KERGOMARD
Professeur des Universités, École Nationale Supérieure / *rapporteur*

Yannick LAGEAT
Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale / *directeur de thèse*

Simona NICULESCU
Maître de conférences, Université de Bretagne Occidentale / *tutrice de thèse*

Laurent TOUCHART
Professeur des Universités, Université d'Orléans / *rapporteur*

Remerciements

Mes sincères remerciements,

Tout d'abord, à Simona Niculescu et Yannick Lageat, qui ont dirigé ce travail de recherche. Je les remercie chaleureusement pour leurs conseils, pour le temps qu'ils ont su me consacrer et pour la confiance qu'ils m'ont accordée au fil des années.

À Claude Kergomard et Laurent Touchart pour avoir accepté d'évaluer ce travail en tant que rapporteurs. À Francis Gohin pour ses encouragements, ses conseils avisés et pour la mise à disposition de ses algorithmes précieux. À Ion Grigoraş pour l'intérêt porté à mon travail et pour son accueil lors des passages à Tulcea.

À toute l'équipe du laboratoire Géomer, dirigé par Louis Brigand, pour son accueil et pour tous les moyens mis à ma disposition pour mener à bien mes recherches. Merci à Mathias pour son aide avec les automatisations des traitements en Javascript, merci également à Laurence, Adeline et Manu pour tous les conseils, astuces et coups de main à de nombreuses reprises…

À mes collègues doctorants et jeunes docteurs, Leïla, Céline, Gabi, Jim, Damien, Jérôme, Cécile, Mathilde, Nico, Matthieu, Ibrahima, Anthony, Pierre le voisin, Léna, Camille, Jade je n'oublierai pas votre disponibilité, vos conseils, votre bonne humeur et tout le temps passé ensemble au cours de ces dernières années. Un grand merci aux amis de la période de Master, en particulier Thomas et Nico, amis à part entière et qui n'ont pas hésité à m'aider et à me soutenir durant ces années de thèse.

Une pensée spéciale à Xavier pour les inoubliables tours du Finistère à la voile à bord de son mythique *Rush*. À Léo et Béa pour les grillades, les milongas, les infinies figures de tango et le chimichurri ! Aux amis breizhliens Ivo, Carla, Flávia, Eduardo, Marina, Jõao et Renata… (vocês fizeram muita falta por aqui !)

Un énorme merci à toute ma chère famille, qui a su m’encourager et me soutenir depuis l’autre rive de l’Atlantique durant toute cette aventure brestoise, initiée il y a déjà six ans... Je réserve une mention spéciale à ma petite sœur Mariana qui n’oubliera jamais, à cause de cette thèse, les cris nocturnes des sangliers du delta du Danube… (saudades, muitas saudades !)

Enfin, tous mes remerciements et ma considération à Chiara qui a réussi à s’adapter à cette période peu captivante de fin de thèse, je ne peux que te répéter grazie mille amore mio !

Sommaire

Introduction générale 5

PREMIÈRE PARTIE : LE GÉOSYSTÈME DELTAÏQUE 9

Chapitre I : Du cœur de l'Europe à la mer Noire 11

1. L'écoulement continental du Danube 11
2. Un réceptacle fragile - la mer Noire et son secteur nord-ouest 44

Chapitre II : Le delta du Danube – un espace unique en constante mutation 57

1. Concepts et définitions 58
2. Morphogénèse et évolutions spatiales 67
3. Configuration spatiale des écosystèmes du delta du Danube et les statuts de protection de l'environnement 109

DEUXIÈME PARTIE : DÉMARCHES MÉTHODOLOGIQUES 117

Chapitre III : Choix de l'approche, acquisition et structuration des données 119

1. État des connaissances sur les eaux du delta du Danube 119
2. Les potentialités de la télédétection satellitaire appliquée à l'étude des eaux deltaïques et côtières 128
3. Choix des données satellitaires en fonction des spécificités de la zone d'étude 135
4. Acquisition de données non-satellitaires 153

Chapitre IV : Traitement numérique des images satellitaires et vérification des résultats 163

1. Chaînes de traitements appliquées aux images satellitaires 164
2. Validation des produits "turbidité" 183

TROISIÈME PARTIE : DYNAMIQUE DES EAUX 195

Chapitre V : Mobilité historique 197

1. Evolutions et variabilité au sein des sous-unités hydrologiques et sur la zone côtière 199
2. Evolutions et tendances générales 216

Chapitre VI : Hétérogénéité spatio-temporelle contemporaine 222

1. Variabilité saisonnière de la turbidité 222
2. Processus régulateurs 228
3. Variabilité interannuelle 238
4. Considérations générales 243

Conclusion générale 245

Références Bibliographiques 251

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Au cœur des préoccupations de nombreuses disciplines scientifiques, le domaine de l'eau peut être étudié à partir d'une gamme fort variée de méthodes. Dans le cas de la géographie, la notion d'échelle occupe une place centrale dans la démarche d'analyse des espaces aquatiques. S'agissant des eaux d'un delta, la question de l'échelle spatiale se pose naturellement puisque l'on est confronté à une portion de l'espace où se confondent les limites d'un bassin versant avec celles d'une étendue d'eau permanente. La dimension temporelle est aussi fondamentale dans la mesure où les processus de morphogénèse et de remaniement, dépendant principalement de l'action de l'eau, se font fortement ressentir et se traduisent par une mobilité marquée des formes de relief ainsi que des éléments de l'hydrographie deltaïque.

En Europe, l'évaluation et le suivi de l'état écologique des "masses d'eau"[1] sont désormais exigés par la législation communautaire, la directive cadre sur l'eau (DCE - 2000/60/CE) fixant des objectifs pour la préservation et la restauration de l'ensemble des masses d'eau présentes sur ce territoire. Dans ce contexte, l'Institut européen pour l'environnement et le développement durable (IES) a considéré la télédétection satellitaire comme étant une méthode efficace pour évaluer la transparence des eaux de surface (turbidité, chlorophylle-a), et particulièrement bien adaptée à des grandes étendues (Solimini *et al.*, 2006). Depuis, des expériences d'utilisation de l'imagerie satellitaire en appui au suivi des masses d'eau se sont succédé en Europe, par exemple, sur littoral français (façade atlantique et Manche) (Gohin *et al.*, 2008; Saulquin *et al.*, 2011), ainsi que sur les grands lacs périalpins (Bresciani *et al.*, 2011).

Ces exemples confirment le grand potentiel de la télédétection satellitaire appliquée à des fins de suivi environnemental des eaux. Malgré cela, et du fait de sa résolution spatiale insuffisante, l'imagerie utilisée dans les exemples mentionnés ci-dessus ne se montre pas adaptée à l'observation de secteurs littoraux très proches de la côte ou de lacs avec une surface réduite (par ex. inférieur à 5 km^2)[2]. Pour ces espaces aquatiques particuliers, pourtant très nombreux, l'utilisation de la télédétection satellitaire est moins sollicitée.

A l'échelle européenne, le delta du Danube occupe une place importante parmi les aires protégées : une réserve de biosphère (*Man and Biosphere* – UNESCO) couvre l'ensemble de son territoire, également reconnu comme Zone Humide d'Importance Internationale (RAMSAR), et sa portion la plus préservée est inscrite dans la Liste du Patrimoine Mondial Naturel de

[1] Les masses d'eau indiquées par la DCE comprennent les eaux intérieures de surface, les eaux souterraines, les eaux de transition et les eaux côtières.
[2] En ce qui concerne les lacs, la DCE préconise le suivi systématique de tous ceux dont la taille est supérieure ou égale à 0,5 km^2 (Premazzi *et al.*, 2003).

l'UNESCO. De plus, la diversité des espaces aquatiques présents aussi bien sur la plaine deltaïque que sur la zone côtière adjacente (bras de fleuve, chenaux, lacs, baies, golfe) fournit un cadre privilégié pour la réalisation d'études géographiques des eaux de surface (figure 1).

MERIS (Envisat)
27 mars 2008

TM (Landsat-5)
25 avril 1993

AVNIR-2 (ALOS)
16 juillet 2007

F. Güttler (2012)

Figure 1 : Le delta du Danube représenté à différentes échelles spatiales à partir d'images satellitaires prises par trois capteurs (compositions colorées en "vraies couleurs").

Cette thèse porte sur l'étude de l'hydrosystème du delta du Danube et de son prolongement en mer côtière. Par "hydrosystème du delta du Danube", nous comprenons les eaux stockées et/ou transitant à l'intérieur de la plaine deltaïque, ainsi que les milieux aquatiques associés, l'action anthropique et la dimension historique étant également associées à notre acception du terme[3]. Le prolongement de l'hydrosystème en mer côtière correspondrait idéalement à la portion de l'espace comprise entre les embouchures deltaïques et la zone frontale des panaches sédimentaires. D'une manière moins contraignante, cette portion de la mer Noire, fortement influencée par les apports liquides et solides du Danube, sera appelée "zone côtière du delta du Danube".

Si l'hydrosystème demeure le projet central de cette thèse, notre démarche de géographe nous amène à garder, avant tout, une approche globale du delta, dans laquelle les interactions entre fleuve et mer Noire doivent être mises en évidence et prises en compte. Afin d'introduire cette distinction dans l'analyse, nous emploierons l'expression "géosystème deltaïque" qui nous permettra d'appréhender le continuum formé par le bassin versant danubien, le delta et la mer Noire. Dans cette acception élargie, l'eau figure parmi l'un des facteurs (biotiques, abiotiques et anthropiques) dont les combinaisons dynamiques sont à la base de l'analyse géosystèmique et

[3] Pour une définition plus complète du terme voir l'article de Touchart (2005) : *Hydrosystème.*

demeure l'élément de liaison qui assure la continuité entre ces trois sous-ensembles qui s'emboîtent partiellement[4].

L'imagerie satellitaire constitue la principale source de données spatialisées utilisée dans cette thèse. Par son côté exploratoire, la mise en place d'une chaîne de traitements d'images adaptée à l'étude des eaux deltaïques représente, en soi, l'objectif méthodologique principal de ce doctorat.

Cette recherche doctorale s'est déroulée au sein du laboratoire Géomer (LETG-Brest UMR 6554 CNRS) et a bénéficié d'un certain nombre de missions de terrain réalisées entre 2008 et 2010. D'une part, les travaux de recherche ont été financés par une bourse ministérielle. D'autre part, la prise en charge financière des missions de terrain et l'accès à une grande partie des images satellitaires furent assurés par le biais de projets et programmes de recherche associés au laboratoire Géomer[5].

Initialement, j'ai eu l'occasion de découvrir le delta du Danube lors de deux stages de Master 1 et 2 (2007 et 2008), pendant lesquels j'ai travaillé sur des thématiques liées essentiellement aux changements d'occupation des sols ainsi qu'à l'étude de la végétation des roselières à partir de données hyperspectrales satellitaires. Ces expériences, accompagnées d'observations, de notes, d'entretiens et de photos de terrain, ont été utiles à l'interprétation des données et au développement de la méthodologie de la présente recherche.

Ce manuscrit de thèse s'organise en trois grandes parties, chacune composée de deux chapitres. La première partie dresse une analyse du géosystème deltaïque dans son ensemble : ainsi, le chapitre I s'intéresse aux composantes continentale et maritime, tandis que le chapitre II se consacre essentiellement à la plaine du delta. Ce découpage spatial permet de tenir compte des spécificités et des évolutions caractérisant chacun des trois compartiments.

Dans la deuxième partie, nous détaillons les démarches méthodologiques associées à l'exploitation des données satellitaires. Aussi, le contexte et les raisons ayant motivé le choix de l'approche, de la période d'étude et des données, font l'objet du chapitre III. L'ensemble des traitements d'images réalisés sont présentés, au chapitre IV, en fonction des types de données satellitaires acquises. Cette partie méthodologique se termine par la vérification des résultats issus des traitements d'image.

---

[4] Pour une synthèse du concept de géosystème voir Vergnolle-Mainar (2007).

[5] Liste de programmes ayant contribué à la réalisation de cette recherche doctorale :

- *2006-2012 ALOS / ADEN - Diachronic study on Land cover /Land use in the Danube Delta.*
- *2010 Risques environnementaux en milieux deltaïques - Projets exploratoires de l'UBO.*
- *2009-2012 Vulnérabilité du delta du Danube face aux risques environnementaux et naturels - Programme de Coopération Culturelle et Scientifique de l'Ambassade de France à Bucarest.*
- *2007-2010 PAI - Nouvelles approches des changements des Sociétés Rurales du delta du Danube (Roumanie).*
- *2007-2010 Egide (ECO-NET) - Gestion du risque d'inondation dans le delta du Danube.*

La troisième partie est consacrée à l'étude de la dynamique des eaux du delta du Danube, comprenant à la fois l'hydrosystème de la plaine deltaïque et son prolongement en mer côtière. Le chapitre V aborde la question de la mobilité historique par le biais des évolutions et variabilités observées au sein des secteurs étudiés. En dernier lieu, le chapitre VI explore l'hétérogénéité spatio-temporelle contemporaine des eaux à travers l'étude des variabilités saisonnières et interannuelles de la turbidité, du phytoplancton et des macrophytes aquatiques. L'analyse intégrée de ces paramètres avec les données hydrologiques et météo-océanographiques permet, pour clore ce travail, de hiérarchiser les processus déterminant la variabilité observée sur les images.

PREMIÈRE PARTIE : LE GÉOSYSTÈME DELTAÏQUE

Les eaux du Danube, le fleuve le plus international du monde[6], émanent à présent de dix-neuf États indépendants d'Europe et matérialisent souvent leurs frontières territoriales actuelles. La "nationalité" des eaux danubiennes est variable jusqu'au bout de ce remarquable cours d'eau puisque la Roumanie et l'Ukraine partagent ses nombreux débouchés distribués le long d'un rivage deltaïque. Une fois les limites indécises de la plaine du delta franchies, les eaux du Danube se jettent dans la mer Noire : une vaste mer quasi-fermée située à la frontière entre l'Europe et l'Asie, et au sein de laquelle l'abondance du débit danubien contribue au maintien de la faible salinité de ses eaux.

Le delta du Danube se retrouve ainsi à l'interface de deux grands systèmes dont les étendues spatiales sont de deux ordres de grandeurs plus vastes que la sienne. Le puissant fleuve représente la voie de communication séculaire avec l'arrière-pays continental, tandis que les interactions avec l'avant-pays maritime se traduisent par la grande mobilité d'un rivage s'étendant actuellement sur plus de 150 km du coté occidental de la mer Noire.

1. L'ÉCOULEMENT CONTINENTAL DU DANUBE

La source du Danube, comme l'a bien précisé Le Rider (*in* Burlaud, 2001), "*demeure incertaine, son embouchure difficile à discerner, son parcours capricieux*". En effet, le fleuve reçoit officiellement la dénomination de *Donau* (Danube) avec la confluence de deux cours d'eau (le *Breg* et la *Brigach*) provenant du massif montagneux de la Forêt Noire, au sud-ouest de l'Allemagne. Cette confluence se situe dans la ville de *Donaueschingen*, mais la source du *Breg*, le plus long des deux affluents avec ses 49 km, appartient à la ville de *Furtwangen* qui revendique la "véritable" source du Danube.

En partant de la confluence de ces deux petits cours d'eau, située à 676 m d'altitude seulement, le fleuve sillonne, sur quelque 2 840 km, diverses contrées de l'Europe centrale et orientale jusqu'à atteindre le point "zéro" du Danube, matérialisé par le phare de Sulina – ville roumaine située à l'extrémité du bras deltaïque de même nom à son débouché en mer Noire.

Si, d'un point de vue morphométrique et hydrologique – qu'il s'agisse de la longueur du fleuve, de son débit et de l'étendue de son bassin versant – le Danube est le deuxième fleuve

[6] Affirmation, parmi d'autres, dans Sommerwerk *et al.* (2010) et Gauthey (2008), ce dernier précisant que le Danube "*fait l'objet d'une segmentation politique telle, qu'il est de loin le fleuve le plus international au monde" (p. 2)*.

européen[7], ses spécificités géographiques, historiques, ethnologiques et politiques nous autorisent à le désigner, à l'instar de Sommerwerk *et al.* (2009) et de tant d'autres auteurs, comme "le fleuve européen par excellence". Avec son vaste bassin versant, allongé selon un axe ouest-est, le Danube se différencie nettement des bassins versants environnants (figure 2).

Figure 2 : Limites physiques du bassin hydrographique du Danube et des bassins versants environnants.
Les bassins versants ont été rangés dans trois catégories selon leur superficie (cf. légende sur la carte). Les noms signalent tous les bassins dotés d'une superficie supérieure à 50 000 km² mais aussi certains (à titre indicatif et avec une taille de police réduite) situés en-dessous de cette valeur.

Cette configuration spatiale singulière, permettant au fleuve de parcourir, à des latitudes semblables et sur une faible dénivellation (~ 650 m), une distance de presque 3 000 kilomètres entre le cœur de l'Europe et les rives de la mer Noire, n'est pas sans importance pour comprendre l'utilisation ancienne et diversifiée de l'espace danubien. Par-delà la simple occupation territoriale, les particularités de l'axe du Danube s'intègrent dans le contexte plus large de développement technologique et culturel de l'Eurasie (Diamond, 1999), la voie

[7] La première place étant réservée à la Volga, en Russie, avec ses 3 690 km de longueur au sein d'un bassin versant couvrant 1 360 000 km² et qui concentre presque la moitié des habitants de ce pays. Le module brut de la Volga est de 8 000 m³/s (Touchart, *in* Enc. Universalis en ligne, 2012).

danubienne[8] ayant sans doute facilité le transfert et la diffusion d'inventions techniques, de plantes cultivées, d'animaux domestiques, d'armes, d'idéaux, de religions, etc.

Carrefour de civilisations d'autrefois, le Danube draine une surface d'environ[9] 802 615 km^2, ce qui représente environ 8 % du territoire de l'Europe et correspond approximativement à une fois et demie l'étendue de la France métropolitaine. Au fil de son parcours, le Danube traverse dix pays (d'amont en aval) : l'Allemagne, l'Autriche, la Slovaquie, la Hongrie, la Croatie, la Serbie, la Roumanie, la Bulgarie, la Moldavie[10] et l'Ukraine, et il connecte quatre de leurs capitales : Vienne, Bratislava, Budapest et Belgrade. En plus des pays traversés par le fleuve, le bassin versant du Danube intègre des superficies considérables de la République Tchèque, de la Slovénie, de la Bosnie-Herzégovine et du Monténégro. Les fractions territoriales des autres cinq pays (Suisse, Italie, Pologne, Albanie et Macédoine) ne représentent, ensemble, que 0,3 % de la superficie totale du bassin versant. La figure 3 et le tableau 1 permettent de mieux saisir le contexte territorial et transnational du Danube.

Doté d'environ 81 millions d'habitants, le bassin danubien affiche une densité de population de l'ordre de 101 habitants par km^2. Cette densité, moyennant l'ensemble du bassin, doit être bien évidemment nuancée puisque les valeurs sont assez variables entre les pays, les portions allemande et bulgare du bassin présentant, par exemple, des densités de population de 166 et 74 habitants par km^2 respectivement.

[8] Les archéologues considèrent que le courant danubien est un des mouvements principaux de la néolithisation de l'Europe (Gauthey, 2008).

[9] La taille du bassin versant du Danube peut varier selon les auteurs : en général, les valeurs sont comprises entre 800 000 et 817 000 km^2. La valeur de 802 615 km^2 présentée ici est issue du calcul de la surface du polygone délimitant le bassin danubien visible sur les figures 1 et 2. Ce calcul a été réalisé à partir de la projection des contours sur le système ETRS89-LAEA, préconisé par la directive européenne INSPIRE. Les contours originaux du bassin ont été extraits de la base de données européenne GISCO.

[10] La Moldavie, encerclée par l'Ukraine et la Roumanie, ne dispose que de quelques centaines de mètres de la rive gauche du Danube, situés immédiatement en aval de la confluence du Prut avec le Danube.

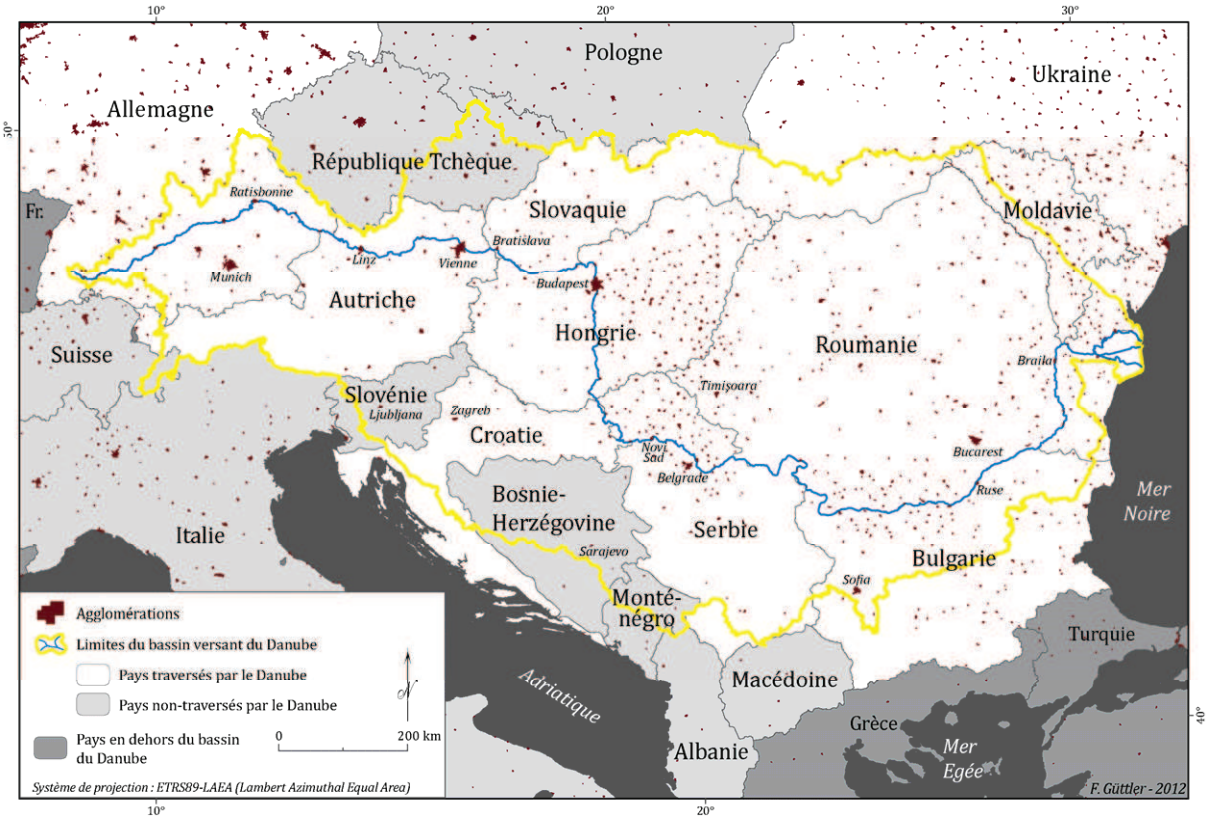


Figure 3 : Partage territorial du bassin versant du Danube entre les 19 nations qui y sont représentées. Les dix pays traversés par le fleuve ont été mis en évidence par une couleur plus claire. A titre indicatif, les capitales et certaines villes importantes à l'intérieur du bassin danubien ont été indiquées.

Tableau 1 : Surfaces et populations des 19 territoires nationaux présents à l'intérieur du bassin du Danube (cf. délimitation sur la figure 3). Données démographiques issues de Schmedtje et Weller (2005), mais adaptées pour la Serbie et le Monténégro suite à l'indépendance de ce dernier en 2006.

Territoires nationaux au sein du bassin versant du Danube	*Surface (km²)*	*%*	*Population (en millions)*	*%*
Roumanie	232 376	28,95	21,0	25,94
Hongrie	93 104	11,60	10,2	12,60
Serbie*	82 236	10,25	9,6	11,86
Autriche	80 636	10,05	7,7	9,51
Allemagne	56 158	7,00	9,3	11,49
Bulgarie	47 583	5,93	3,5	4,32
Slovaquie	47 023	5,86	5,2	6,42
Bosnie-Herzégovine	37 541	4,68	2,9	3,58
Croatie	34 939	4,35	3,0	3,71
Ukraine	30 282	3,77	2,7	3,27
République Tchèque	21 728	2,71	2,8	3,46
Slovénie	16 691	2,08	1,7	2,10
Moldavie	12 634	1,57	1,1	1,36
Monténégro	7 171	0,89	0,2	0,25
Suisse	1 802	0,22	0,02	0,02
Pologne	404	0,05	0,04	0,05
Albanie	152	0,02	< 0,01	0,01
Italie	121	0,02	0,02	0,02
Macédoine	33	0,004	< 0,01	0,01
Total (bassin danubien entier)	**802 615**	100,00	**~ 81,0**	100,00

* La surface et la population indiquées pour la Serbie prennent en compte le territoire du Kosovo (province autonome de la Serbie ayant proclamé unilatéralement son indépendance en 2008 ; à présent, cette indépendance n'a été formellement reconnue ni par l'ONU, ni par l'UE). Selon ICPDR (2009), la population de la Serbie (hors le Kosovo) serait d'environ 7,5 millions d'habitants.

Au-delà du partage frontalier entre les États danubiens, dont l'histoire témoigne d'une mobilité incessante et qui pourra très prochainement être réformé avec la reconnaissance de l'indépendance du Kosovo, le bassin versant du Danube présente une diversité naturelle également prononcée et dont la présentation est essentielle pour l'étude des eaux de ce fleuve.

1.1. Contexte hydrogéographique du bassin danubien

Suivant une orientation générale d'ouest vers l'est et ayant une asymétrie marquée dans le rapport entre les composantes longitudinale et latitudinale, le bassin danubien est caractérisé par une succession de plaines séparées par des tronçons montagneux qu'Eduard Suess (cité par Mrazec, 1910) compara à une guirlande "*dont les points de suspension seraient les vallées transversales taillées par ce fleuve dans les chaînes montagneuses qui séparent les grandes dépressions où il roule ses eaux*" (p. 605). Le relief est ainsi une composante clé dans l'organisation spatiale et dans la segmentation du bassin versant, qui n'est pas seulement structurale, mais aussi climatique et hydrologique (figure 4).

Sur la partie occidentale du bassin, les reliefs appartiennent majoritairement à des massifs anciens (Forêt Noire, Forêt de Bavière, Forêt de Bohême). Les Alpes centrales sont principalement composées de massifs cristallins, tandis que le calcaire constitue une grande partie des Préalpes slovènes et certaines portions des Préalpes austro-allemandes. Des dépôts détritiques de flysch sont présents également dans les Préalpes allemandes et s'étendent sur les contreforts des arcs carpatique et balkanique (*Stara Planina*). La chaîne centrale des Carpates, toute comme certaines portions des Balkans, sont formées de roches cristallines, alors que les Alpes dinariques sont à dominante calcaire (Brilly, 2010; Sommerwerk *et al.*, 2009). Selon Garnier *et al.* (2002), plus d'un tiers du bassin danubien est recouvert par des terrains lœssiques qui correspondent, avec les terrains alluviaux, aux sols riches pour l'agriculture dont disposent les plaines hongroises, roumaines et de Bessarabie. D'après ces mêmes auteurs, les terres arables occupent environ la moitié de l'étendue totale du bassin versant, les forêts étant plus répandues sur les chaînes dinariques, transylvaniennes et carpatiques, alors que les prairies dominent dans les parties basses des massifs.

Figure 4 : Principaux éléments du relief du bassin versant du Danube (en haut) et distribution spatiale des précipitations cumulées sur l'année (en bas). Les altitudes sont issues de données SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) et la carte des précipitations a été adaptée d'après ICPDR (2005).

Les cartes de la figure 4 montrent l'étroite relation existant entre la distribution spatiale des précipitations et la localisation des principaux massifs montagneux. La diversité du relief contribue à compliquer, régionalement et localement, les traits généraux du climat du bassin du Danube qui, par ailleurs, sont déjà hétérogènes. En effet, les trois types principaux de climats d'Europe se retrouvent au sein du bassin danubien : la portion ouest étant sous l'influence d'un climat océanique (humide et aux hivers doux), le type continental (plus sec et aux hivers froids)

devenant prédominant à l'est, et le climat méditerranéen (sécheresse estivale marquée et hivers doux) mordant sur le sud-ouest du bassin, à proximité de la mer Adriatique. Par conséquent, les précipitations annuelles enregistrées couvrent une large fourchette de valeurs, allant de plus de 3 000 mm pour les plus hautes altitudes des Alpes, jusqu'à environ 350 mm pour les régions proches de la mer Noire. Les taux d'évaporation sont moins variables et restent le plus souvent compris entre 500 et 600 mm/an pour l'essentiel du bassin, sauf pour les Alpes où les moyennes sont de l'ordre de 100 mm/an (McCarney-Castle *et al.*, 2012; Sommerwerk *et al.*, 2009).

Du fait de la diversité du bassin danubien, il convient de l'étudier par sous-ensembles cohérents. Classiquement, le Danube a été divisé en trois grands secteurs, en dehors de son delta (figure 5). Récemment, un nouveau partage du Danube a vu le jour (ICPDR, 2009; Moog *et al.*, 2008) avec la définition de dix secteurs (carte dans les annexes). Cette nouvelle classification, combinant facteurs abiotiques et biotiques (invertébrés benthiques notamment), fournit un cadre plus détaillé du fleuve qui est particulièrement utile aux organismes responsables de la gestion du bassin. Pour l'instant nous nous intéressons principalement aux caractéristiques hydrologiques du Danube, et, dans ce cas, la sectorisation classique du fleuve demeure tout à fait pertinente.

1.1.1. Secteurs du fleuve et contributions des affluents

Le **Danube supérieur** (ou le Haut-Danube – figure 5) s'étend de la source du fleuve jusqu'en amont de Bratislava, où les Petites Carpates retrouvent le prolongement oriental des Préalpes autrichiennes et les eaux de la Morava rejoignent celles du Danube. Ce secteur draine, au nord, le Jura Souabe, le Jura Franconien, la Forêt de Bavière, la Forêt de Bohême et, au sud, les Préalpes de Bavière, les Préalpes autrichiennes et une grande partie des Alpes jusqu'à la ligne de partage des eaux située au niveau des Alpes centrales.

En aval de Bratislava, le **Danube moyen** se prolonge jusqu'aux Portes de Fer, situées à la frontière entre la Serbie et la Roumanie, où les Carpates méridionaux se rattachent aux chaînes balkaniques. Ce grand secteur est délimité essentiellement par les Carpates (au nord et à l'est), par les prolongements des contreforts alpins en Slovénie et en Autriche (à l'ouest), et par les Alpes dinariques (au sud). Cet ensemble de massifs encercle le vaste bassin pannonien, constitué par la Transylvanie, la grande plaine hongroise, et son prolongement méridional en Voïvodine.

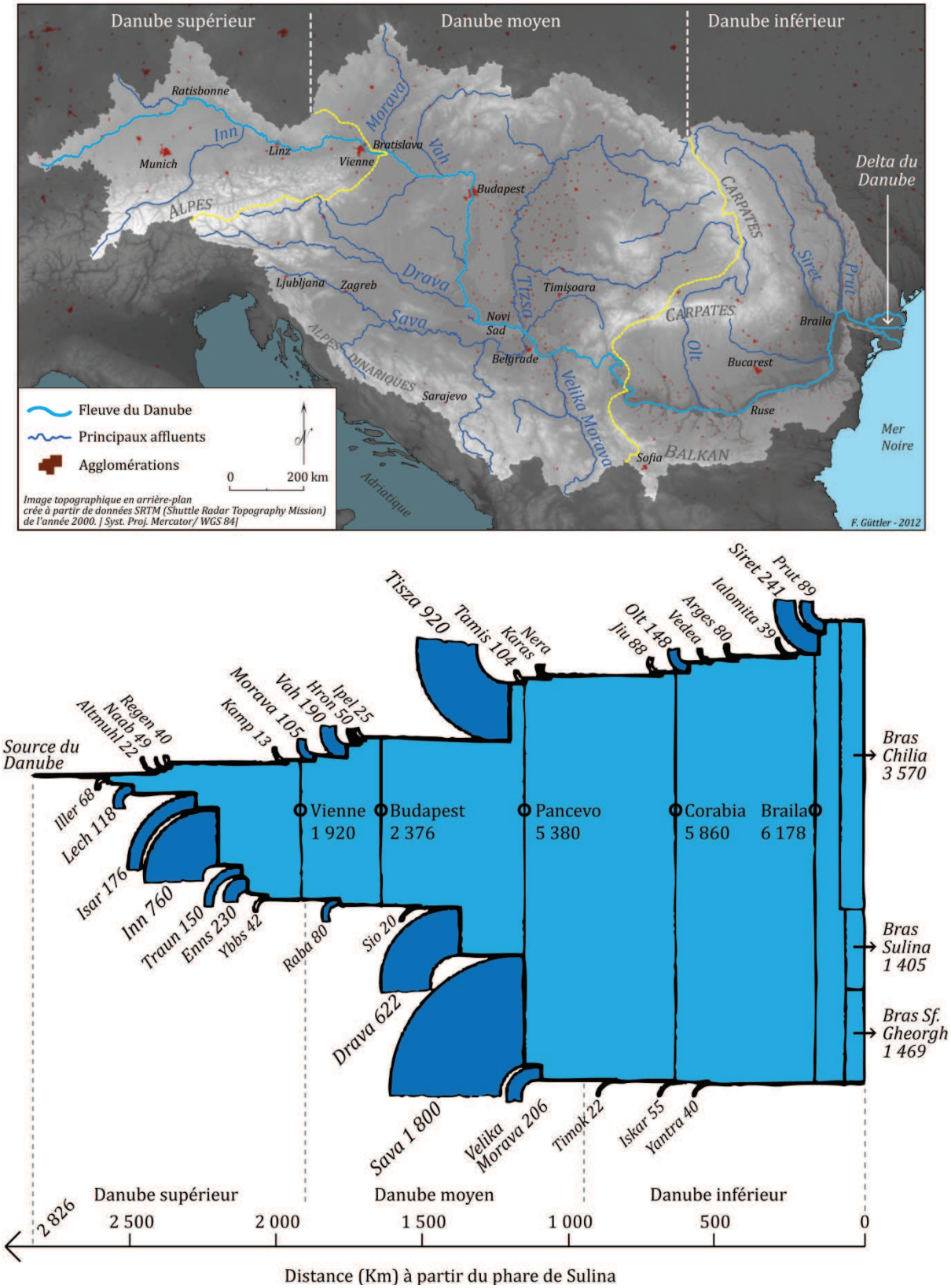


Figure 5 : Secteurs et réseau hydrographique du bassin du Danube. La contribution liquide (moyennes annuelles en m^3/s) des principaux affluents est indiquée sur le schéma en-dessous de la carte. Les valeurs de débit sont issues de Sommerwerk *et al.* (2009), sauf pour les trois bras à l'embouchure du fleuve (calculés par ailleurs). La conception du schéma inférieur a été inspirée par l'illustration originale (orientée verticalement) de Liepolt (1967), reprise par Sommerwerk *et al.* (2009).

Le **Danube inférieur** (ou Bas-Danube) débute en aval des Portes de Fer et s'étale jusqu'à l'apex du delta du Danube. Ce secteur, occupé en grande partie par la plaine de Valachie, est borné par les Carpates à l'ouest, par les Balkans au sud, par le plateau de Dobrogea à l'est et par celui de Bessarabie au nord. C'est entre ces deux plateaux que le Danube coule vers l'est pour former, aux bords de la mer Noire, son delta qui sera traité en détail dans le chapitre II.

Les trois secteurs du bassin (hors delta) sont inégalement alimentés par les affluents du Danube, dont les débits sont nourris par les massifs montagneux qu'ils drainent. Les principaux affluents du Danube supérieur (Lech, Isar, Inn, Traun et Enns), qui se trouvent sur la rive droite, sont alimentés par des sous-bassins alpins. De ce fait, en amont de Vienne le Danube peut être désigné comme un fleuve de montagne (Sommerwerk *et al.*, 2009) aux eaux froides, véloces et capables de transporter d'importants quantités de matériaux solides par charriage. L'Inn, qui prend sa source à environ 2 500 m d'altitude en Suisse, est, avec un module brut de 760 m^3/s, l'affluent le plus abondant du Danube supérieur, son débit étant même supérieur à celui du Danube durant une grande partie de l'année à leur confluence à Passau, ville allemande à la frontière avec l'Autriche.

Doté d'une pente moyenne de 0,4 ‰ dans sa vallée supérieure, le Danube possède, en aval de Bratislava, des valeurs comprises entre 0,08 - 0,03 ‰, ce qui entraîne le dépôt de la quasi-totalité des matériaux charriés depuis l'amont (Ritter, 1976; Sommerwerk *et al.*, 2009). En traversant la grande plaine hongroise, le Danube moyen, qui change d'orientation et coule vers le sud, n'est alors approvisionné que par des affluents mineurs. En revanche, après avoir quitté la Hongrie, le fleuve reçoit plus de la moitié de son débit sur un tronçon d'un peu plus de 200 km, où trois affluents majeurs (Drava, Tizsa et Sava) le rejoignent en lui apportant quelque 3 330 m^3/s. Avant d'entrer dans les gorges des Portes de Fer, le Danube reçoit son dernier affluent important en rive droite, la Velika Morava, et c'est alors, avec un débit d'environ 5 600 m^3/s, qu'il franchit, sur approximativement 130 km, les contreforts des Balkans et les Carpates pour atteindre la plaine de Valachie.

En aval des Portes de Fer, le Danube devient un fleuve typique de plaine, bordé originellement d'amples plaines d'inondation (> 30 km), plus vastes sur la rive gauche. Sur ses premiers 472 km, le Danube inférieur sépare la Roumanie de la Bulgarie et, au terme de cette longue frontière, la mer Noire se situe à seulement une centaine de kilomètres vers l'est. Cependant, le cours du Danube se dirige désormais vers le nord pour contourner les reliefs de la Dobroudja roumaine, et ce n'est qu'au bout de 375 km qu'il rejoint son niveau de base. La pente du fleuve sur ses derniers 250 km (portion deltaïque comprise) n'est plus que de 0,004 ‰ (Sommerwerk *et al.*, 2009). Les affluents les plus importants du Danube inférieur (Olt, Siret et Prut) sont peu abondants malgré leurs longueurs (615, 559 et 950 km respectivement).

L'ensemble des affluents du Danube inférieur n'apporte au fleuve qu'environ 900 m³/s, ce qui représente moins de 14 % de la moyenne annuelle du débit enregistrée à l'entrée de son delta.

1.1.2. Régime fluvial

De par sa localisation stratégique, à l'entrée du delta du Danube, la station hydrologique de Ceatal Izmaïl nous permet d'analyser le régime du Danube en prenant en compte l'ensemble du bassin versant situé en amont du delta, soit environ 798 500 km². Cette situation est particulièrement intéressante pour la connaissance du fonctionnement et des fluctuations du fleuve exactement à l'endroit où commence la plaine deltaïque. Ainsi, à partir d'une série de débits moyens journaliers[11] du Danube à Ceatal Izmaïl (1932 et 2008[12]), nous avons pu calculer les coefficients de débit moyens mensuels permettant de tracer le graphique du régime du Danube (figure 6).

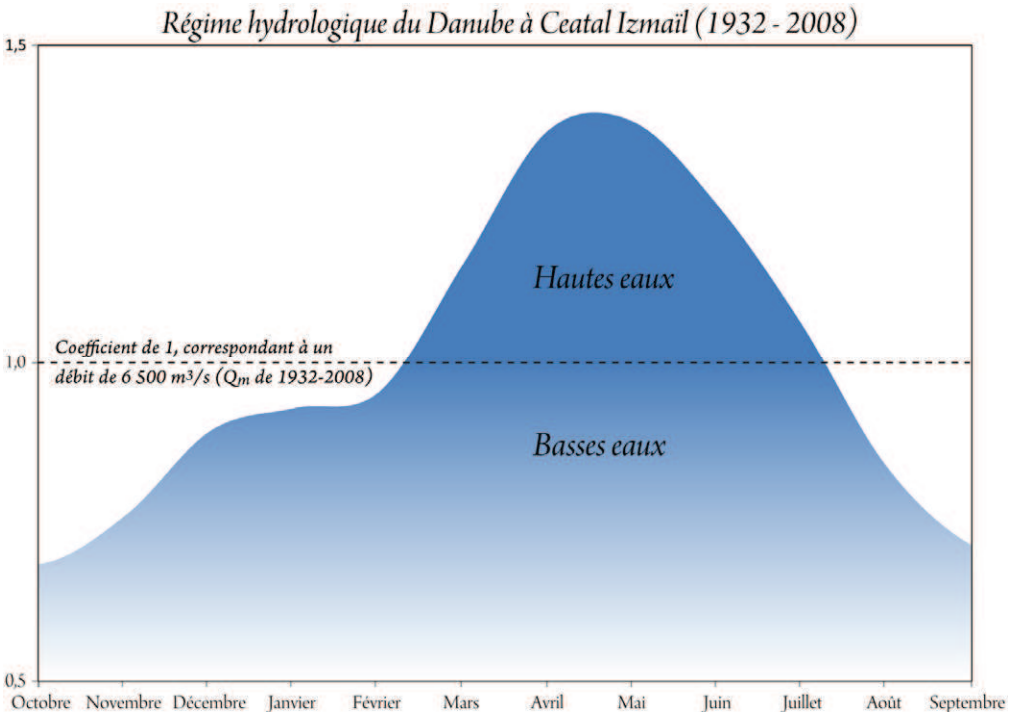


Figure 6 : Graphique du régime du Danube à partir des débits moyens mensuels (1932 – 2008) à la station de Ceatal Izmaïl, en Roumanie.

La moyenne des débits mensuels nous fournit un module brut (Q_m) de 6 500 m³/s pour le Danube, et le rapport de cette valeur à la surface du bassin nous renseigne sur son débit spécifique (Q_{spe}), en l'occurrence de 8,1 l/s/km². Les débits journaliers extrêmes sur la période étudiée sont de 1 790 m³/s, le 25 octobre 1947, et de 15 900 m³/s, les 25 et 26 avril 2006.

[11] Gracieusement transmise par le centre GRDC (*Global Runoff Data Centre*), en Allemagne.
[12] Cette série dispose de 76 années complètes puisque l'année 1996 est manquante.

Les hautes eaux se placent de mars à juillet et les basses eaux d'août à février (cf. graphique - figure 6). Les débits moyens les plus abondants surviennent au mois de mai, tandis que le mois d'octobre marque le seuil inférieur et, par définition, le début de l'année hydrologique. En raison d'une variabilité interannuelle importante, ce comportement général n'est toutefois pas vérifié systématiquement, et l'on peut constater périodiquement des mois d'avril et de mai peu abondants (< 5 000 m^3/s), tout comme des mois d'hiver aux forts débits moyens (> 9 000 m^3/s). En effet, ces variations sont en grande partie liées aux régimes hétérogènes et relativement indépendants que connaissent les principaux affluents du Danube, et plus globalement aux influences météorologiques qui sont variables à l'échelle du bassin et discordantes dans le temps.

L'importance des reliefs confère au Danube un régime d'alimentation nivo-glaciaire prépondérant, mais la fonte des neiges et glaciers n'est pas simultanée. Les plus hautes eaux printanières sont plus précoces (mars-avril) sur la Tisza, le Siret et le Prut. Sur la Sava, affluent danubien le plus abondant, les maxima sont étalés sur l'ensemble du printemps (mars-mai), alors que, sur la Drava, ils sont atteints entre mai et juin. Enfin, sur les affluents alpestres, les plus hautes eaux ne surviennent qu'en début d'été, soit au cours des mois de juin et de juillet (Sommerwerk *et al.*, 2009; Touchart, *in* Enc. Universalis en ligne, 2012).

Les eaux du Danube tendent à baisser rapidement à partir de juillet, les prélèvements croissants par évaporation contribuant à réduire les débits qui sont souvent très faibles en fin d'été et en début d'automne. Il est important de préciser que ces valeurs restent néanmoins relativement soutenues : le plus bas débit journalier enregistré pour le Danube (1 790 m^3/s – étiage absolu) reste supérieur au module brut du Rhône (1 700 m^3/s) et, d'une manière générale, les variations de débit moyen mensuel ne sont pas très importantes comme l'atteste le coefficient R de seulement 2,01, largement inférieur aux moyennes proposées pour les climats dominants sur le bassin versant[13].

La remontée des débits après la saison chaude est provoquée par des pluies automnales abondantes qui concernent surtout les affluents du cours moyen (Drava, Tisza, Sava). Ces pluies sont souvent à l'origine d'importantes et de fréquentes inondations entraînant de dégâts sur les cours inférieurs des dits affluents. Les événements pluvieux sont aussi particulièrement dévastateurs sur des affluents tels que la Velika Morava, le Siret et le Prut : ces sous-bassins sont affectés par des inondations soudaines (*flashy flow regime*) qui peuvent survenir à n'importe quelle période de l'année. Sur le Danube supérieur, les abats d'eau deviennent en général plus problématiques pour les communautés riveraines en été puisqu'ils gonflent les débits déjà élevés lors de la fonte des neiges et des glaciers alpestres.

[13] Selon Touchart (2003), le coefficient R est en général compris entre 5 et 10 en domaine tempéré océanique et entre 8 et 20 en domaine continental.

Par-delà ces généralités sur le régime hydrologique, il faut avoir présent à l'esprit que, d'une année à l'autre, les volumes d'eau transportés par le Danube peuvent varier. L'analyse d'une série de débits annuels un peu plus longue que celle utilisée jusqu'ici[14] nous donne une idée plus précise de la variation interannuelle des volumes évacués par le fleuve au cours des 90 dernières années (figure 7).

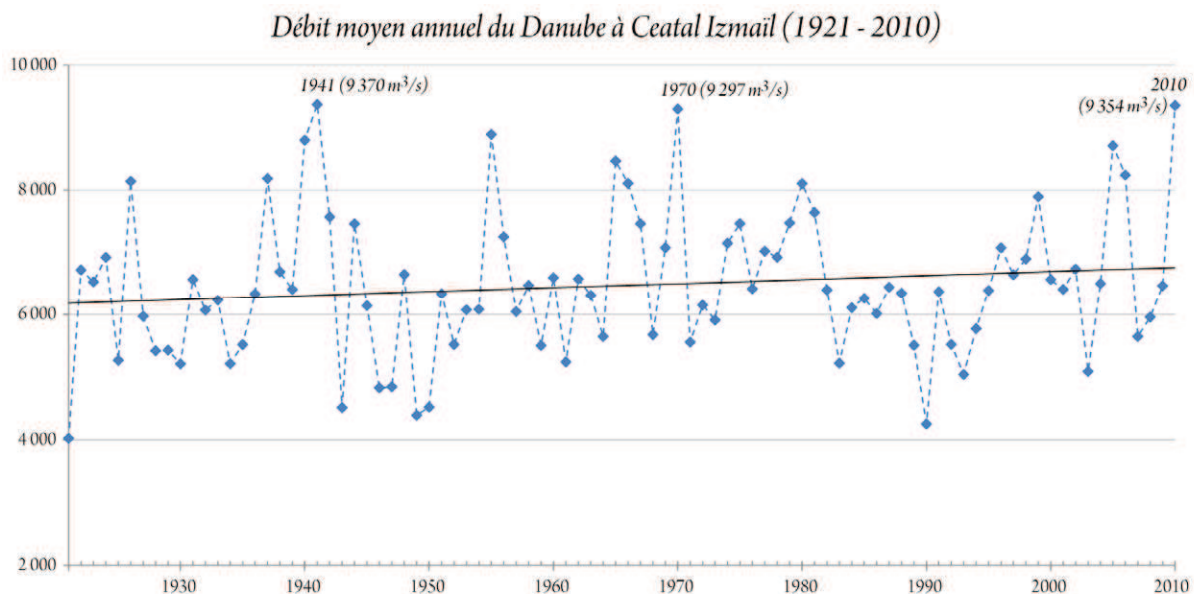


Figure 7 : Variation du débit moyen annuel (Q_m) entre 1921 et 2010 à la station hydrologique de Ceatal Izmaïl, en Roumanie. Les débits des trois années les plus abondantes sont indiquées sur le graphique. Le trait noir correspond à la courbe de tendance calculée pour l'ensemble de la période.

Le graphique ci-dessus atteste que des variations de l'ordre de 3 000 m³/s sur le débit annuel ne sont pas rares entre deux années consécutives. L'amplitude maximale sur l'ensemble de la période est de 5 347 m³/s, en termes de volume, cette amplitude correspondant à environ 169 km³, soit la différence entre les volumes respectivement évacués en 1941 (296 km³) et en 1921 (127 km³). La régression linéaire calculée sur les 90 années de mesure suggère une croissance des volumes annuels de l'ordre de 0,2 km³ par an[15]. Mikhailova *et al.* (2012), en étudiant plusieurs stations hydrologiques le long du Danube (certaines avec des données remontant jusqu'aux années 1840), affirment que le débit du fleuve a commencé à croître depuis les années 1910-1920, avec une intensification à partir des années 1970. Les auteurs défendent l'hypothèse que cette augmentation est essentiellement liée à l'élévation à la fois des températures moyennes et, dans une moindre mesure, des précipitations au sein du bassin danubien. Ils indiquent également que le gonflement des débits de crue serait à l'origine de cette

[14] En plus des débits journaliers pour la période 1932-2008, nous avons obtenu, auprès du centre GRDC (*Global Runoff Data Centre*), les débits moyens annuels pour les périodes : 1921-1931 ; 1996 ; 2009-2010.
[15] Si, pour le calcul de la régression linéaire, nous ne prenons en compte ni la première (1921 avec un très faible Q_m) ni la dernière année (2010 avec un très fort Q_m), la tendance est nettement moins marquée mais suggère, malgré tout, une légère augmentation des volumes, chiffrée à 0,09 km³ par an.

augmentation des volumes liquides sur le long terme, et que les débits maxima (printemps-été) des derniers décennies surviennent en moyenne 10-15 jours plus tôt que lors des années précédentes. Enfin, les mêmes auteurs pointent une fréquence accrue des phénomènes extrêmes, comme les crues pluviales et les crues printanières-estivales, mais aussi des périodes de basses eaux prolongées.

1.1.3. Événements extrêmes

Au cours de l'histoire, de redoutables **crues** ont frappé le Danube : les plus remarquables du dernier millénaire (souvent désignées comme cataclysmiques) ont eu lieu en 1342 (mort relatée de 6 000 personnes), 1501 (débit de l'ordre de 13 500 - 14 000 m^3/s à Vienne), 1787 (~11 500 m^3/s à Vienne) et 1838, celle-ci ayant détruit plus de la moitié des immeubles à Budapest (Pardé, 1928; Ritter, 1976; Sommerwerk *et al.*, 2009). Plus récemment, méritent d'être citées les crues mémorables de 1899, 1954, 1965, 1970, 2002, 2006 et 2010.

Pardé *et al.* (1967) ont proposé une typologie regroupant, selon l'origine, cinq types[16] principaux de crues danubiennes, plus celles causées par les embâcles de glaces fluviales (traitées séparément par les auteurs). Il est important de préciser que les crues, contrairement aux hautes eaux (phénomène saisonnier relativement régulier), sont des phénomènes extrêmes, brefs et irréguliers, produits par des écoulements excessifs (pluies ou fontes de neige anormales).

Toutefois, ces crues (même celles qui ont marqué l'histoire du Danube) ne sont véritablement extrêmes que sur certains tronçons du fleuve. En effet, les maxima tendent à s'aplatir en chemin, par le fait de l'emmagasinement relatif dans le large lit (Pardé *et al.*, 1967). Un exemple probant est donné par la crue de 1899, dont le débit de 10 400 m^3/s, enregistré à Vienne est tombé à 7 800 m^3/s à Budapest. Ce type d'événement est particulièrement courant lors des crues (faiblement polygéniques) du Danube supérieur, ou à proximité des principaux confluents. Les grandes crues observées sur le cours moyen et inférieur du Danube sont, en général, plus complexes (ou composites) puisqu'elles combinent des apports d'origine hétérogène venant de régions distinctes du bassin versant. Le tableau 2 indique les dates pendant lesquelles les hauteurs d'eau extrêmes ont été enregistrées sur un certain nombre de localités disposées le long du Danube.

[16] Types de crues proposées par Pardé *et al.* (1967) : A – Crues de type nival de plaine soviétique ; B – Crues de type pluvial balkanique ; C – Crues pannoniennes carpato-dinariques ; D – Crues océaniques classiques ; E – Crues de type Europe centrale.

Tableau 2 : Date des niveaux maxima historiques du Danube à différentes localités.
Valeurs extraites de Mikhailova et al. (2012)

Localité	*Distance de l'embouchure*	*Période d'observation*	*Maximum historique*
Passau	2 225 km	1877 – 2010	**10 juillet 1954**
Bratislava	1869 km	1823 – 2010	**16 août 2002**
Budapest	1647 km	1876 – 2010	**04 avril 2006**
Novi Sad	1255 km	1888 – 2010	**30 juin 1965**
Giurgiu	493 km	1879 – 2010	**24 avril 2006**
Braila	170 km	1874 – 2010	**06 juillet 2010**

Nous pouvons noter que, sur les six localités indiquées sur le tableau ci-dessus (toutes avec plus de 120 années d'observation limnimétrique), cinq crues distinctes ont été enregistrées. Ceci indique qu'à l'échelle du fleuve et sur la période analysée, l'impact des plus grandes crues reste néanmoins relativement localisé, les différents secteurs du fleuve étant ainsi soumis à des aléas spécifiques.

Le contexte météo-hydrologique et le déroulement de ces cinq événements extrêmes sont décrits en détail par Pardé (1955) – crue de 1954, Pardé *et al.* (1967) – crue de 1965, Mikhailova *et al.* (2012) – crues de 2002, 2006 et 2010. Dans les grandes lignes, l'on remarque le caractère faiblement polygénique des crues estivales de 1954 et de 2002, l'onde de crue de la première ayant été rapidement aplatie en aval de Bratislava, et celle de la deuxième en aval de Budapest. La crue de 1965, en revanche, a été marquée par une polygénie majeure et a été d'une durée extraordinaire : même si aucun niveau historique n'a été atteint sur les affluents du Danube en cette circonstance, le renouvellement incessant des poussées fluviales élémentaires a engendré une lente et persistante montée des eaux sur un très long tronçon du Danube (entre Bratislava et Novi Sad). Enfin, les deux plus récentes crues, de 2006 et 2010, ont été précédées de fortes accumulations de neige durant l'hiver et par des fontes de neige relativement précoces sur la plupart des massifs du bassin. A cet apport nival majeur, se sont ajoutés des abats d'eau intenses et simultanés couvrant d'amples superficies à l'échelle du bassin versant. Dans les deux cas, il est possible d'identifier clairement la propagation des ondes de crue (deux principales pour chaque crue) depuis le Danube supérieur jusqu'au Danube inférieur, où les dégâts ont été plus importants. En 2006, la première onde de crue a été la plus forte (essentiellement causée par la fonte des neiges), tandis qu'en 2010, la deuxième onde a été la plus marquée (d'origine majoritairement pluviale). L'analyse des niveaux du Danube à la station d'Orşova (située au niveau des Portes de Fer et au sein du plus vaste réservoir artificiel construit le long du Danube) suggère que le relâchement des eaux du réservoir avant l'arrivée des ondes de crue (aussi bien en 2006 qu'en 2010) aurait contribué à l'amplification des effets de ces phénomènes sur le Danube inférieur.

Afin de mieux saisir l'ampleur et la périodicité de crues atteignant le delta du Danube, sans mettre l'accent sur leurs origines, une analyse statistique fréquentielle des débits de crue peut fournir des résultats intéressants. A partir de la même série de données (1932-2008) utilisée pour la caractérisation du régime du Danube, nous avons identifié les débits de pointe (moyenne journalière dans notre cas) pour chacune des années (figure 8). Dans le but d'intégrer la notion de durée dans les crues sélectionnées, nous avons compté le nombre de jours consécutifs pendant lesquels le débit est resté supérieur à 9 000 m^3/s. Ce seuil arbitraire a été fondé sur le débit moyen du mois le plus abondant identifié dans le régime hydrologique du Danube (en occurrence le mois de mai avec 8 972 m^3/s). Ce seuil n'a pas uniquement une signification statistique, mais il est aussi associé au phénomène d'inondation sur le delta du Danube : en effet, il correspond approximativement au débit de plein bord, le fleuve commençant alors à déborder et inonder la plaine deltaïque au-delà de cette valeur[17].

Nous observons ainsi que, sur les 76 maxima annuels, 11 ont été inférieurs au débit de plein bord (cf. figure 8) : autrement dit, à Ceatal Izmaïl le Danube déborde de son lit mineur environ 6 années sur 7. Les débordements sont ainsi des événements très fréquents sur le delta du Danube, la durée et le débit maximal lors de chacun de ces événements étant très variables et ces deux paramètres étant d'ailleurs faiblement corrélés entre eux (R^2 = 0,611).

[17] Les phénomènes de débordement et d'inondation sur le delta du Danube seront traités avec plus de détails dans les chapitres II.

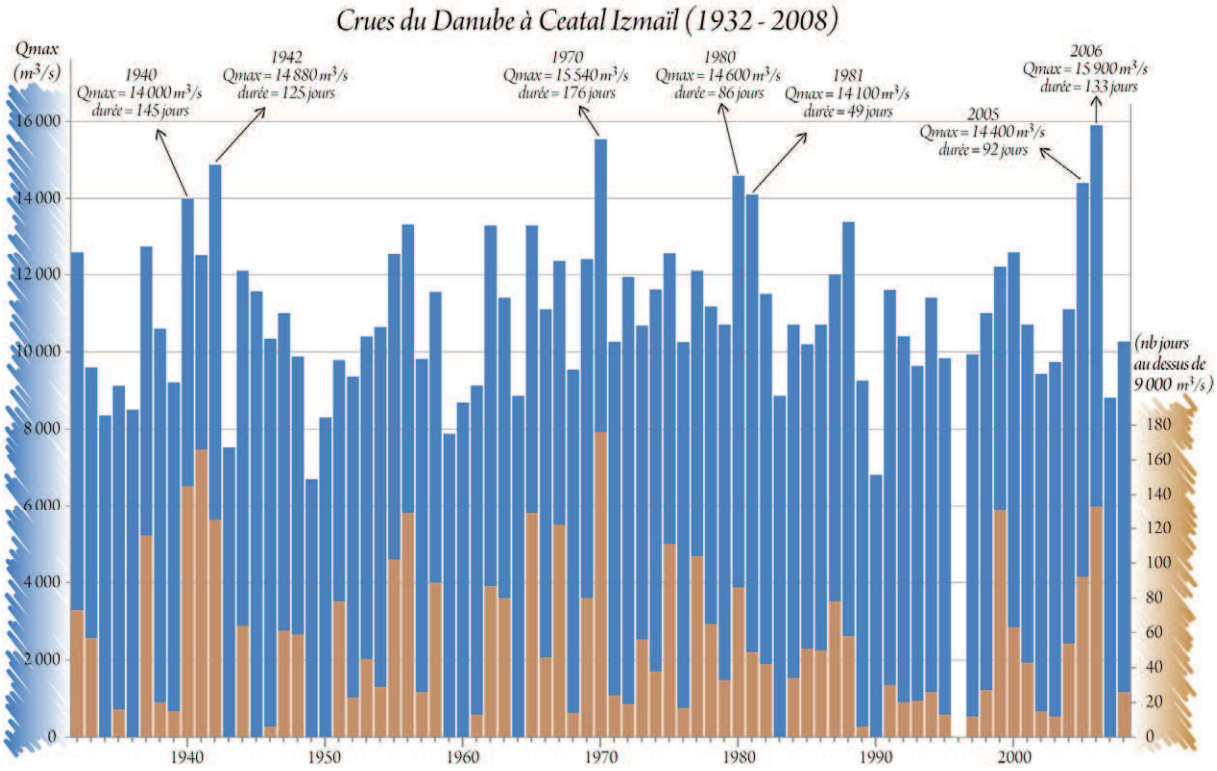


Figure 8 : Débits de pointe (moyenne journalière) des principales crues du Danube à Ceatal Izmaïl (1932 – 2008). La durée de la crue (colonnes en orange) correspond au nombre de jours consécutifs avec des débits supérieurs à 9 000 m³/s, celle-ci pouvant être associée à la durée d'inondation sur le delta du Danube.

A travers l'ajustement de la série de maxima annuels aux lois de Gumbel et Weibull, nous avons pu effectuer une analyse fréquentielle classique et obtenir ainsi de périodes de retour pour les crues danubiennes. Les débits théoriques pour une même période de retour différent légèrement entre les deux lois (tableau 3), l'analyse visuelle des diagrammes et la comparaison des coefficients de détermination (R^2 = 0,969 pour Gumbel ; R^2 = 0,990 pour Weibull) indiquant un ajustement plus fin de la loi de Weibull à notre échantillon.

Tableau 3 : Débits de pointe théoriques en fonction de différents périodes de retour (T). Valeurs calculées à partir des lois de Gumbel et de Weibull. *Échantillon d'origine : 1932 – 2008 (n = 76).*

Période de retour (T) Probabilité de dépassement		*10 ans* 10 %	*20 ans* 5 %	*50 ans* 2 %	*100 ans* 1 %	*150 ans* 0,67 %
Débits de pointe (Q_T m³/s)	*Gumbel*	*13 499*	*14 590*	*16 001*	*17 059*	*17 676*
théoriques d'après les lois de :	*Weibull*	*13 669*	*14 568*	*15 599*	*16 294*	*16 630*

La période de retour maximale calculée a été de 150 ans, cette durée étant inférieure au nombre d'années de l'échantillon (*n = 76*) multiplié par deux[18]. La synthèse statistique présentée dans le tableau ci-dessus nous donne une idée globale du fonctionnement des crues, mais elle

[18] Limite usuellement employée pour ce type d'extrapolation, même s'il n'existe pas de règle ou de consigne stricte en l'occurence (WMO, 2009).

comporte bien évidemment plusieurs simplifications, dont l'une est la non-prise en compte de la persistance du phénomène. Or, les crues se définissent par la pointe, mais également par le volume (Sauquet *et al.*, 2003) : ainsi, à l'échelle de l'événement, la dynamique et les effets de la crue pourront varier sensiblement pour une pointe de même valeur.

Les plus fortes crues du Danube à Ceatal Izmaïl ont également présenté des durées relativement longues. Parmi les sept crues ayant atteint un débit égal ou supérieur à 14 000 m^3/s (1940, 1942, 1970, 1980, 1981, 2005 et 2006), seulement celle de 1981 a été accompagnée d'une durée d'inondation faible (49 jours), alors que cette dernière, associée aux six autres grandes crues, a varié entre 86 et 176 jours. De plus, ces sept événements majeurs s'insèrent tous dans le contexte saisonnier des crues printanières du Danube, les débits de pointe ayant été atteints entre le 31 mars et le 1er juin. Si nous élargissons cette analyse à l'ensemble de maxima annuels, nous remarquons qu'environ 73 % ont été enregistrés lors des mois de printemps, contre 16,2 % en hiver, 9,5 % en été et seulement 1,3 % (soit un événement unique) en automne[19].

Le deuxième type d'événement extrême concerne les **étiages**, dont l'étude se révèle toutefois beaucoup moins fréquente sur le fleuve du Danube. L'étiage de 2003 est commenté par Mikhailova *et al.* (2012), mais aucune comparaison avec des épisodes précédents n'est présentée. Selon Lang Delus (2011), en opposition aux crues, les étiages sont des phénomènes plus complexes à décrire et leur genèse particulièrement longue les rend même difficiles à identifier. D'une manière générale, un étiage peut être défini comme une basse eau particulièrement accentuée, un maigre prononcé, la courbe de débits descendant assez progressivement (Touchart, 2003). Ce sont donc des événements hydrologiques à la dynamique lente, la durée étant ainsi un facteur clé pour la description cohérente du phénomène.

Lang Delus (2011) avance la nécessité de pouvoir caractériser – le plus souvent par le biais d'une analyse statistique – la sévérité d'un étiage afin d'identifier les événements exceptionnels. A partir de la courbe des débits classés (figure 9), il est possible d'extraire certaines valeurs de débit "extrême" dans le sens statistique du terme. Parmi les diverses grandeurs d'étiage (parfois appelés indices d'étiage) proposés par Laganier et Arnaud-Fassetta (2009) et Lang Delus (2011), nous en avons retenu trois pour une analyse liminaire : le "$DC_{90\%}$", le "$DC_{95\%}$" et le "DCE". A titre indicatif, l'étiage absolu (plus faible débit journalier connu) est également indiqué sur la figure 9.

[19] En fonction des caractéristiques météorologiques, notamment la variation des températures, observées dans la région de l'embouchure du Danube (cf. séries de données présentées dans le chapitre III), la durée des saisons sera employée de la suivante manière : hiver (décembre → février) ; printemps (mars → mai) ; été (juin → août) ; automne (septembre → novembre).

Les débits caractéristiques "$DC_{90\%}$" et "$DC_{95\%}$" sont des débits fréquentiels indiquant les valeurs (en m^3/s) dépassées lors de 90 % des jours mesurés (pour le $DC_{90\%}$), ou lors de 95 % (pour le $DC_{95\%}$). Le "DCE" (débit caractéristique d'étiage) correspond au débit égalé ou non dépassé 10 jours par an ; en termes de pourcentage, il correspond à un débit fréquentiel d'environ 97,3 %.

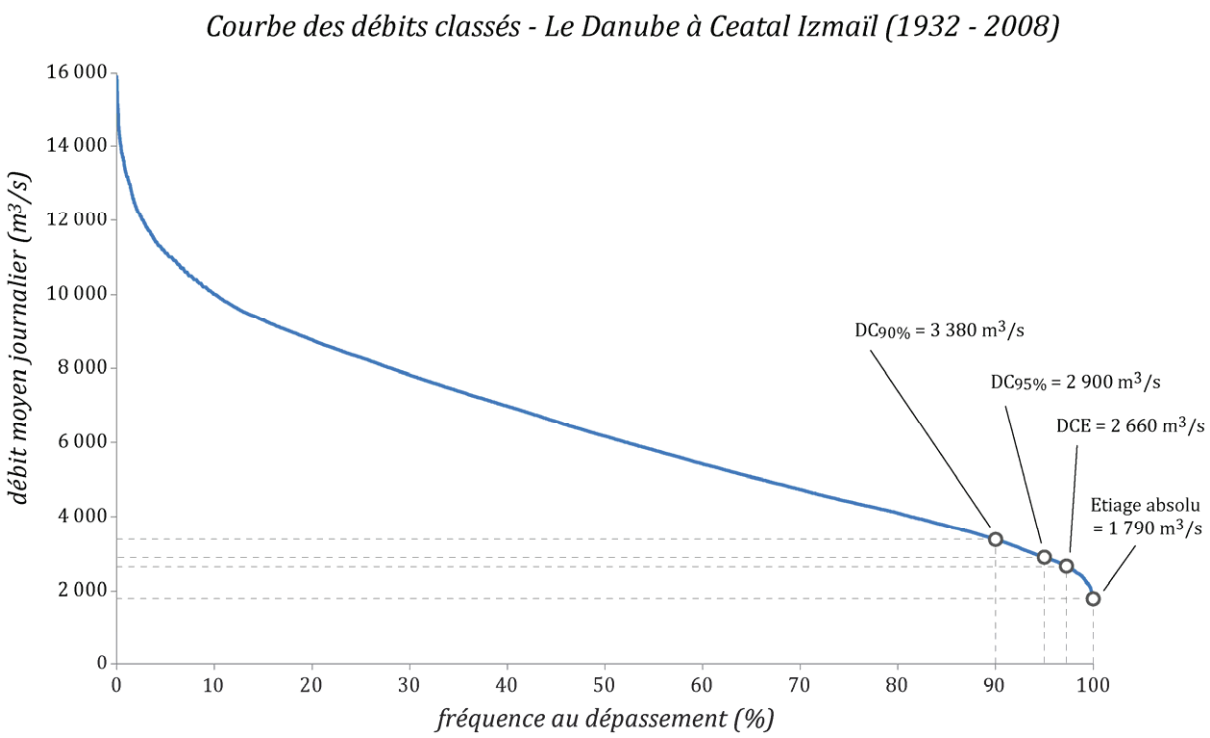


Figure 9 : Courbe des débits classés et quelques débits caractéristiques associés pour le fleuve du Danube à Ceatal Izmaïl, en Roumanie. Courbe tracée à partir des débits moyens journaliers pour la période 1932-2008.

A partir des trois débits caractéristiques indiqués sur le graphique ci-dessus, nous avons effectué trois "seuillages"[20] afin d'identifier les événements susceptibles de représenter des étiages sur le Danube (figure 10). Le $DC_{90\%}$ nous a permis de sélectionner 82 événements, ce seuil étant évidemment peu sévère puisque notre série temporelle ne comprend que 76 années. Sur ces 82 événements, 47 ont franchi le seuil déterminé par le $DC_{95\%}$, dont 34 ont également dépassé celui fixé par le DCE. Afin d'estimer la sévérité de ces 34 événements plus "extrêmes", nous avons calculé leurs durées respectives. Au total, seulement 12 événements ont présenté des débits journaliers inférieurs au seuil DCE (2 660 m^3/s) sur une durée supérieure à deux semaines (soit au moins 14 jours consécutifs). Sur ces 12 événements, 6 ont été

[20] Les trois seuils ont été superposés aux données journalières de façon chronologique et continue sur toute la période (1932 – 2008), donc sans la contrainte du découpage annuel pouvant entraîner la segmentation d'un événement hivernal.

exceptionnellement longs et ont affiché des débits inférieurs au DCE pendant plus de 30 jours (tableau 4 et figure 10).

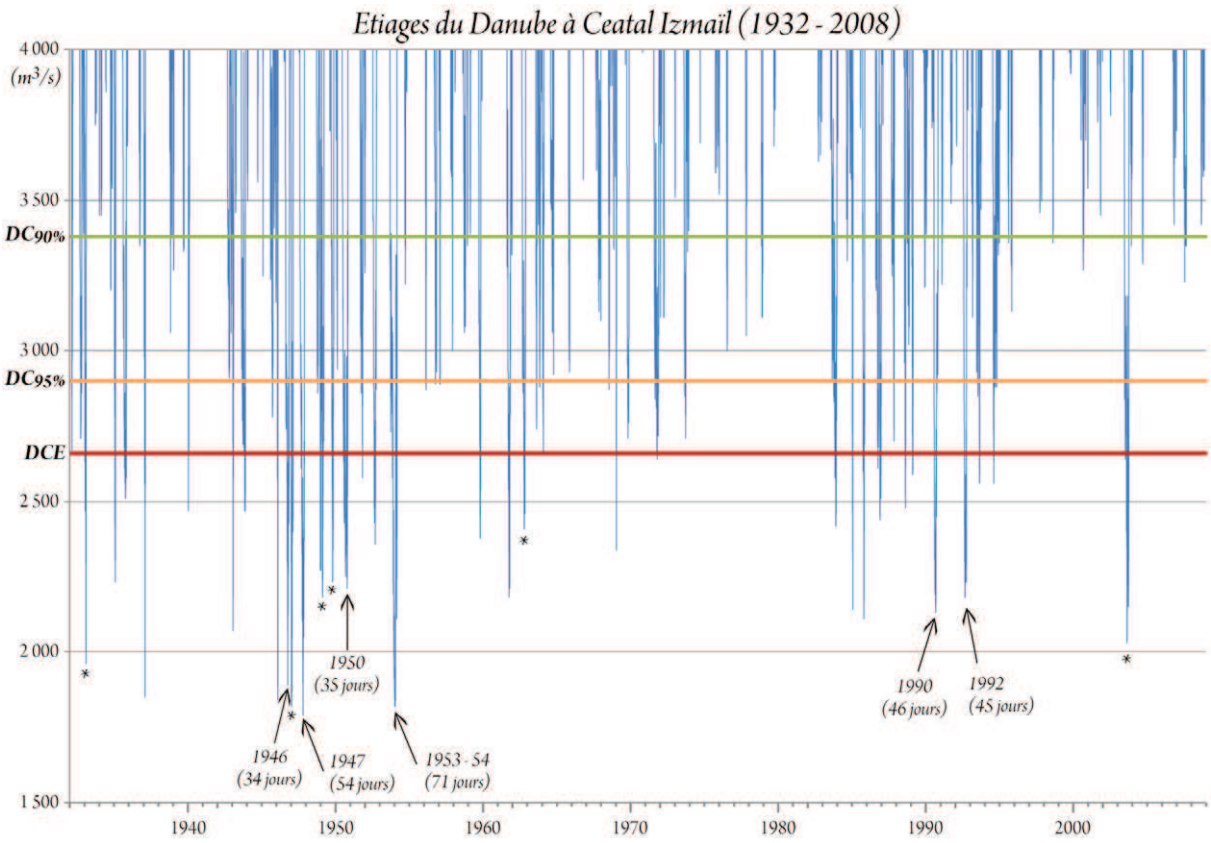


Figure 10 : Représentation graphique des différents seuils utilisés pour l'identification des étiages. Les événements ayant franchi et étant restés en-dessous du seuil DCE pendant plus de 30 jours consécutifs sont indiqués sur la figure, les autres événements de durée supérieure à 14 jours sont identifiés par une étoile (*).

Tableau 4 : Principaux étiages du Danube à Ceatal Izmaïl entre 1932 et 2008. Seulement les événements d'une durée supérieure à 30 jours (en dessous du seuil DCE) sont présentés ici.

Période en dessous du seuil DCE	*Nb de jours consécutifs*	*Débit minimum atteint (m³/s)*
25/09/1946 – 28/10/1946	34	1 890
25/09/1947 – 17/11/1947	54	1 790
30/08/1950 – 03/10/1950	35	2 250
29/11/1953 – 07/02/1954	71	1 820
09/08/1990 – 23/09/1990	46	2 130
23/08/1992 – 06/10/1992	45	2 180

Concernant la distribution temporelle des événements, nous pouvons remarquer que les étiages sont intimement liés au régime hydrologique. En prenant en compte les 34 événements ayant franchi le seuil DCE, nous observons que 19 se sont déroulés en automne[21] (soit 56 %),

[21] Parmi les 19 étiages automnaux, 3 ont, en effet, commencé à la fin du mois d'août, mais ils se sont étalés majoritairement sur les mois d'automne.

contre 15 en hiver (soit 44 %). Si nous réduisons l'analyse aux 12 événements d'une durée supérieure à deux semaines, 8 se sont manifestés en automne (67 %) contre 4 en hiver (33 %). Enfin, parmi les 6 étiages les plus extrêmes (cf. tableau 4), nous en comptons 5 durant la période automnale (83 %) et seulement 1 en période hivernale (17 %).

La méthode présentée ici, couplant "seuillage" et durée des événements, ne prétend certainement pas épuiser le sujet des étiages, ni d'ailleurs celui des crues. Elle nous a néanmoins permis d'identifier, de manière objective, les principaux épisodes survenus à Ceatal Izmaïl entre 1932 et 2008 et d'extraire des informations sur la fréquence et la sévérité des événements extrêmes. Les évolutions que nous avons pu constater à partir de cet ensemble d'analyses ne rejoignent que partiellement celles décrites par Mikhailova *et al.* (2012).

L'augmentation, au cours des dernières décennies, du volume moyen annuel du Danube est vérifiable à partir de nos données, mais l'intensification de ce processus à partir des années 1970, proposée par Mikhailova *et al.* (2012), n'est pas manifeste. Le gonflement des débits de crue, avancé par ces auteurs comme étant à l'origine de l'augmentation des volumes annuels, ne semble pas expliquer entièrement cette tendance générale. Nous observons effectivement une légère élévation des débits de pointe (environ 10 m^3/s par an) au cours des 76 années de mesures, mais, en revanche, la durée d'inondation (également importante pour saisir les volumes d'eau) associée aux crues s'est écourtée à raison, en moyenne, d'un jour toutes les sept années. Ce gonflement est encore moins évident si nous ciblons l'analyse sur les volumes approximatifs des sept plus importantes crues (volumes totaux en km^3 calculés à partir des débits journalières) : *1940 = 151,1* ; *1942 = 132,4* ; *1970 = 191,9* ; *1980 = 51,4* ; *1981 = 80,9* ; *2005 = 100,2* ; *2006 = 147,2*.

Enfin, l'intensification de la fréquence des phénomènes extrêmes (crues et étiages) suggérée par Mikhailova *et al.* (2012) n'est pas flagrante non plus, du moins à Ceatal Izmaïl. Il est important de préciser que nous ne disposons pas des débits journaliers pour l'année 2010, et que, de ce fait, la grande crue de cette année n'a pu être intégrée à nos analyses statistiques. Toutefois, indirectement[22], nous savons que son débit de pointe a été très proche de celui atteint en 2006, mais son volume n'a certainement pas dépassé celui de la crue de 1970. Ainsi, même en rajoutant la crue de 2010 à notre analyse, l'intensification de la fréquence des crues ne paraît pas évidente, d'autant plus que d'importantes crues ont été relatées et documentées sur le delta du Danube en 1897, 1915, 1917 et 1919 (CED, 1931). Si l'intensification des crues semble difficile à défendre, l'aggravation des étiages ne peut nullement se fonder sur la série de débits journaliers à Ceatal Izmaïl. En effet, nous avons constaté l'inverse, c'est-à-dire une réduction à la

[22] Ces constats ont été faits par corrélation avec les niveaux moyens journaliers du Danube enregistrés à la ville de Tulcea : pour cette station limnimétrique située environ 8 km en aval de l'apex deltaïque, nous disposons, en effet, de données de 1932 à 2010 (plus de précisions dans le chapitre III).

fois du nombre et de la sévérité des événements d'étiage au cours des dernières décennies. Les sept étiages ayant atteint les plus faibles débits journaliers sont survenus entre 1932 et 1954, et, après cette période, aucun débit journalier n'est tombé en dessous de 2 000 m³/s. Parmi les douze étiages les plus sévères (plus de deux semaines en dessous du seuil DCE), neuf surviennent entre 1932 et 1962, et seulement 3 après cette dernière date. Si nous élargissons ce comptage à tous les 82 événements ayant franchi le seuil $DC_{90\%}$ (très faible sévérité), la tendance est la même : 50 événements jusqu'en 1969 et seulement 32 après.

Nous observons ainsi que, depuis les années 1960, les maigres les plus prononcés présentent de débits relativement soutenus comparés aux années 1930, 1940 et 1950. Aussi, d'une manière générale les hydrogrammes annuels (figure 11) montrent des changements d'allure à partir des années 1970.

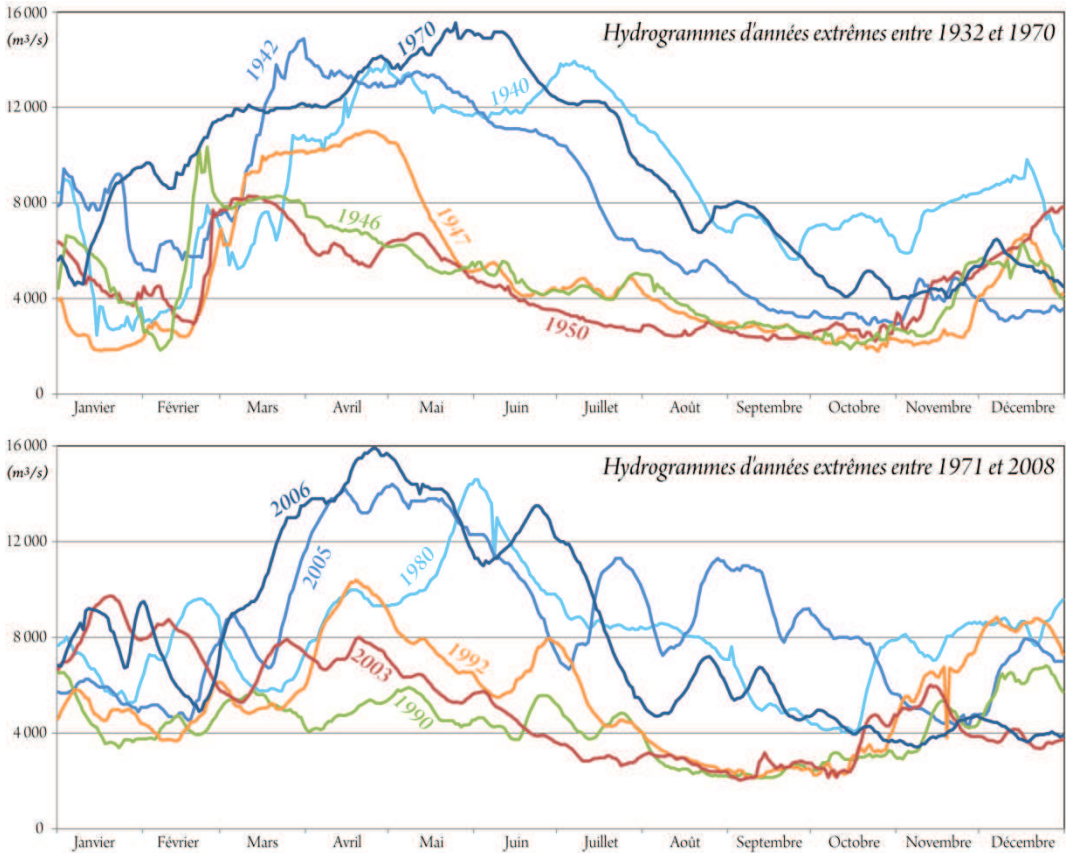


Figure 11 : Comparaison des hydrogrammes des années présentant des événements extrêmes (crues et étiages) selon la période (avant et après les années 1970). *Courbes issues des débits journaliers du Danube à Ceatal Izmaïl.*

Les trois plus fortes crues avant 1971 (1940, 1942 et 1970) montrent des hydrogrammes aux variations relativement douces, leurs courbes dessinant des phénomènes bien marqués et de longue durée. Les crues du deuxième graphique (1980, 2005 et 2006) présentent des changements soudains de débit et expriment des courbes plus "chaotiques" : la durée générale

des inondations est plus faible et les courbes de décrue possèdent de plus fortes pentes. Les hydrogrammes des étiages sont également plus aléatoires pour la période postérieure à 1971 : la descente progressive de la courbe des débits est moins marquée et la remontée après l'étiage semble plus précoce.

Des variations brusques sur les courbes des hydrogrammes sont visibles déjà dans les années 1930, 1940 ou 1950, mais elles sont toutefois devenues plus systématiques à partir des années 1970 et 1980. Ce changement coïncide temporellement avec d'importants aménagements réalisés sur le fleuve du Danube, comme la construction de grands barrages, l'endiguement de longs tronçons fluviaux, etc. Ces aménagements n'ont pas seulement altéré le rythme d'oscillation des débits, mais ils ont vraisemblablement limité les déplacements sédimentaires d'amont en aval. Le transport des matières dissoutes, même s'il est faiblement affecté par ce type d'aménagement, a lui aussi été profondément modifié au cours du XXe siècle.

1.2. Évolution de la qualité de l'eau du Danube

1.2.1. Considérations historiques sur l'aménagement du fleuve

Jusqu'à présent, l'aménagement du Danube demeure relativement fragmenté et les discontinuités le long du cours fluvial ne sont seulement dues aux entraves d'ordre naturel. Le passé chaotique a sans doute une importance majeure dans ce processus, comme l'ont décrit Tricart et Bravard (1991) : "*le Danube traverse des territoires trop mouvants au long de leur histoire pour que les politiques d'aménagement fluvial aient pu obéir à des logiques simples et unitaires*" (p. 690).

La vallée du Danube possède, en effet, une très longue histoire d'occupation humaine et de développement culturel dont les origines remontent au Paléolithique (~ 25 000 BP[23]), les premiers établissements pérennes datant d'environ 8 500 BP (Sommerwerk *et al.*, 2009). Axe de pénétration avéré dans le continent, le rôle du Danube a été multiple (voie de migration, voie de commerce, ligne de défense militaire, frontière naturelle, source d'approvisionnement, d'hydroélectricité, d'irrigation, etc.), mais aussi très variable dans le temps et souvent discontinu dans l'espace.

L'unité danubienne semble n'avoir jamais vraiment existé, si ce n'est durant la période romaine, le Danube composant alors un ensemble frontalier cohérent (*limes*) qui va disparaître avec le déclin de l'Empire Romain d'Occident. A la poussée des Huns et aux invasions germaniques ont succédé les arrivées des Slaves et des Magyars. La stabilisation des

[23] BP pour *Before Present*, par convention, avant l'année de 1950.

mouvements migratoires vers le Xe siècle segmenta l'axe danubien, surtout sur son cours supérieur et moyen. Allix (1942) décrit ainsi cette situation : "*Dès lors, le Danube est partagé en tronçons qui ne se rejoignent pas. A l'amont un Danube germanique, presque inutilisé et peu utilisable. Au milieu, le Danube hongrois, pratiquement désert. A l'aval, une sorte de préfiguration du Danube international, gagnant la mer Noire à travers les champs de bataille et les peuples en mouvement, mais navigué dans l'intervalle des carnages*" (p. 111).

A partir de la fin du XIVe siècle, les territoires balkaniques subissent l'occupation des Turcs ottomans qui ont rapidement pris le contrôle du Danube inférieur (y compris le delta) et se sont progressivement emparés du Danube moyen. Selon Ritter (1976), " *la conquête turque a encore accentué les contrastes entre la partie occidentale du bassin qui demeurait solidement intégrée à l'Occident européen et allait participer à l'essor économique de celui-ci, et sa partie orientale qui devait au contraire se caractériser par un immobilisme croissant*" (p. 43). La chronologie de l'aménagement du Danube suit également cette opposition Occident-Orient, dont l'emprise de l'Empire ottoman est restée la frontière symbolique jusqu'à la fin du XIXe siècle.

Les premiers travaux sur le chenal navigable du cours autrichien remontent aux XIVe et XVe siècles. C'est aussi à partir du XVe siècle que la lutte contre les inondations sur le secteur hongrois avait commencé, mais les travaux non pas été poursuivis durant les deux siècles d'occupation turque (de la bataille de Mohács en 1526 jusqu'à la guerre austro-turque de 1716-1718). Au cours du XVIIIe siècle, les rapides de Grein, sur le secteur autrichien, ont été améliorés pour la navigation, et vers la fin de ce même siècle les premières digues ont été construites sur le Danube moyen, entraînant ainsi la suppression progressive des *foks*[24] magyars en faveur d'une mise en valeur agricole (Tricart et Bravard, 1991).

Ces premières ruptures localisées avec la mise en valeur traditionnelle ont été les prémices d'un mouvement beaucoup plus large d'aménagement qui s'est véritablement déclenché au XIXe siècle. Nous pouvons rassembler les travaux du XIXe siècle en trois grandes catégories : a) la protection des villes contre les crues (le plus souvent par endiguement et rehaussement des levées naturelles) ; b) la régularisation du fleuve et la suppression d'obstacles afin de promouvoir la navigation et d'éviter la formation de barrages de glace (plusieurs techniques ayant été employées : recoupements, obstructions de bras secondaires, construction de digues longitudinales, d'épis transversaux, …) ; c) la mise en valeur agricole à travers l'endiguement de vastes superficies sur la zone inondable du fleuve (lit majeur).

[24] Les *foks* étaient des chenaux artificiels qui, en franchissant partiellement les levées alluviales, conduisaient les hautes eaux du Danube à plusieurs milliers de cuvettes d'inondation. Cet espace, reflétant une extrême diversité écologique, faisait l'objet d'un prélèvement organisé et diversifié des ressources naturelles, dont le poisson était la ressource de base. Ce système d'exploitation empirique sophistiqué a servi de support à la culture magyare durant l'occupation ottomane (Bethemont, 2002; Tricart et Bravard, 1991).

Pour ce qui concerne les deux premières catégories d'aménagement (protection des villes et régularisation du fleuve), nous pouvons évoquer, d'amont en aval : le canal Ludwig reliant le Main au Danube bavarois[25] (ouvert en 1845 mais détruit durant la Seconde Guerre mondiale), la régularisation du Danube dans la région de Vienne[26] (1869-1899), la régularisation du tronçon entre Bratislava et Gönyü (1886-1896), la régularisation (de manière discontinue) du tronçon hongrois entre Viségrad et Budapest à partir de 1838 et en aval de Budapest à partir de 1893, l'aménagement du passage des Portes de Fer[27] (1889-1899), la régularisation du bras de Sulina[28] (1868-1902) et de son embouchure en mer Noire (à partir de 1857).

La mise en valeur agricole du lit majeur du Danube, initiée à la fin du XVIIIe siècle et devenue systématique sur le Danube moyen à partir de 1820, provient d'une véritable révolution agricole, dont la priorité fut donnée à la production céréalière destinée à l'exportation (Tricart et Bravard, 1991). Ritter (1976) indique que le programme de mise en valeur de la plaine pannonienne avait réussi, vers l'année 1900, à mettre à l'abri des crues 1,1 et 2,2 millions d'hectares sur le Danube et la Tizsa au moyen de 2 000 et 2 900 km de digues.

Ainsi, au cours du XIXe siècle, le Danube est devenu une importante voie de transport de céréales en Europe. A l'origine de ce mouvement dès le refoulement des Ottomans, l'Autriche assurait, en grande partie, la maîtrise des réseaux commerciaux danubiens. Le Danube inférieur appartenait toujours à l'Empire ottoman, mais il était progressivement exploité par les puissances voisines (Autriche et Russie) et, à partir de l'aménagement de l'embouchure, par d'autres puissances occidentales (notamment l'Angleterre et la France). La fin de l'occupation ottomane sur le Danube culmina avec la guerre russo-turque de 1877-78, à laquelle est associée l'indépendance de la Roumanie et de la Bulgarie. Ce contexte historique particulier avait privé le Danube inférieur (à l'exception de son embouchure) de la vague d'aménagements du XIXe siècle, ses rives et sa plaine d'inondation se trouvant ainsi largement à l'état naturel au début du XXe siècle.

Le passage des Portes de Fer et l'embouchure deltaïque ayant désormais été aménagés pour la navigation, les pressions pour une mise en valeur agricole du Danube inférieur étaient fortes. Le naturaliste roumain Grigore Antipa, qui avait étudié longuement le fonctionnement de la zone d'inondation du Danube en Roumanie (Antipa, 1910), s'opposait fermement à ce type d'aménagement : "*lorsque nous essayons d'établir un système convenable pour la mise en valeur de*

---

[25] Cette liaison était assurée au moyen d'une centaine d'écluses qui s'enchaînaient sur une distance de 120 km ; le canal n'était cependant accessible qu'aux bateaux de faible tonnage (100 – 120 tonnes) (Ritter, 1976).
[26] Les travaux de protection dans la région de Vienne on été établis en fonction de 14 000 m^3/s en ce lieu, ce qui correspond au débit atteint lors du cataclysme de 1501 (Pardé, 1961).
[27] L'aménagement du secteur de cataractes, le plus contraint à la navigation sur l'ensemble du fleuve, fut réalisé par l'administration hongroise. Des déroctages ont été entrepris dès 1834 pour permettre le creusement, entre 1889-1899, d'une série de 8 chenaux (longueur totale de 15,5 km) dans les passages rocheux (Ritter, 1976).
[28] L'aménagement du bras de Sulina et de son embouchure sera abordé plus en détail dans le chapitre II.

l'entier complexe d'eaux et de terrains composant le bassin du Danube inférieur, on doit être guidé - comme par une suprema lex - par les nécessités imposées par le régime naturel des eaux de ce fleuve. Il faut donc nous rendre bien compte, que, si ce grand fleuve construisit sur cette portion de son parcours, par ces propres forces, une si vaste région inondable, c'est qu'elle lui est absolument nécessaire pour l'écoulement de ses eaux. [...] L'avidité avec laquelle on cherche à obtenir de nouveaux terrains de culture, a fait naître l'idée d'un endiguement total de la région inondable, afin de la transformer en terrains agricoles, et l'on voulut commencer sur une grande échelle sa mise en application. [...] Après mon départ de ce service, la rage de l'endiguement n'a pas cessé, et malgré toutes mes protestations, on a endigué sous les auspices d'un Service spécial de l'État [...] des surfaces couvrant des dizaines de milliers d'hectares, par des digues non-submersibles, très coûteuses. Les résultats furent partout désastreux de manière que leurs propriétaires n'ont pu même pas payer les annuités des emprunts effectués pour couvrir les frais de ces travaux" (Antipa, 1932, pp. 14-16).

En même temps que certaines portions du Danube inférieur commençaient à être endiguées pour l'agriculture, le secteur supérieur du fleuve devenait l'objet d'un nouveau type de mise en valeur, celle de la houille blanche. Les travaux de construction de barrages et des retenues sur le Danube et ses affluents ont démarré après la Première Guerre mondiale, et ils avaient pour objectif la création d'un escalier d'ouvrages, analogue à ceux du Rhône et du Rhin alsacien (Tricart et Bravard, 1991). Cependant, l'éclatement de l'Empire austro-hongrois (le grand responsable, avec l'Angleterre, du transport sur le Danube) et le morcèlement des territoires danubiens à la suite du conflit, ont compliqué la construction de l'escalier d'ouvrages. Cette nouvelle configuration a mis le Danube dans une position excentrée par rapport à la plupart des États, Autriche et Hongrie mises à part (Ritter, 1976). Aucun grand projet entre les nations danubiennes n'a été réalisé dans la période de l'entre-deux-guerres, l'Allemagne ayant toutefois créé en 1921 la société *Rhein-Main-Donau*, chargée de la jonction à grand gabarit entre le Rhin et le Danube, puis, de 1922 à 1927 elle a entrepris la construction du barrage de Passau-Kachlet : situé à environ 5 km en amont du confluent de l'Inn, ce fut le premier ouvrage d'envergure alliant production hydroélectrique et amélioration des conditions de navigation sur le Danube.

L'aménagement, au moyen de barrages à écluses, du tronçon restant du Danube allemand a été en revanche plus tardif ; avec un moindre potentiel hydroélectrique, la motivation principale a été la navigation et l'ouverture de l'espace rhénan sur la mer Noire (Breuil, 1976). La construction des grands ouvrages danubiens n'a en effet démarré qu'après la Seconde Guerre mondiale sous un nouveau contexte économique et politique. Les exportations agricoles (dominantes sur le trafic danubien jusqu'aux années 1930) ont été considérablement réduites et le Danube est devenu l'une des voies du transit de pondéreux livrés par l'URSS aux pays

danubiens de l'Est (Ritter, 1976). Le Rideau de Fer accentua ainsi le clivage entre le Danube supérieur et le reste du fleuve. Malgré la solidarité politique des États socialistes et la montée presque exponentielle du trafic danubien durant la période post-guerre (figure 12), les intérêts nationaux sont néanmoins restés en premier plan, le fleuve n'étant pas devenu un trait d'union entre les nations. La chute des régimes socialistes (à partir de 1989) et les indépendances au sein de la Yougoslavie (à partir de 1991) ont anéanti brusquement le trafic danubien.

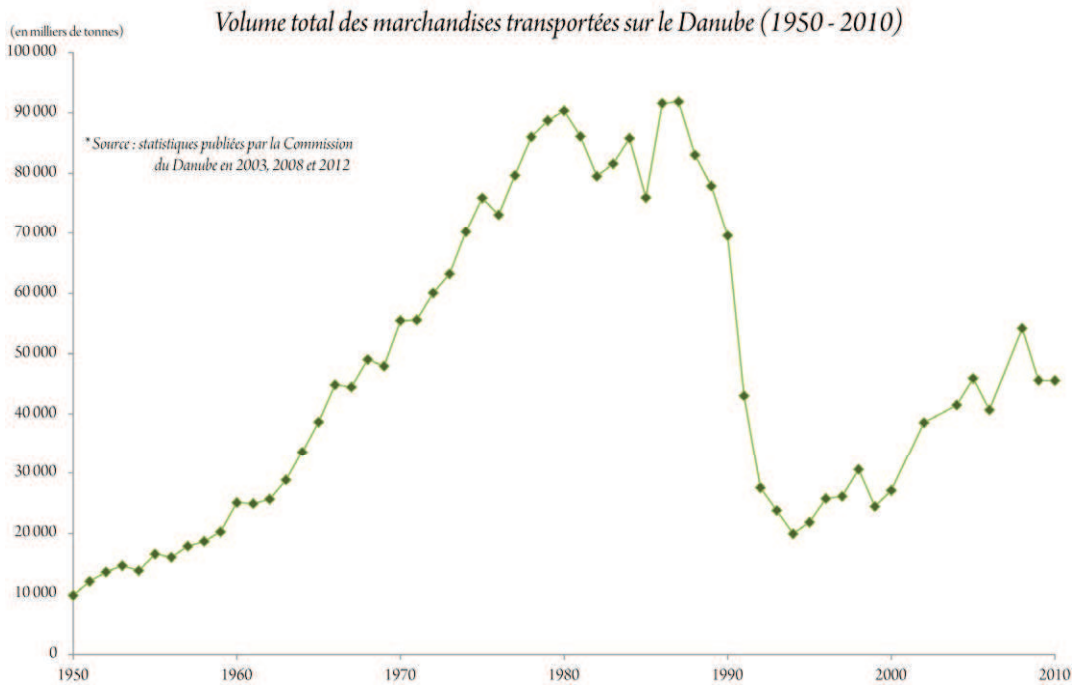


Figure 12 : Évolution du tonnage annuel transporté sur le Danube depuis la moitié du XXe siècle. *Valeurs extraites de différents documents publiés par la Commission du Danube (Budapest) en 2003, 2008 et 2012*.

En dépit d'une coopération limitée entre les pays danubiens, l'ensemble des aménagements réalisés n'est pas pour autant négligeable. Dès le lendemain de la Seconde Guerre mondiale, les travaux de construction de barrages et de retenues ont repris sur le Danube supérieur. Le nombre d'ouvrages a été très important sur le secteur allemand, mais il s'agissait surtout de structures relativement modestes, le module moyen du fleuve n'étant que de l'ordre de 700 m^3/s en amont de Passau. Gonflée par le débit de l'Inn à partir de ce point, une centrale austro-allemande (Jochenstein – inaugurée en 1956) a été construite à environ 22 km en aval de Passau. Le secteur autrichien, de la frontière avec l'Allemagne jusqu'à Vienne, a été progressivement équipé de centrales hydroélectriques[29] : trois ont été mises en service avant la fin des années 1960, cinq dans les années 1970 et 1980, et une dernière dans les années 1990 – la centrale de Freudenau, construite entre 1992 et 1998, immédiatement en aval de Vienne. A l'heure actuelle,

[29] Années de mise en service des centrales hydroélectriques autrichiennes : Persenbeug (1958), Aschach (1964), Wallsee (1968), Ottensheim (1973), Altenwörth (1975), Abwinden-Asten (1979), Melk (1982), Greifenstein (1985) et Freudenau (1998).

de la source du Danube jusqu'à Vienne, nous comptons 57 barrages et retenues (figure 13), cet escalier d'ouvrages ne laissant persister que deux courts tronçons fluviaux à l'écoulement libre, l'un en Allemagne (69 km), proche du confluent de l'Isar (Strubing-Vilshofen), et l'autre en Autriche (28 km), au niveau des défilés de la Wachau. En amont de la frontière germano-autrichienne, le Danube est navigable jusqu'à Ulm, la navigation à grand gabarit, en revanche, s'arrête environ 170 km en aval, à Kelheim. C'est à cet endroit que le canal Rhin-Main-Danube[30], ouvert en 1992, atteint la rive gauche du Danube. Par la voie fluviale, la ville de Kelheim se situe ainsi à une distance de 2 414 km de la mer Noire (Sulina) et à 1 094 km de la mer du Nord (Rotterdam).

Parmi les nombreux projets d'aménagement du Danube en aval de la frontière austro-slovaque, seulement trois ont été réalisés. Le plus impressionnant fut sans doute celui des Portes de Fer, la Serbie et la Roumanie ayant établi ensemble deux grandes centrales hydroélectriques. Le premier ouvrage (Portes de Fer I – situé en amont de Drobeta-Turnu Severin) a été mis en service en 1972 : il s'agit de la plus importante usine d'hydroélectricité du Danube (2 100 MW), son barrage possédant 60 m d'hauteur et 1,2 km de longueur. Avec une retenue d'environ 2,4 km^3, l'effet de ce vaste réservoir sur l'écoulement du fleuve se fait ressentir jusqu'à Novi Sad, située à 310 km en amont du barrage. Le deuxième ouvrage (Portes de Fer II – situé environ 80 km en aval du premier barrage) a été achevé en 1984 et a un rôle complémentaire par rapport au premier (540 MW), son réservoir possédant environ un tiers du volume (0,8 km^3) de celui que le précède (Friedl *et al.*, 2004; ICPDR, 2005; Sommerwerk *et al.*, 2009; Teodoru et Wehrli, 2005).

La deuxième plus importante centrale hydroélectrique (720 MW) danubienne a été bâtie quelques kilomètres en aval de Bratislava : il s'agit d'une partie de l'aménagement hungaro-slovaque de Gabcikovo-Nagymaros. Ce projet, dont les travaux ont démarré à la fin des années 1970, a fait l'objet d'une ample controverse (Bravard et Bethemont, 1986) qui a culminé avec la dénonciation de l'accord binational par la Hongrie en 1989 (Touchart, *in* Enc. Universalis en ligne, 2012). Amputé de l'ouvrage complémentaire de Nagymaros (en Hongrie), le canal de dérivation et l'usine de Gabcikovo, construits en territoire slovaque, sont néanmoins entrés en fonctionnement dès 1992. Quoique cet aménagement ait été inachevé, ses conséquences environnementales ont été désastreuses (Balon et Holčík, 1999), et le litige entre les deux États n'a pas encore été résolu (un premier arrêt ayant été rendu par la Cour Internationale de Justice en 1997).

[30] Ce canal, connectant Kelheim à Bamberg (via Nuremberg) sur une distance de 171 km et au moyen de 16 écluses, est adapté à la navigation à grand gabarit (4 m de profondeur et 55 m de largeur).

Enfin, sur le Danube inférieur, la Roumanie a entrepris, en deux étapes, la difficile construction du canal Danube-mer Noire. Sous une forte pression de l'URSS, les premiers travaux ont commencé en 1949, la Roumanie consacrant près de 30 % de son budget à cet énorme chantier sur lequel des prisonniers politiques composaient une grande partie de la force de travail. Les travaux ont toutefois été arrêtés en 1953, peu de temps après la mort de Staline ; il a été estimé qu'environ 20 km du canal avaient été creusés durant ces quatre années de travaux dans de conditions très rudes qui ont coûté la vie à quelques milliers de travailleurs (Turnock, 1986). La reprise des travaux n'a eu lieu que 25 années plus tard, sous le régime du dictateur Nicolae Ceausescu, le chantier comptant alors environ 30 000 travailleurs. La première branche du canal (64,4 km), reliant Cernavoda à la partie sud du port de Constanța (Agigea), a été inaugurée en 1984, tandis que la deuxième branche (32,7 km), partant de la portion médiane du canal (Poarta Alba) jusqu'à Navodari, n'a été achevée qu'en 1987. En évitant le détour au nord de la Dobroudja et le delta, le canal a permis de raccourcir d'environ 250 km la voie danubienne vers la mer Noire (ICPDR, 2005; Turnock, 1986).

Depuis les réalisations des années 1990 (Canal Rhin-Main-Danube, barrage de Fredinau et de Gabcivoko), le Danube traverse une phase moins mouvementée en ce qui concerne les aménagements lourds. La figure 13 présente une vision globale des principaux ouvrages construits sur le Danube et ses affluents, ainsi que la modalité de l'écoulement des eaux en fonction du degré d'aménagement des tronçons navigables. Selon Sommerwerk *et al.* (2009), environ 600 ouvrages hydrauliques (barrages et retenues de plus de 15 m) ont été édifiés sur le Danube et sur ses principaux affluents.

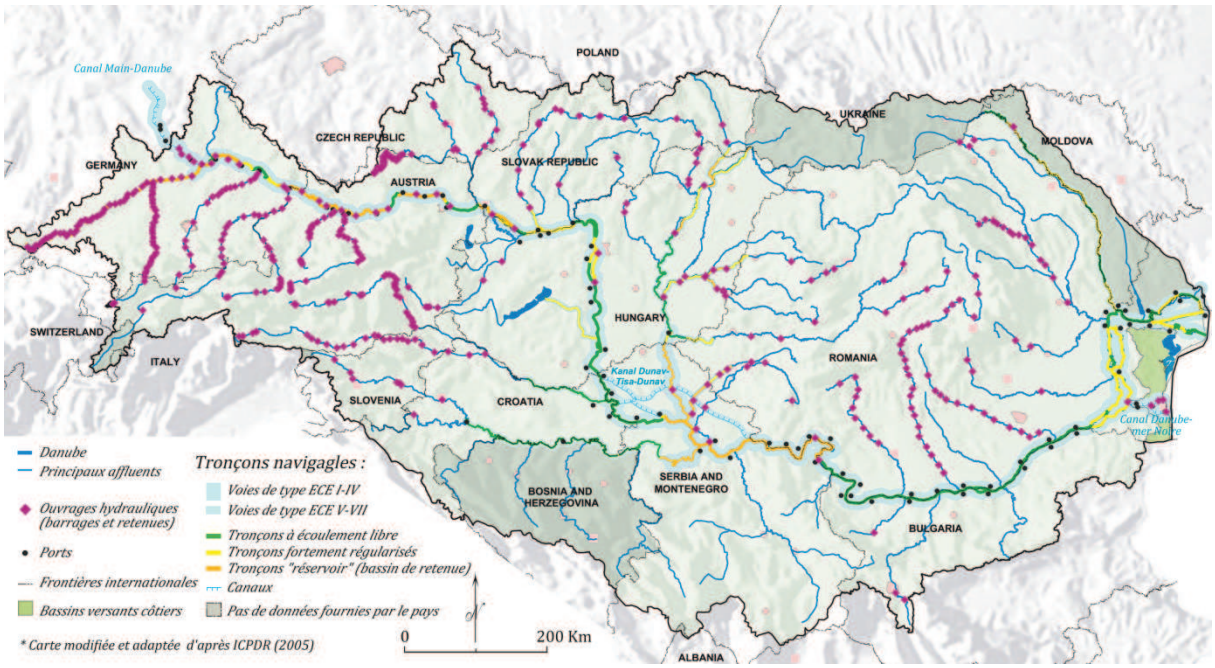


Figure 13 : Localisation des principaux ouvrages hydrauliques construits sur le Danube et ses affluents. Typologie des tronçons navigables selon leur état d'aménagement. *Carte modifiée et adaptée d'après ICPDR (2005).*

Récemment, des nouvelles modalités de coopération entre les pays danubiens (en dehors des sujets classiques comme la navigation et l'hydroélectricité) ont commencé à se développer. Dès la Déclaration de Bucarest de 1985, la qualité de l'eau est devenue une préoccupation à échelle du bassin du Danube. Un premier "Programme Environnemental pour le bassin du Danube" fut dressé en 1991, avant que la "Convention pour la Protection du fleuve du Danube" ne soit établie et signée par onze nations du bassin danubien[31]. Cette convention est entrée en vigueur à partir de 1998, accompagnée de la création de la "Commission Internationale pour la Protection du Fleuve du Danube – ICPDR"[32]. Avec les élargissements de l'UE (1995, 2004 et 2007), dix sur les dix-neuf pays du bassin versant du Danube font désormais partie de la Communauté (ce chiffre sera amené à onze avec l'entrée de la Croatie prévue pour juillet 2013). Depuis 2000, l'ICPDR est la plate-forme responsable pour l'application de tous les aspects transfrontaliers de la Directive Cadre sur l'Eau (DCE – 2000/60/CE) au sein de l'espace danubien. De la même manière, l'implémentation de la Directive européenne "inondation" (2007/60/CE) est coordonnée par l'ICPDR depuis 2007.

[31] *Convention on Cooperation for the Protection and Sustainable use of the Danube River* – signée par l'Allemagne, l'Autriche, la Bulgarie, la Croatie, la Hongrie, la Moldavie, République Tchèque, la Roumanie, la Slovaquie, la Slovénie, l'Ukraine et par l'Union Européenne.
[32] *International Commission for the Protection of the Danube River* (http://www.icpdr.org).

1.2.2. Moins de sédiments mais plus de nutriments

L'évolution inversée, depuis la moitié du XXe siècle, entre les quantités de sédiments et de nutriments transportées par le Danube a fait l'objet de nombreuses études dès les années 1990, la plupart mettant l'accent sur les impacts de ce changement (l'augmentation des émissions de nutriments notamment) sur la mer Noire (Bondar *et al.*, 1992; Cociasu *et al.*, 1996; Garnier *et al.*, 2002; Giosan *et al.*, 1997; Humborg *et al.*, 1997; Lancelot *et al.*, 2002a; Lancelot *et al.*, 2002b; Margesson, 1997; Mee, 1992; Panin et Jipa, 2002; Zaitsev et Mamaev, 1997).

Le rôle des changements induits par l'homme n'est cependant pas simple à évaluer, l'insuffisance de mesures sur la qualité des eaux étant une difficulté majeure pour la reconstitution de ces évolutions. Si nous disposons de longues séries journalières de débit liquide pour le Danube, ce n'est pas le cas pour les matières en suspension et encore moins pour les substances dissoutes. Pardé (1953) indiquait aussi que d'énormes incertitudes accompagnaient les rares mesures des boues et troubles, même pour des fleuves relativement bien étudiés comme le Danube (sur son cours supérieur notamment).

En effet, les séries historiques de débit solide à l'entrée du delta (moyennes mensuelles le plus souvent) démarrent généralement dans les années 1920 ou 1930, mais Badea *et al.* (2005) avertissent que les méthodes de mesure employées étaient alors peu performantes. Certains auteurs (Bondar et Panin, 2001; Bondar *et al.*, 1991) utilisent des séries encore plus longues, remontant jusqu'à 1840, il s'agit cependant de valeurs calculées (à partir de la station d'Orşova[33]) et non véritablement mesurées sur place (Badea *et al.*, 2005; Gâştescu et Ţuchiu, 2012). Ce sont donc des approximations assez grossières (environ 1 000 km séparant Orşova de l'embouchure du Danube) et qui ne doivent pas faire l'objet d'extrapolations statistiques. Cela vaut également pour les valeurs du débit liquide à l'entrée du delta, Gâştescu et Ţuchiu (2012) précisant que seules les mesures effectuées à partir de 1931 ont été "homologuées" par l'Institut National d'Hydrologie et de Gestion de l'Eau (Roumanie).

Par conséquent, il n'est pas aisé d'établir des "états de référence" pour le Danube, idéalement avant les aménagements des XIXe et XXe siècles pour les sédiments, et avant les années 1950-1960 pour les nutriments ; il n'est donc pas surprenant que les chiffres indiqués dans la littérature à ce propos présentent une grande variabilité. En ce qui concerne la réduction du débit solide du Danube à son embouchure, nombre d'auteurs ont pointé la construction de barrages et retenues, plus spécifiquement le blocage drastique occasionné par les deux barrages des Portes de Fer. Panin et Jipa (2002) indiquent un débit solide annuel de 67,5 millions de tonnes, avant la construction des barrages, contre 25 à 35 millions de tonnes après leur

[33] Station hydrologique située au niveau des Portes de Fer, en Roumanie.

construction. Levashova *et al.* (2004) présentent une évolution plus détaillée des débits solides (en millions de tonnes par an) : 52,4 (1921-1960), 48,0 (1961-1970), 45,8 (1971-1984) et 28,6 (1985-2002). Enfin, McCarney-Castle *et al.* (2012) considèrent deux fourchettes de débit solide annuel : 49,1 (± 19,1) avant les barrages (1945-1972), et 19,8 (± 13,3) après les barrages (1986-2000). La figure 14 présente l'évolution des débits solides annuels à l'entrée du delta du Danube selon McCarney-Castle *et al.* (2012).

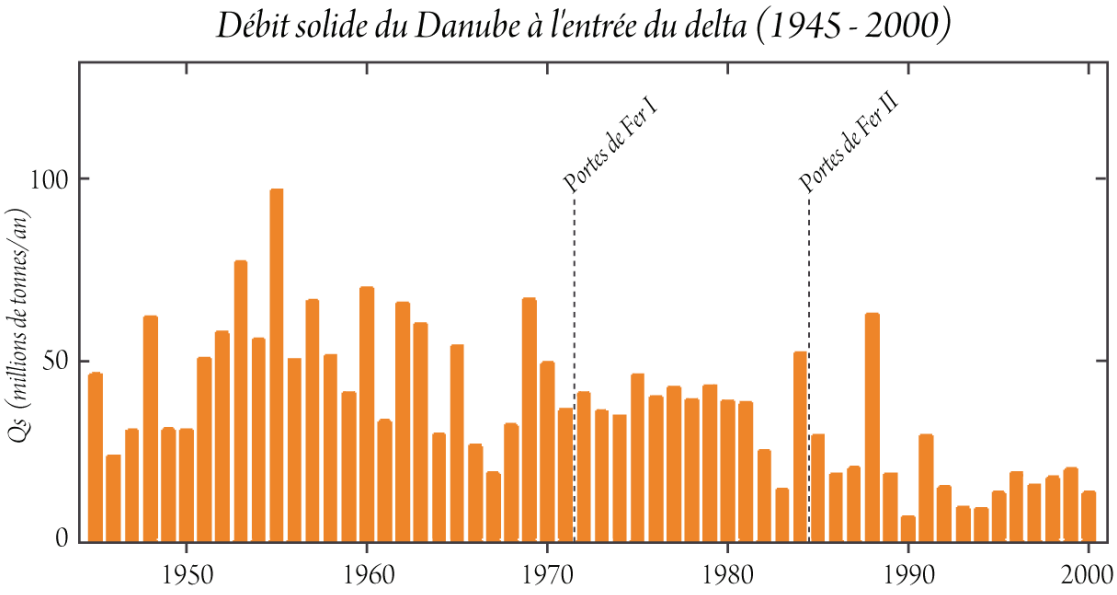


Figure 14 : Évolution du débit solide annuel du Danube (charriage de fond non inclus) mesuré à l'entrée de son delta. *Adapté d'après McCarney-Castle et al. (2012).*

D'après l'évolution montrée ci-dessus, l'impact des barrages des Portes de Fer ne semble pas décisif sur le tonnage de sédiments arrivant au delta du Danube. En effet, le graphique suggère une diminution graduelle dès les années 1950 (les faibles tonnages en 1946, 1947, 1949 et 1950 étant liés aux très faibles volumes d'eau du Danube, touché par d'importants étiages à cette période - cf. figure 10). La diminution des sédiments est plus remarquable avant la construction du barrage des Portes de Fer I qu'après[34], le tonnage ayant resté presque constant (voir "plafonné") au cours des années 1970. Il ne faut cependant pas négliger la capacité du réservoir des Portes de Fer I à piéger des sédiments en suspension, même s'il n'y a pas de consensus à ce niveau non plus : Teodoru et Wehrli (2005) ont proposé une rétention totale de sédiments de l'ordre de 56 %, alors que Schwarz (2008) a estimé la rétention moyenne à 80 %, cette valeur pouvant varier pour les années avec des débits abondants (rétention de 66 %) ou peu abondants

[34] Il est important d'avoir présent à l'esprit que ces évolutions au cours du XXe siècle sont aussi biaisées par une réduction de l'érosion à l'échelle du bassin versant qui remonte au "Petit Age des Glaces" (1500-1850). McCarney-Castle *et al.* (2012) ont estimé que, durant cette période, le débit solide du Danube s'élevait à 130 millions de tonnes par an, la réduction du flux de sédiments que l'on observe depuis est due, en grande partie (~40 %), aux changements d'utilisation des sols et notamment à la reforestation.

(rétention de 85 %). Avec des taux de rétention si élevés, la récupération de la charge sédimentaire par le Danube en aval des Portes de Fer était assurée fondamentalement par l'apport des affluents roumains et bulgares, et par l'érosion du lit et des berges du Danube inférieur. C'est donc dans ce compartiment qu'il faudrait chercher les explications de la nouvelle réduction, observée à partir du début des années 1980, et non dans la construction du deuxième barrage des Portes de Fer (situé à seulement quelques dizaines de km du premier), comme l'ont proposé, par exemple, Panin et Jipa (2002).

L'érosion du lit du Danube inférieur est une évidence : Schwarz (2008) avance un taux moyen d'incision du fleuve de l'ordre de 2-3 cm/an, mais il indique que la tendance érosive est déjà observée dès le début du XXe siècle, son origine étant liée non seulement au déficit sédimentaire, mais également aux régularisations du cours du fleuve et à la diminution de la zone d'inondation. Quant à l'apport des affluents en aval des Portes de Fer, ceux de la rive bulgare ne présentent qu'une contribution très limitée, compte tenu de leurs faibles débits. Parmi les affluents de la rive gauche, l'Olt et le Siret sont depuis très longtemps réputés par leurs importantes charges sédimentaires (CED, 1931); or, ces deux sous-bassins ont été aménagés, sous la forme d'escalier d'ouvrages hydrauliques, principalement à partir de la fin des années 1970. A cela s'ajoutent la poursuite des aménagements sur le Jiu et l'Argeş (initiés dès les années 1960), et la construction de quelques barrages sur l'Ialomiţa, le Buzau et le Prut. Selon Radoane et Radoane (2005), 33 grands barrages (>15m) ont été construits en Roumanie durant les années 1970, contre 76 dans les années 1980, et 78 dans les années 1990[35]. A partir de données provenant de 51 réservoirs (sur un total de 246 réservoirs associés aux grands barrages roumains), les mêmes auteurs ont estimé une rétention de 13,4 millions de m^3 de sédiments par an. Même partiellement évalué, l'important tonnage de sédiments retenus annuellement le long des affluents du Danube inférieur semble pouvoir expliquer l'essentiel de la baisse du débit solide observée à partir de la fin des années 1980.

D'une manière globale, le plan de gestion du bassin danubien (ICPDR, 2009) indique qu'environ 80-90 % du charriage de fond sont retenus par les barrages du Danube supérieur, et ces ouvrages seraient aussi responsables de la rétention de 30 % des matières en suspension sur ce secteur. Pour le Danube moyen et inférieur, le charriage de fond n'est plus très important, et l'ICPDR considère qu'à l'heure actuelle le taux de sédiments en suspension du cours inférieur du Danube ne représente plus qu'environ 30 % de ce qu'il était originellement.

L'étude de nutriments n'est pas moins imprécise puisque la réalisation régulière de mesures (N, P et Si) à l'embouchure du Danube ne remonte qu'à 1988 (station de Sulina) : ainsi, il est très difficile de chiffrer précisément les évolutions survenues au cours des années 1960, 1970 et

[35] Plus de 80 % de ces ouvrages ont été construits dans les sous-bassins alimentant le Danube inférieur.

1980. Les premières publications ayant fourni des quantifications sur l'augmentation des nutriments du Danube (Cociasu *et al.*, 1996; Humborg *et al.*, 1997; Mee, 1992) ont réalisé des comparaisons entre les données récentes (fin du XXe siècle) et des données historiques d'Almazov (1961) et d' Almazov *et al.* (1963). Toutefois, ces deux références (la première en russe et la deuxième en roumain) sont de très difficile accès et nous ne disposons pas d'informations sur la précision et la périodicité de ces données. Plus récemment, le projet *DaNUbs* (rapport final édité par Kroiss, 2005) a employé une approche de modélisation afin de reconstruire les flux de nutriments du bassin danubien vers la mer Noire (figure 15).

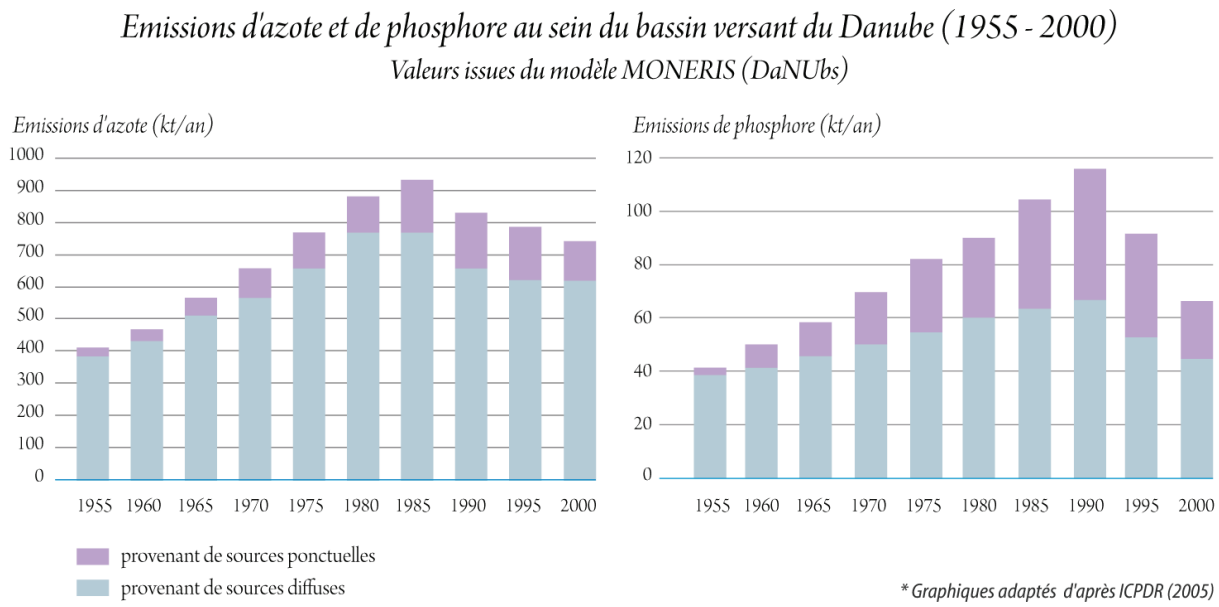


Figure 15 : Évolution des émissions de nutriments sur le bassin du Danube selon le modèle MONERIS (DaNUbs). *Adapté d'après (ICPDR, 2005).*

Les résultats fournis par *DaNUbs* (modèle MONERIS[36]) permettent d'éclairer l'évolution des charges de nutriments ayant transité par le Danube durant la période communiste ; toutefois, la marge d'erreur reste considérable (environ 20-30 %) et la résolution temporelle est relativement grossière (moyennes sur cinq années). Selon Sommerwerk *et al.* (2009), la "fertilisation" des eaux a été plus précoce sur le Danube supérieur (1950-1970), les tronçons les plus impactés se situant en aval des villes et zones industrielles d'Allemagne et d'Autriche. Sur le Danube moyen et inférieur, la détérioration est survenue de façon plus marquée à partir des années 1970, compte tenu de la rapide industrialisation des pays du bloc de l'Est et d'un contrôle précaire des pollutions. Dès le début des années 1980, l'installation de stations de traitement des eaux usées a permis une réduction sensible des émissions de phosphore sur le Danube supérieur, la diminution sur le Danube moyen et inférieur ayant été, en revanche, plus

[36] MONERIS - *MOdelling Nutrient Emissions in RIver Systems*.

tardive et intimement associée à l'effondrement de l'économie des pays socialistes à partir de 1989 (Ludwig *et al.*, 2009). D'après Kroiss (2005), la crise économique traversée par les pays d'Europe centrale et de l'Est a entraîné une forte réduction des émissions de nutriments à travers, principalement, la fermeture des grandes fermes d'élevage, la diminution brutale de l'utilisation d'engrais minéraux, et la disparition d'un grand nombre d'industries.

Les émissions d'azote pour la période 1998-2000 (estimées par le modèle MONERIS) s'élevaient annuellement à 756 kt, soit environ 1,8 fois le montant des années 1950 et 23 % moins que durant les années 1980. L'amplitude de la variation du phosphore total fut plus importante, malgré une diminution de 40 % durant les années 1990, les 68 kt annuelles en 1998-2002 représentaient environ 1,6 fois les émissions des années 1950. Enfin, le réseau transnational de mesures du Danube (TNMN), implémenté sous la coordination de l'ICPDR, a permis de dresser un nouveau état de référence, cette fois-ci essentiellement à partir d'observations menées sur l'ensemble du bassin versant entre 2001 et 2005 (ICPDR, 2009). Les émissions annuelles pour la dite période de référence ont été chiffrées à 686 kt d'azote et à 58 kt de phosphore, ceci illustrant un réel et durable effort des pays danubiens dans la réduction de leurs émissions. L'objectif de l'ICPDR à l'horizon de 2015 consiste à ce que les émissions ne dépassent pas 602 kt pour l'azote et 46 kt pour le phosphore.

Nous avons préféré ne pas aborder l'évolution de la concentration en silice dans cette section du chapitre : en effet, son transfert vers les eaux du fleuve n'est que très marginalement associée aux activités humaines ayant entraîné l'augmentation des émissions en azote et en phosphore (agriculture intensive, rejets industriels et urbains). En revanche, la disponibilité de cet élément nutritif (rapports Si/N et Si/P notamment) joue un rôle important, mais controversé, dans la structuration des communautés phytoplanctoniques des eaux littorales (Kristiansen et Hoell, 2002). De ce fait, nous intégrerons cette discussion dans le cadre des modifications écologiques complexes survenues en mer Noire, associées en grand partie à l'enrichissement en nutriments du Danube.

2. Un réceptacle fragile - la mer Noire et son secteur nord-ouest

Étant le plus abondant parmi les fleuves à se jeter en mer Noire, le Danube a certes une influence non négligeable sur cette mer quasi-fermée dont la superficie (421 638 km^2) correspond à environ la moitié de celle du bassin versant du Danube[37]. La figure 16 présente la

[37] Surface calculée par Stanchev *et al.* (2011) à partir d'un jeu de 24 images ETM+ prises par le satellite *Landsat 7* entre 1999 et 2002. Cette valeur ne prend en compte ni la surface de la mer d'Azov ni de la mer de Marmara.

localisation des principales embouchures et leurs respectifs apports, liquides et solides, livrés annuellement à la mer Noire.

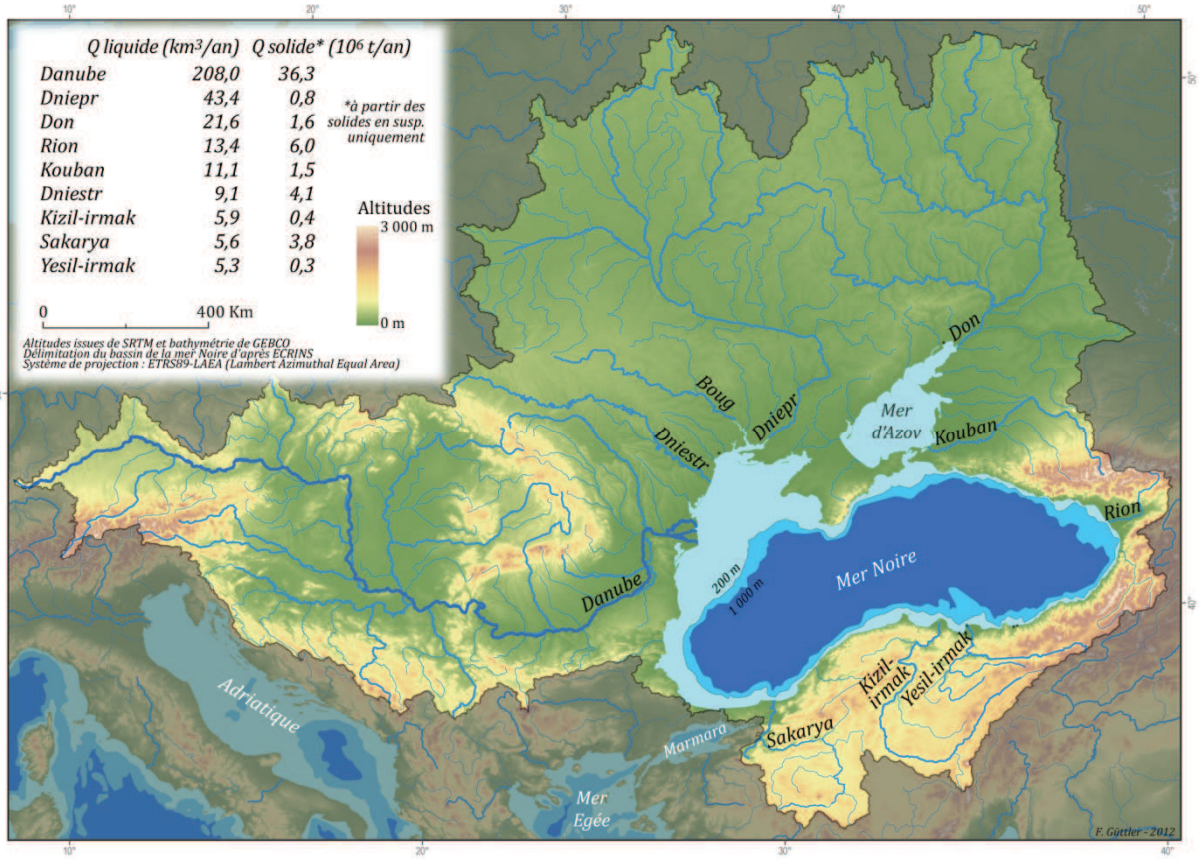


Figure 16 : Bassin de drainage de la mer Noire. Le tableau présente les débits (liquides et solides) des principaux tributaires (fleuves ayant un débit liquide supérieur à 5 km³/an). *Valeurs extraites de Mikhailov et Mikhailova (2008).*

Selon Mikhailov et Mikhailova (2008), les fleuves du bassin de la mer Noire lui apportent annuellement environ 387 km³ d'eau et 79 millions de tonnes de sédiments en suspension, ces valeurs prenant en compte les changements de débit liés à l'aménagement des bassins hydrographiques au cours du XXe siècle. Sans considérer les fleuves débouchant en mer d'Azov (reliée à la mer Noire seulement par le détroit de Kertch), le Danube compte à lui seul environ pour 59 % du volume fluvial arrivant en mer Noire, et près de la moitié de l'apport total en sédiments en suspension (48 %). A côté des nombreuses entrées fluviales, l'introduction de l'eau salée en mer Noire n'est assurée que par le Bosphore, un détroit d'une trentaine de kilomètres, dont la largeur minimale est de 700 m et la section la moins profonde ne dépasse pas 36 m. Deux autres détroits (Dardanelles et Gibraltar) et plus de 3 000 km séparent l'océan global de la mer

Noire[38], et la communication, très limitée entre ceux-ci, ne remonte qu'à quelques milliers d'années.

La reconnexion de la mer Noire à l'océan global est un vaste champ de recherches qui mobilise depuis très longtemps la communauté scientifique autour d'études sur la datation et les conséquences climatiques, biogéographiques et protohistoriques (voire religieuses) de cet événement. Les plus récentes publications sur la probable date de reconnexion (Nicholas *et al.*, 2011; Soulet *et al.*, 2011b) convergent sur une fourchette temporelle comprise entre 9 000 - 9 600 ans B.P. (soit entre 7650 et 7050 av. J.-C.). Au moment de cette reconnexion, le niveau de la mer Noire (qui était en effet un grand lac d'eau douce) se trouvait entre 107 et 112 m en-dessous de son niveau actuel, et au moins 72 m en-dessous de ce qui correspond actuellement au seuil du Bosphore. Selon Nicholas *et al.* (2011), la montée du niveau de l'eau a été rapide, mais pas catastrophique[39], atteignant sa vitesse maximale durant les premiers 400 ans, responsables alors d'une élévation de plus de 50 m, soit environ 13 m par siècle. A la montée eustatique, s'associait la salinisation progressive du bassin qui allait donner lieu, au bout d'environ 1 500 ans, à de conditions de vie plus propices aux taxons venant de la Méditerranée par rapport à ceux qui formaient l'ancienne faune ponto-caspienne, désormais restreinte aux zones proches des embouchures et aux lagunes (limans). La salinité, qui était probablement inférieure à 4 PSU lors du début de la reconnexion (Nicholas *et al.*, 2011), est passée actuellement à 18-20 PSU.

2.1. Échanges naturellement limités

La mer Noire de nos jours peut être définie comme étant un grand bassin de dissolution – les apports en eau douce étant supérieurs à l'évaporation – avec des caractéristiques proches de celles d'un lac méromictique, c'est-à-dire caractérisé par un mélange très limité entre les couches d'eau superficielles et profondes. Pratiquement dépourvue de mouvements de marée (marnage maximum de 17 cm)[40], la mer Noire présente une structure verticale fortement stratifiée, souvent séparée en trois composants majeurs[41] : la couche superficielle, la couche froide intermédiaire (CIL - *Cold Intermediate Layer*) et la couche profonde (figure 17).

---

[38] Par la voie originale vers l'Atlantique, sans considérer ainsi la communication artificielle avec l'océan Indien, à travers le canal de Suez et la mer Rouge.
[39] Contrairement à l'hypothèse avancée par Ryan *et al.* (1997), selon laquelle la reconnexion aurait été suivie d'une montée soudaine avec des taux supérieurs à une dizaine de cm par jour.
[40] Selon Kosarev *et al.* (2008), le marnage en mer Noire est plus important sur les portions nord-ouest (17 cm dans la baie d'Odessa) et sud-est (13 cm dans la région de Poti-Batumi) ; en Crimée il serait proche de zéro.
[41] Tuzhilkin (2008) préconise une division de la colonne d'eau en cinq couches : en effet, la "couche profonde" serait caractérisée par trois couches distinctes. Il est possible de distinguer également une couche sous-oxygénée (SOL - *Sub-Oxic Layer*) qui se situe immédiatement au-dessus des eaux profondes et anoxiques (Gregg et Yakushev, 2005).

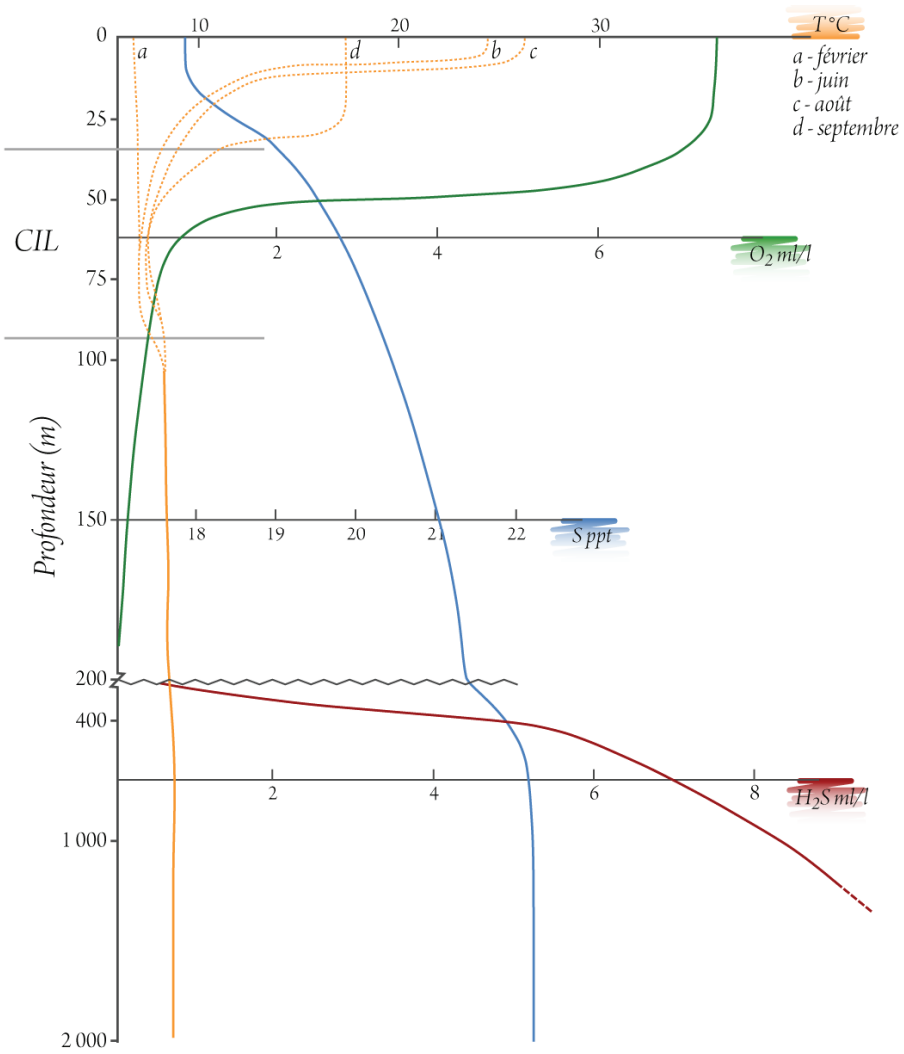


Figure 17 : Structure verticale approximative de la mer Noire en fonction de la température (T), de la salinité (S) et des concentrations en oxygène dissous (O_2) et en sulfure d'hydrogène (H_2S). *Graphique redessiné d'après Tolmazin (1985).*

Contrairement à la Méditerranée, la salinité de la mer Noire augmente avec la profondeur, ce qui n'est pas sans conséquence pour l'oxygénation des couches profondes. En Méditerranée, la salinité (presque homogène sur l'ensemble de la colonne d'eau ~38 PSU) augmente légèrement en surface, compte tenu de la forte évaporation. Ainsi, lors du refroidissement des couches superficielles, celles-ci deviennent suffisamment denses pour provoquer des courants verticaux (par ex. cascading hivernal) capables d'amener des eaux oxygénées jusqu'aux profondeurs du bassin. Ce mécanisme est fortement limité en mer Noire par la présence de l'épaisse couche salée située au-delà de 150-200 m de profondeur. Malgré l'important refroidissement des couches superficielles en hiver (< 9°C et localement beaucoup moins : < 6°C sur la portion nord-ouest), les mouvements de convection thermique s'arrêtent aux profondeurs comprises entre 30 et 60 m seulement. A la fin des hivers, sauf lorsqu'ils sont exceptionnellement doux, la distinction entre la couche superficielle et la couche CIL disparaît, cette dernière va alors

conserver ses propriétés (T,S) acquises en hiver pendant le restant de l'année, alors que la couche superficielle fera l'objet d'une stratification thermique bien marquée dès le printemps (Antipa, 1933; Tuzhilkin, 2008).

Le maintien de la stratification haline est assuré aussi bien par les quantités abondantes d'eau douce arrivant en mer Noire que par les échanges entretenus avec la Méditerranée. Depuis que le niveau de la mer Noire est devenu proche de celui de la Méditerranée, il existe un double courant au niveau du détroit de Bosphore[42] : le courant superficiel conduit les eaux saumâtres vers la mer de Marmara, alors qu'en profondeur, un courant plus salé fait le chemin inverse. En arrivant dans la mer Noire, les eaux salées du Bosphore (35-36 PSU) se trouvent déjà en-dessous de 60 m de profondeur ; par la suite, elles plongent vers les couches plus profondes du bassin, sans effectuer ainsi un réel mélange avec la couche superficielle (Tuzhilkin, 2008). Cependant, ce système est peu régulier, présentant des variations saisonnières marquées (en fonction des vents dominants par exemple), ainsi que des périodes d'intensification ou de baisse des courants au cours de l'histoire. A l'heure actuelle, le volume annuel d'eaux saumâtres quittant la mer Noire est de l'ordre de 600 km^3, contre une entrée d'environ 300 km^3 d'eaux salées, l'excédent hydrologique d'environ 300 km^3 correspondant approximativement au volume d'eau apporté par les fleuves (BSC, 2008). Nous pouvons cependant noter des fortes variations au cours du XXe siècle : à partir de 1940, le volume net exporté, qui était d'environ 200 km^3 par an, a chuté rapidement pour pratiquement s'annuler en 1950 ; depuis cette date, nous observons une montée relativement constante, interrompue sur des courtes périodes. Cette montée récente (1950-2000) contraste avec la réduction marquée des volumes évaporés à l'échelle du bassin, soit environ 450 km^3 en 1950 contre moins de 300 km^3 vers la fin des années 1990. Un refroidissement des eaux superficielles de la mer Noire a été également observé durant la deuxième moitié du XXe siècle (Oguz et Gilbert, 2007), notamment à partir de 1980.

Au-delà de l'impact sur le bilan hydrologique de la mer Noire, le refroidissement des eaux superficielles a un effet connu sur l'intensification de la circulation cyclonale (Yunev *et al.*, 2007), nommée *Rim current,* qui est en effet le grand moteur de la circulation horizontale des eaux de la couche superficielle. Cette circulation cyclonale concerne principalement le bassin central de la mer Noire car, sur les zones proches à la côte, il existe des systèmes temporaires de circulation tourbillonnaire (anticycloniques), plus ou moins persistants et fortement liés aux régimes locaux de vent (figure 18).

[42] Décrit dès 1691 par Marsigli (Antipa, 1933) puis étudié en détail par Stepan Makarov en 1881-82 (Mills, 1994), contrairement à ce qu'indiquent certaines sources en attribuant cette "découverte" à une campagne océanographique organisée par le *Woods Hole Oceanographic Institute* durant les années 1960. Un système analogue existe au niveau du détroit de Kertch, assurant la sortie des eaux très peu salées de la mer d'Azov, en surface, vers la mer Noire.

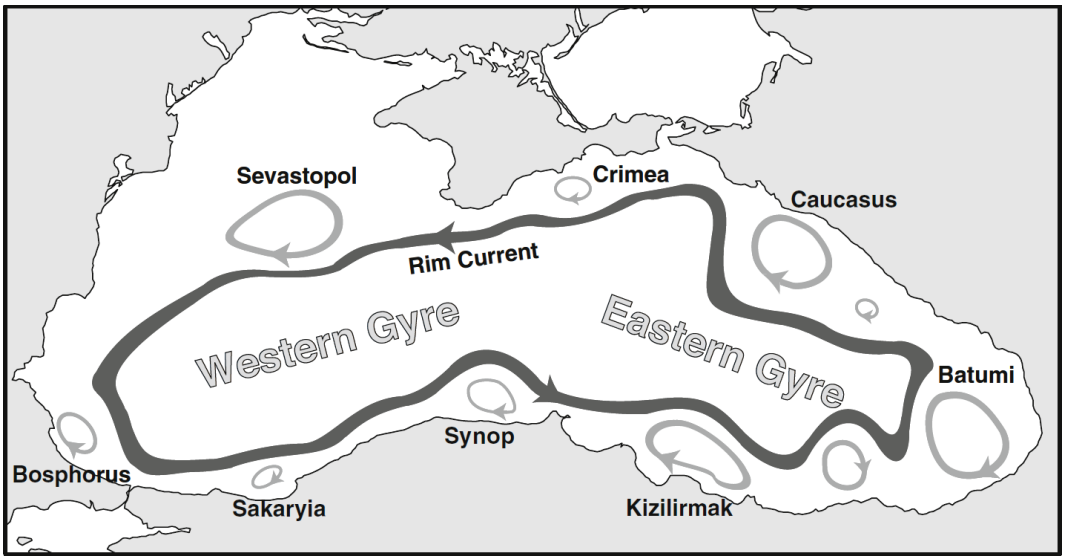


Figure 18 : Circulation schématisée des eaux superficielles de la mer Noire. La circulation principale est assurée par le courant cyclonal nommé *Rim current,* des tourbillons temporaires se forment à des endroits plus ou moins fixes, comme celui de Sébastopol, qui domine le secteur nord-ouest. *Source : Stanev et Kandilarov (2012).*

Cette circulation superficielle n'interfère toutefois pas dans la structure générale de la colonne d'eau à l'échelle du bassin, caractérisée par la superposition de couches communiquant très peu entre elles, et dont le résultat global est l'absence d'oxygène sur environ 87 % de la mer Noire (Zaitsev et Mamaev, 1997). Les eaux en dessous de 150-200 m présentant de fortes concentrations en sulfure d'hydrogène (H_sS) et très peu de formes de vie, les bactéries prédominent dans cet environnement toxique pour la plupart des organismes aquatiques[43]. L'oxygénation des 13 % restants demeure toutefois dépendante des courants verticaux (occasionnés par turbulence et convection thermique) qui se mettent en place surtout durant l'automne et l'hiver. Durant le printemps et l'été, en revanche, la forte stratification thermique peut laisser subsister une couche superficielle homogène de seulement 10 m d'épaisseur (Tuzhilkin, 2008). Même si cette couche homogène, et donc correctement oxygénée, est généralement plus épaisse à proximité de la côté (20-30 m), ceci n'empêche pas que des épisodes d'hypoxie et d'anoxie surviennent durant la saison chaude. L'abondante littérature portant sur ce sujet associe les événements d'hypoxie et d'anoxie à l'intense eutrophisation de la mer Noire, observée principalement durant les années 1970 et 1980. Les mortalités de la faune liées à la chute drastique de l'oxygène dissous ont été plus problématiques sur le secteur nord-ouest, peu profond et alimenté par les eaux riches en éléments nutritifs de trois grands fleuves (Danube, Dniepr et Dniestr).

[43] Selon Piper et Calvert (2011), l'apparition d'une couche anoxique sur le fond de la mer Noire (post-reconnexion) remonte à environ 8 400 BP.

2.2. Le secteur nord-ouest et le problème de l'eutrophisation

L'intitulé choisi par Mee (1992) – *The Black Sea in crisis: a need for concerted international action* – synthétise bien des constats négatifs sur l'état écologique de la mer Noire au début des années 1990. Il s'insère aussi dans un cadre plus global, celui d'une nouvelle prise de conscience environnementale, marquée par la Conférence des Nations-Unies sur l'environnement et le développement durable (Rio-92), et liée en partie à la fin de la Guerre Froide et à l'effondrement du bloc soviétique. Ce fut également en 1992 que les six États riverains de la mer Noire (Bulgarie, Géorgie, Roumanie, Russie, Turquie et Ukraine) signèrent la "Convention pour la protection de la mer Noire contre la pollution", celle-ci étant rentrée en vigueur dès 1994, avec l'instauration de la Commission de la mer Noire (BSC)[44].

Quelques années plus tard, Zaitsev et Mamaev (1997) dressaient un bilan dramatique des écosystèmes de la mer Noire, pointant alors les changements significatifs survenus sur le biote (en termes de populations, d'espèces, de biocénoses et d'écosystèmes), ainsi que sur la transformation de certains habitats. D'une manière générale, la chaîne trophique a commencé à être bouleversée à partir de la fin des années 1960, l'eutrophisation étant vraisemblablement la principale cause de ce tournant qui a atteint l'ensemble de la mer Noire (plus intensément le secteur nord-ouest). Dans ce contexte de déclin généralisé des écosystèmes, s'ajoutent toutefois de nombreuses introductions, accidentelles et intentionnelles, d'espèces exotiques (certaines devenues invasives comme la méduse *Mnemiopsis leidyi* dans les années 1980)[45], et la surpêche. Sur ce dernier point, les auteurs précisent que, parmi les 26 espèces de poissons commercialement exploitées durant les années 1960, seulement cinq subsistaient dans les années 1980. La figure 19 donne un aperçu de la crise des pêcheries situées sur la frange occidentale de la mer Noire à la fin du XXe siècle.

[44] *Black Sea Commission* (BSC) étant la forme réduite de son nom officiel : *Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution* (http://www.blacksea-commission.org).
[45] La méduse *M. leidyi* est un prédateur actif de zooplancton, notamment de crustacés mais également d'œufs et de larves de poissons pélagiques. Compte tenu du développement massif de cette espèce, plusieurs auteurs l'ont associée au déclin de certaines populations de poissons, comme l'anchois (Zaitsev et Mamaev, 1997).

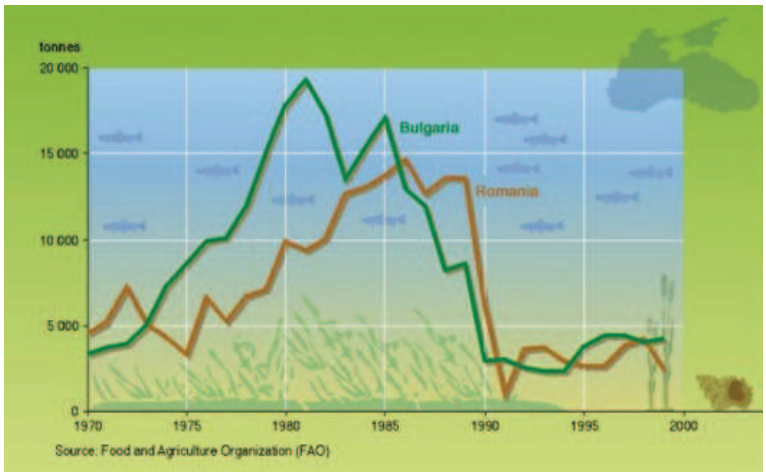


Figure 19 : Évolution des captures de poissons (tonnages déclarés officiellement) en Roumanie et en Bulgarie entre 1970 et 2000. *Source : FAO - graphisme par P. Rekacewicz (UNEP/GRID-Arendal, 2006).*

La pression exercée par la pêche en mer Noire est certainement beaucoup plus ancienne que l'eutrophisation ; la description de Musset (1935), au sujet des esturgeons, est révélatrice de l'intensification des pêches dès le début du XXe siècle : "*La production sur toute la côte de la mer Noire est en décroissance, par excès de pêche (seule la Roumanie applique, depuis une quarantaine d'années, des mesures de protection). La destruction marche à plus grands pas depuis qu'aux petits pêcheurs commencent à se substituer de grandes entreprises, usant de bateaux à moteur et d'engins perfectionnés : elles vont capturer les poissons jusque dans les profondeurs, même dans les stations de croissance des jeunes, qui sont détruits inutilement par milliers. Il devient nécessaire de protéger la reproduction, et la croissance des jeunes poissons, de défendre la pêche dans les lieux d'hivernage, peut-être de recourir au repeuplement artificiel*" (p. 221).

Cociasu *et al.* (1996) et Humborg *et al.* (1997) ont cherché à expliquer les changements survenus en mer Noire non seulement par le biais de l'eutrophisation, mais plus particulièrement par la modification du ratio des éléments nutritifs. Selon ces études, la construction de barrages sur le Danube (notamment celui des Portes de Fer I) aurait entraîné la réduction, à partir des années 1970, d'environ deux tiers des silicates transportés par le fleuve, alors que les quantités d'azote et de phosphore, en revanche, augmentaient fortement pendant la même période. En réponse à ce changement, nous avons assisté à la substitution de dinoflagellés et de coccolithophoridés aux diatomées en mer Noire. Le premier niveau de la chaîne trophique ayant été drastiquement altéré, les populations et l'équilibre des niveaux supérieurs n'ont pas pu être maintenus.

Cet intéressant mécanisme a été cependant contesté par des études réalisées directement sur le réservoir principal des Portes de Fer (Friedl *et al.*, 2004; Teodoru *et al.*, 2006; Teodoru et Wehrli, 2005), et qui ont indiqué, en effet, une très faible rétention des nutriments, y compris de silicium. L'accumulation de silicium dans les sédiments du réservoir représenterait seulement

5 % de la quantité transportée par le Danube à l'entrée de celui-ci (Teodoru *et al.*, 2006) ; l'accumulation d'azote serait aussi de l'ordre de 5 % contre 12 % pour le phosphore (Teodoru et Wehrli, 2005). Les auteurs ont observé, en revanche, une remobilisation importante des deux derniers éléments (N et P), à partir de sédiments plus anciens, sur la dernière section du réservoir. De ce fait, le bilan net à l'aval du barrage n'indique qu'une rétention de l'ordre de 1 % pour l'azote et le phosphore.

Il est également important que Teodoru *et al.* (2006) aient pu démontrer que les quantités de silicium accumulées dans les sédiments à l'embouchure du Danube (baie de Musura) étaient en déclin dès 1965, donc plusieurs années avant la mise en service de la centrale des Portes de Fer I. Ce déclin a perduré jusqu'en 1980, et, à partir de cette date, les quantités de silicium retenues dans les sédiments de la baie ont augmenté graduellement pour atteindre, en 2004, des valeurs presque deux fois plus élevées que durant les années 1950. A travers une analyse différente, Ludwig *et al.* (2009) ont aussi constaté que le silicium était devenu l'élément limitant pour le développement du phytoplancton en mer Noire à partir de 1965, cette limitation ayant été prolongée jusqu'en 1992, le phosphore devenant l'élément limitant depuis.

Le rapport publié par la Commission de la mer Noire (BSC, 2008) signale l'apport atmosphérique en nutriments comme étant aussi une importante source pour la production primaire, même si des études dans ce domaine sont rares ; les estimations reprises dans le rapport pointaient une contribution annuelle de 240 kt d'azote et de 16 kt de phosphore, ce qui correspond à environ un tiers de l'apport du Danube. Une très récente étude (Medinets et Medinets, 2012), fondée sur des mesures de flux atmosphériques des nutriments réalisées sur l'Île aux serpents (ou l'Île de Zmiinyi - située à environ 40 km au large du delta du Danube), indique que les dépôts atmosphériques (N et P) proposées précédemment étaient sous-estimés par un facteur d'au moins deux. Les mesures étant réalisées entre 2004 et 2010, nous pouvons vérifier également que les apports atmosphériques présentent une variabilité interannuelle importante. Ces mécanismes atmosphériques, encore peu connus aujourd'hui, ont probablement participé aux bouleversements écologiques observés dans la deuxième moitié du XXe siècle.

Un autre point, souvent mis en avant comme étant une conséquence de l'eutrophisation, concerne les épisodes d'anoxie et d'hypoxie. Le rapport de la Commission de la mer Noire (BSC, 2008) indique que les premiers signes d'hypoxie (concentration d'oxygène dissous inférieure à 2 mg/l) ont été observés en 1973 entre les embouchures du Danube et du Dniestr. Par la suite, des zones d'hypoxie saisonnières ont été détectées sur les eaux proches au fond dans le secteur nord-ouest (figure 20), le développement de ces zones s'initiant souvent en juin-juillet et leur étendue maximale survenant généralement en août. Lors de six années (1978, 1983, 1989, 1990, 1999 et 2001) la zone d'hypoxie a recouvert environ un tiers du secteur nord-ouest de la mer

Noire, il est intéressant de noter qu'aucune de ces années n'a été marquée par d'importantes crues du Danube ou par un débit moyen annuel élevé (cf. figures 7 et 8).

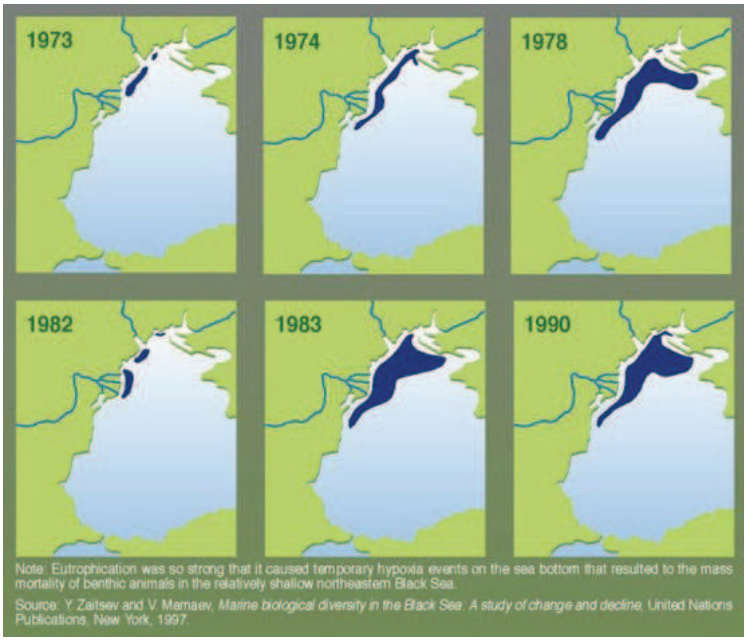


Figure 20 : Empreinte spatiale de quelques épisodes d'hypoxie sur le secteur nord-ouest de la mer Noire.
Source : Zaitsev et Mamaev (1997) - graphisme par P. Rekacewicz (UNEP/GRID-Arendal, 2006).

Tolmazin (1985), en étudiant les épisodes hypoxiques des années 1970 et 1980, avait déjà affirmé que les effets des années très abondantes (apport massif de nutriments par les fleuves) n'étaient pas forcément importants pour le développement de tels épisodes puisque, à cause d'une cyclogenèse plus active, la circulation des eaux en mer Noire lors de ces années serait plus importante, chassant ainsi les eaux enrichies du secteur nord-ouest. Selon son hypothèse, l'aménagement des bassins hydrographiques (Danube, Dniepr et Dniestr) a des implications sur les régimes fluviaux, et les hautes eaux s'étalent davantage en été. D'importants apports fluviaux en début d'été génèrent alors une forte stratification verticale de sorte que les couches inférieures deviennent quasiment isolées, arrêtant ainsi le transfert d'oxygène de la surface vers le fond. A ceci s'ajouterait le dépôt croissant de matériaux d'origine fluviatile sur le fond de la mer, ce processus entraînant des déficits graves d'oxygène et la mortalité en masse des organismes des couches inférieures du secteur nord-ouest de la mer Noire. Tolmazin (1985) présente également une description détaillée de l'année de 1975, montrant alors le rôle dévastateur d'un upwelling au mois d'août, qui a amené des eaux profondes et anoxiques vers la côte, ce qui explique que la plupart des organismes ont péri au bout de quelques heures.

Cette intéressante description n'est cependant pas la première : quatre décennies plus tôt, alors que le terme "eutrophisation" n'était même pas encore apparu, Antipa (1933) écrivait : "*Le 15 juillet 1932, la mer, près de Constantza, avait une température de 23° C et était visitée par un*

énorme banc de Caranx trachurus. Le 16 juillet, la température a baissé brusquement à 12° C, les filets des pécheurs n'apportaient à la côte que des Caranx trachurus et d'autres espèces de poissons mourants et une énorme quantité de Aurelia aurita. Cette Méduse ne vit que dans les eaux froides des profondeurs. Cette eau vient probablement de la couche profonde à température minima" (p. 73). Cet upwelling, relaté en 1932, n'est pas décrit comme étant un événement rare ou isolé ; l'auteur signale d'ailleurs un autre processus responsable de la mort des poissons à l'époque : "*j'ai souvent constaté des courants de profondeur [...] qui venaient du large, comme un fleuve, avec une très grande vitesse, apportant une eau très froide, avec une odeur prononcée de H_2S, et qui provoquent la mortalité du poisson. Les pêcheurs les connaissent bien, à cause des urtications que cette eau leur produit et à cause des dégâts qu'elle leur cause en brûlant leurs filets et leurs voiles. Ce sont probablement des courants venant des couches profondes à H_2S [...]*" (p. 73).

Zaitsev (2006) présente une analyse intéressante des phénomènes d'hypoxie dans le secteur nord-ouest de la mer Noire, toute en fournissant différents exemples de perte biologique, causées notamment par l'intensification et la répétitivité de ces épisodes (par ex. la disparition des bancs de moule du golfe d'Odessa). Il soulève aussi l'effet néfaste de la réduction de la transparence des eaux : en 1960, les mesures de profondeurs Secchi atteignaient 6-7 m (à 1 km de la coté) et 15-18 m (au large), durant les années 1970-1980, les profondeurs étaient de 2-2,5 m et 7-8 m respectivement. La lumière est devenue ainsi un facteur limitant pour le développement des macrophytes benthiques au-delà de 25 m de profondeur, ce qui a entraîné le déclin très rapide du vaste champ d'algues rouges (*Phyllophora*), situé sur la partie centrale du secteur nord-ouest de la mer Noire, à environ 40 km du rivage du delta du Danube. L'empreinte spatiale de ce champ fut estimée à environ 10 000 km^2 dans les années 1950 ; seulement 5 % de cette surface subsistait dans les années 1990 (figure 21).

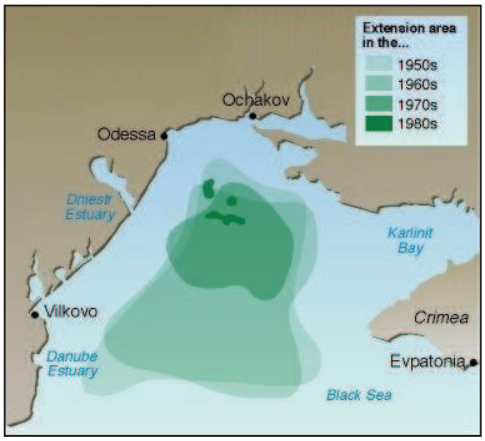


Figure 21 : Réduction du champ de *Phyllophora* (Champ de Zernov) durant la deuxième moitié du XXe siècle. *Source : Zaitsev et Mamaev (1997) - graphisme par P. Rekacewicz (UNEP/GRID-Arendal, 2006).*

L'élimination quasi-totale de ce champ d'algues rouges pourrait aussi avoir contribué à l'intensification des épisodes d'hypoxie, une fois qu'elles libéraient continuellement de l'oxygène sur une vaste zone où les profondeurs sont comprises entre 20 et 50 m (donc peu affectées par les mouvements de turbulence et de convection).

2.2.1. Etat écologique actuel

Un certain nombre de publications récentes (Cociasu *et al.*, 2008; McQuatters-Gollop *et al.*, 2009; Mee *et al.*, 2005; Oguz et Velikova, 2010) indiquent des signes d'amélioration sur les écosystèmes de la mer Noire. La plupart des affirmations demeurent toutefois prudentes et n'évoquent pas une évidente récupération du système. Les améliorations plus évidentes concernent le retour partiel des communautés benthiques (hautement vulnérables aux épisodes d'hypoxie), la diminution de la biomasse globale de phytoplancton (avec une augmentation relative des diatomées), et l'augmentation de la transparence des eaux (avec quelques spécimens de *Phyllophora* retrouvés à environ 40 m de profondeur).

Selon Mee *et al.* (2005), l'ampleur de ces récentes améliorations demeure difficile à saisir, faute d'un réseau de suivis suffisamment bien implanté en mer Noire, la plupart des informations collectées depuis 1990 émanant de programmes de recherche non pérennes (CoMSBlack, NATO-TU, EROS-21, daNUbs). De plus, les changements observés dans la chaîne trophique ont montré des relations, souvent non linéaires, avec les forçages environnementaux identifiés jusqu'à présent (McQuatters-Gollop *et al.*, 2009; McQuatters-Gollop *et al.*, 2008). Un exemple intéressant a été l'année 2001, caractérisée par le développement excessif du phytoplancton et par la réapparition d'une vaste zone d'hypoxie, alors que les apports en nutriments étaient en décroissance depuis de nombreuses années et que les écosystèmes montraient déjà les signes de récupération décrits précédemment. Le retour soudain, en 2001, de conditions extrêmes d'eutrophisation illustre la compréhension, encore partielle, des mécanismes contrôlant la production primaire en mer Noire, notamment sur le secteur nord-ouest. Un effort de prise en compte intégrée des forçages influençant les écosystèmes pélagiques a été présenté par Oguz et Gilbert (2007), à travers la combinaison temporellement variable de facteurs clés, comme les conditions climatiques, l'enrichissement en nutriments, la surpêche et le développement excessif de méduses opportunistes. Cette analyse indique de brusques changements de régime entre 1960 et les années 2000 ; cependant, les auteurs ont préféré ne pas inclure le secteur nord-ouest à l'étude, compte tenu de sa complexité et de l'insuffisance des données historiques.

Plus récemment, Oguz et Velikova (2010) ont combiné des données hétérogènes - acquises depuis 1960 sur les littoraux bulgare, roumain et ukrainien - afin d'établir des relations entre divers indicateurs de l'écosystème du secteur nord-ouest de la mer Noire (température de l'eau, nutriments, phytoplancton, bactérioplancton, zooplancton, méduses opportunistes et captures de poissons). Les auteurs ont ainsi défini trois stades d'organisation de l'écosystème pour ce secteur : a) le stade "primitif" (avant 1970) dominé par le zooplancton et par les organismes piscivores ; b) le stade "eutrophisé" (1970-1993) dominé par le phytoplancton, par le dinoflagellé *Noctiluca scintillans*, par des méduses et par des poissons planctivores ; c) le stade "intermédiaire" (1993-2005) dominé par *N. scintillans* et par des méduses. Selon les auteurs, en 1993, le changement de stade a été brusque et caractérisé par la chute durable de la biomasse du phytoplancton, ainsi que du bactérioplancton, du zooplancton et des ressources marines d'une manière générale ; en revanche, les biomasses de *N. scintillans* et des méduses sont restées à des niveaux modérés. Malgré des variations interannuelles notables, il semblerait que ce stade demeure relativement stable depuis 1995, représentant par conséquent un système écologiquement dégradé, dominé par des espèces opportunistes et qui ne doit pas être interprété comme une tendance claire d'amélioration et de réhabilitation du secteur. L'interprétation d'Oguz et Velikova (2010) est de ce fait nettement moins optimiste que celles exprimées par Mee *et al.* (2005) et par McQuatters-Gollop *et al.* (2009).

De nombreuses questions restent encore sans réponse au regard des mécanismes contrôlant les écosystèmes benthiques et pélagiques du secteur nord-ouest de la mer Noire, ce qui rend leurs prédictibilités très indécises, même à court terme. L'abondance de constats controversés, vérifiés aussi bien pour les eaux danubiennes que pour celles de la mer Noire, complique l'appréciation des effets directs et indirects des activités humaines sur ces deux grands systèmes ; situé à leur l'interface, le jeune delta du Danube est lui aussi source d'incertitudes : il matérialise néanmoins les influences antagoniques des deux systèmes, fournissant ainsi de nouveaux éléments d'analyse.

CHAPITRE II : LE DELTA DU DANUBE – UN ESPACE UNIQUE EN CONSTANTE MUTATION

Le fait que l'image du delta du Danube soit désormais fortement liée à la préservation de la nature, dont le maintien de la biodiversité est l'élément clé, pourrait nous amener à croire que cet espace est resté isolé des changements qui ont bouleversé l'Europe au cours des derniers siècles. Certes, ce delta figure parmi les plus importantes zones protégées d'Europe et présente un intérêt écologique majeur dans une zone géographique particulière, située à la frontière orientale de l'Europe et à distance égale du pôle nord et de la ligne de l'équateur.

L'emblématique avifaune du delta du Danube, exubérante et riche en espèces, n'est que le reflet d'un environnement grouillant de vie, depuis les formes microscopiques jusqu'aux prédateurs situés au terme de la chaîne alimentaire, tel l'animal "symbole" de cette vaste zone humide, le pélican blanc. Ces grands migrateurs et voraces piscivores[46] ne choisissent certainement pas par hasard leur principal site de nidification[47] en Europe, et l'abondance en poissons du delta du Danube, démontrée et amplement documentée dès le début du XXe siècle par Grigore Antipa, ne saurait que confirmer ce constat. La végétation caractéristique de ce delta joue également un rôle majeur dans la constitution d'habitats propices aux nombreuses espèces qui le peuplent. A cet effet, certains auteurs affirment que ce milieu possède la plus importante surface continue de roselières au monde (Stefanescu, 1981; Suciu *et al.*, 1995; Tudorancea et Tudorancea, 2006).

Quoi qu'il en soit, et sans vouloir verser dans le superlatif, l'importance écologique du delta du Danube n'est plus à démontrer, et un certain nombre de dispositifs internationaux[48] visant à la protection de l'environnement ont été mis en place depuis une vingtaine d'années. Toutefois, il serait inapproprié d'aborder cette région singulière sans présenter les interventions directes et indirectes que l'homme y a engendrées.

Le chapitre précédent nous a fourni les éléments majeurs pour comprendre les modifications qui se sont produites au sein du bassin versant danubien et en mer Noire. Or, indirectement toutes ces modifications ont, du moins potentiellement, impacté l'exutoire du Danube. De plus, le delta a également été l'objet d'un nombre non négligeable de modifications introduites par l'homme au cours de l'histoire.

---

[46] A titre indicatif, un spécimen adulte de *Pelecanus onocrotalus* peut manger quotidiennement 1,5 kg de poisson.
[47] Gâştescu et Stiuca (2008) considèrent que tous les ans environ 3 500 d'individus (90 % de la population en Europe) nichent dans le delta du Danube, la zone des lacs Razim-Sinoie y étant englobée.
[48] Réserve de Biosphère (Programme *MAB* de l'UNESCO) ; Site de la Convention RAMSAR ; Patrimoine Mondial Culturel et Naturel de l'UNESCO. Le cadre actuel concernant la protection de l'environnement est présenté avec plus de détail à la fin du présent chapitre.

Partant de cette perspective, nous pourrions croire que les transformations progressives observées sur l'espace deltaïque résultent uniquement des usages et des aménagements humains et que, dans l'hypothèse de l'absence de telles interventions, le delta du Danube aurait pu rester inchangé.

Effectivement, le delta du Danube est un espace où les forces de la nature se font très fortement ressentir, quelles que soient les tentatives de l'homme pour tenter de le remodeler. Pour comprendre cet espace tel qu'il se présente à nos yeux, il faut avoir présente à l'esprit la dimension temporelle des évolutions spatiales. Ainsi, premièrement, il nous a semblé important d'intégrer le delta du Danube dans un contexte conceptuel idoine afin d'effectuer, par la suite, une analyse spatiale évolutive qui traite aussi bien des aspects liés à la morphogénèse holocène de cet espace que des aménagements récents entrepris par l'homme. Enfin, nous proposerons une synthèse de l'organisation spatiale actuelle et des statuts de protection de l'environnement en vigueur sur le delta.

1. CONCEPTS ET DÉFINITIONS

L'étude de cet espace géographique fait appel en premier lieu à la compréhension d'un concept plus large, celui du delta. La définition précise de ces interfaces terre-eau ne fait toutefois pas l'objet d'un consensus dans la littérature scientifique.

L'origine du mot "delta" remonte à l'Antiquité, Hérodote (482 - 425 av. J.-C.) fut probablement le premier à l'avoir utilisé pour désigner, par analogie avec la forme triangulaire de la lettre grecque, la plaine alluviale du Nil, ou bien "l'Egypte Inférieure" (Larcher, 1802). C'est d'ailleurs à Hérodote aussi que l'on doit la plus ancienne description détaillée des embouchures du Danube, que les Grecs appelaient *Istros* (Stefanescu, 1981). Selon Gail (1825), Hérodote a comparé à plusieurs reprises le fleuve du Danube avec celui du Nil, mais il n'aurait vraisemblablement pas employé le mot delta pour caractériser les embouchures danubiennes. D'après le dictionnaire français d'hydrologie (C.N.F.S.H.)[49], Xénophon (426 - 355 av. J.-C.) se servit de cette appellation pour la première fois par référence à la région des bouches du Danube, mais le delta mentionné par Xénophon serait le delta de la Thrace[50] (Dakyns, 1897; Gail, 1825), qui ne correspondrait donc pas à la plaine deltaïque qui fait l'objet de notre étude.

Dans la langue française, ce ne fut qu'à partir de 1812, avec le Dictionnaire Universel de Boiste, que le vocable "delta" cessa d'être un nom propre pour devenir un nom commun : *terre entre deux embouchures.*

[49] Dictionnaire en ligne du Comité National Français des Sciences Hydrologiques (C.N.F.S.H.).
[50] Le delta de la Thrace pourrait correspondre soit à l'Ile de Peuce (Gail, 1825) ou bien aux remparts d'Anastase (Dakyns, 1897).

La notion du terme a évolué, notamment à partir de la fin des années 1800 avec les publications du géologue nord-américain Gilbert (1885)[51] et du Français Fayol (1888)[52] : ces travaux ont posé les bases du mode de formation des deltas. Au sein des définitions que l'on trouve actuellement dans nombre d'ouvrages, notamment de géomorphologie, ni la configuration triangulaire ni l'existence de plusieurs embouchures ne constituent plus des critères obligatoires pour l'identification d'un delta. Paskoff (1998) fait une allusion directe à ce dernier élément en affirmant qu'il est fréquent qu'un cours d'eau se divise en plusieurs bras quand il édifie un delta, mais que ce n'est pas une règle générale. Le delta du São Francisco, au Brésil, et celui du Tibre, en Italie, sont de bons exemples de delta avec un seul bras.

De manière simple et globale, G. Bellaiche, dans l'Encyclopaedia Universalis (2002), propose une définition du terme delta : "*ce sont des constructions sédimentaires élaborées au débouché des cours d'eau dans des étendues d'eau permanentes" (p. 61)*.

L'emploi de l'expression "étendues d'eau permanentes" invite à ne pas négliger l'existence de nombreux deltas à l'embouchure de cours d'eau dans des lacs. Par conséquent, il ne s'agit pas d'une forme exclusivement littorale : citons, à titre d'exemples, le delta intérieur du Niger (Mali), le delta de l'Omo (Éthiopie) ou encore le delta Paix-Athabasca (Canada). Néanmoins, certains auteurs restreignent leurs définitions en ne faisant mention qu'aux exutoires des bassins versants qui débouchent en mer ou en employant des formulations limitatives telles que "forme de relief littoral" (Verger, 1991, p. 730), ou "construction littorale" (Coque, 2002, p. 374).

Mis à part cette particularité, la plupart des auteurs évoquent, sous différentes tournures, l'importance majeure du phénomène d'alluvionnement pour la formation et la caractérisation d'un delta. C'est la décélération des courants fluviatiles, lorsque le fleuve arrive à son exutoire, qui provoque le dépôt de la majeure partie des sédiments transportés, les agents marins ou lacustres se limitant à remodeler plus ou moins le bord externe du delta. Dans les deltas marins, à part les dépôts par excès de charge, dus au ralentissement de l'écoulement, le contact entre les eaux marines et les eaux fluviales est extrêmement réduit, voire absent, à l'intérieur du delta proprement dit. De ce fait, la floculation des particules très fines (argiles) ne se produit qu'à l'extérieur du milieu deltaïque, ce qui entraîne la formation d'un panache turbide (figure 22) souvent bien développé devant les embouchures deltaïques.

[51] Gilbert G.K., 1885. *The topographic features of Lake shores*. U.S.G.S. 5th annual report, p. 75 - 123.
[52] Fayol H., 1888. *Résumé de la théorie des deltas et Histoire du Bassin de Commentry*. Bull. Soc. géol. France, p. 968 - 1005.

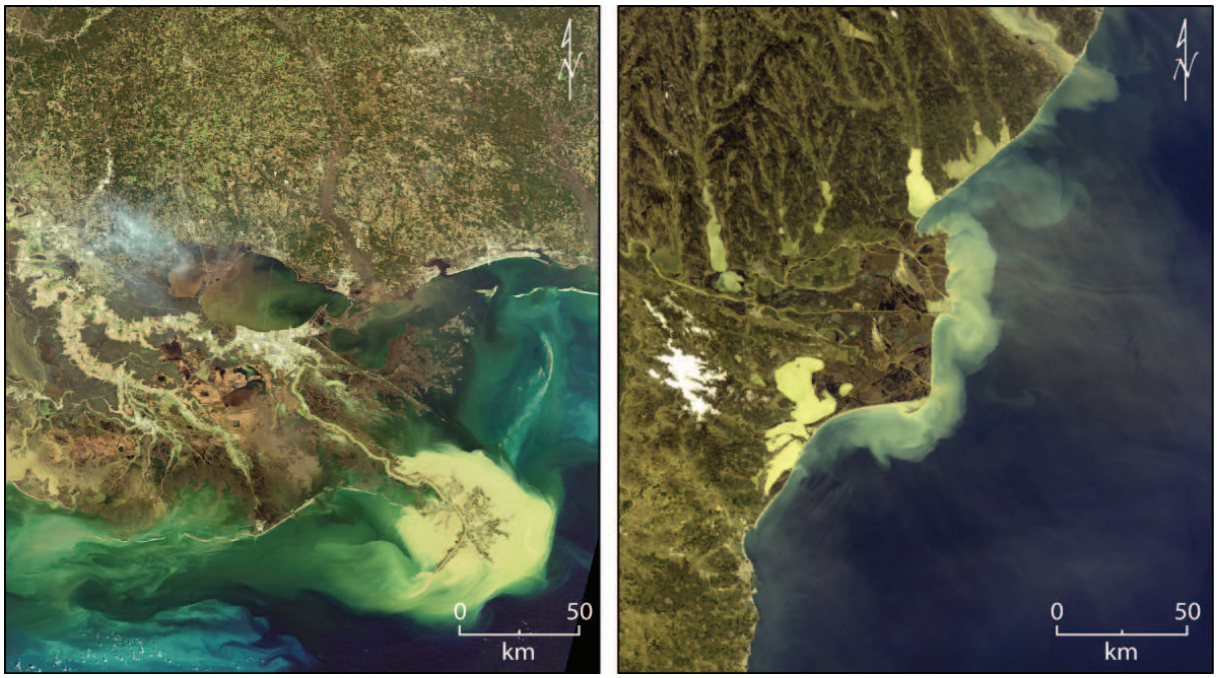


Figure 22 : Vues satellitaires des panaches sédimentaires du Mississipi (à gauche) et du Danube (à droite).
Images prises en février 2007 (Mississipi) et mars 2008 (Danube) par le capteur MERIS à bord du satellite Envisat.

Pinot (1998) défend l'hypothèse que le delta est l'étape ultime de la ria, dont l'estuaire ne représente qu'un "stade" lorsqu'on a affaire à une mer à marée. La filiation va de la ria, forme d'ennoiement caractéristique de la transgression récente, au delta, forme caractéristique d'une évolution achevée vers un rivage entièrement soumis à la nouvelle dynamique, celle des houles. Il admet que, dans les mers sans marée, on peut passer directement de la ria au delta. De ce fait, il considère que les deltas méditerranéens furent des rias, alors que les estuaires atlantiques sont d'anciennes rias qui ne sont pas encore devenues deltas. Il s'agirait plutôt d'un décalage de quelques milliers d'années que d'une différence de nature.

Salomon (2008) affirme également que l'estuaire est la forme intermédiaire entre la ria et le delta. Cependant, son approche est moins évolutive : il allègue que, quand le fleuve a une influence dominante, il construit un delta et, à l'inverse, quand la mer est dominante, l'embouchure est un estuaire. D'autres auteurs, toutefois, choisissent d'écarter plus fermement ces deux formes d'embouchure. D'après Paskoff (1998, p. 176), "on peut dire qu'un delta représente l'opposé d'un estuaire" et que le rapport des forces est en faveur du cours d'eau dans le cas du delta puisque l'avantage est pris par l'alluvionnement continental sur la dynamique littorale de dispersion.

Cet avantage se traduit par une avancée plus ou moins accentuée de la terre aux dépens de l'étendue d'eau permanente. "C'est l'avancée qui est le critère" l'avait déjà affirmé André

Guilcher (1954, p. 85). Malgré le fait que la plupart des auteurs francophones et anglophones soient d'accord à propos du critère "d'avancée" (souvent traduit comme *coastal progradation* en anglais), il est pertinent de préciser qu'il existe une discordance entre ces deux écoles quand il s'agit de classer certaines embouchures en tant que deltas ou estuaires. Le cas le plus flagrant concerne l'embouchure de l'Amazone, considérée quasi-systématiquement comme un delta par les anglophones et comme un estuaire par les francophones. Carré (2005) présente une analyse détaillée de la problématique de classification morphologique des embouchures fluviales, dont les deltas.

Au-delà de ces discussions sur le classement des embouchures, il est possible de définir la structure générale d'un delta à travers la caractérisation de quelques traits morphologiques qui lui sont propres. Cette démarche descriptive, adaptée à l'embouchure du Danube, nous permettra également d'approfondir certains aspects conceptuels liés plus généralement aux deltas.

1.1. Structure et composantes morphologiques

Toute comme sa définition, la délimitation précise des deltas n'est pas toujours aisée. Verger (1991) précise que cette tâche est simplifiée dans les cas des fleuves isolés car ils construisent des deltas individualisés. Toutefois, il est fréquent que d'autres fleuves créent des formes semblables à proximité et que leurs deltas se juxtaposent. Ceci donne lieu à des véritables plaines deltaïques complexes dont les limites sont particulièrement difficiles à fixer. C'est pourquoi l'auteur affirme que les divergences d'estimation ne doivent pas étonner et qu'il est donc courant que les superficies indiquées pour un même delta varient considérablement selon les auteurs. L'exutoire du Danube n'échappe pas à ce constat général :

- Gâştescu et Stiuca (2008) proposent trois valeurs à l'intérieur d'un seul ouvrage dont les limites ne sont pas très explicitées : tout d'abord la surface deltaïque est présentée comme étant de 4 180 km^2, le "golfe du Danube" posséderait, quant à lui, une surface de 4 455 km^2 (hors la zone des lacs Razim-Sinoe), mais le "delta proprement dit" (considéré seulement comme le territoire compris entre les bras) ne couvrirait que 3 510 km^2 ;
- Badea *et al.* (2005) avancent une valeur de 4 884 km^2 pour la plaine deltaïque ;
- Grigoraş (2002) considère la surface du delta comme étant de 4 150 km^2 ;
- Panin (2003), Tudorancea et Tudorancea (2006), ainsi que Tiron (2010), envisagent une surface beaucoup plus large, en intégrant le secteur des lacs Razim-Sinoe, qui totalise environ 5 800 km^2.

Si les marges subaériennes d'un delta ne sont pas toujours nettes - comme l'a précisé Paskoff (1998, p. 178) "partout, la limite entre la terre et l'eau, fluviale ou marine, est indécise" - il ne faut pas négliger que cette plaine émergée ne représente qu'une partie, le sommet, de l'édifice deltaïque. Moore et Asquith (1971) avaient mis en avant ce point en exposant les contradictions associées au concept et au terme delta. En occurrence, ces auteurs proposèrent une définition prenant en compte l'ensemble des formes émergées et immergées : un delta correspond à *la masse contiguë de sédiments, à la fois subaériens et submergés, déposés dans une étendue d'eau par l'action prédominante d'un cours d'eau (p. 2566)*.

Il s'ensuit que les deltas s'organisent selon un schéma morphologique général qui regroupe trois environnements : la plaine deltaïque, le front du delta et le prodelta (figure 23).

La *plaine deltaïque* est la partie visible affleurant hors de l'eau marquée par une altitude très faible. Elle est un prolongement de la plaine alluviale et comprend essentiellement deux parties plus ou moins faciles à distinguer selon le delta. La partie située en amont, plus ancienne, est soumise exclusivement à l'action du fleuve, tandis que la partie située en aval, qui s'étend jusqu'au front du delta, est épisodiquement soumise aux influences marines (ou lacustres). Ces plaines sont souvent découpées par un réseau de chenaux distributeurs actifs et inactifs qui rayonnent à partir du fleuve. Les chenaux isolent des surfaces émergées et des plans d'eau peu profonds où se déposent les sédiments argileux, généralement riches en matière organique végétale.

Le *front du delta* est une bande sous-marine étroite et peu profonde, formée par l'ensemble des sections où les courants fluviaux pénètrent dans l'étendue d'eau en y déposant une bonne partie de leur charge. Cette bande, caractérisée par une faible pente vers le large, borde la plaine deltaïque et représente également le site où les particules sont reprises et dispersées par les agents hydrodynamiques du bassin récepteur. Ici se déposent les sédiments les plus grossiers, généralement sableux, qui peuvent former des barres d'embouchure lesquelles progradent par dessus les argiles plus externes du prodelta. Vers le large et entre les débouchés des distributeurs, les sédiments s'affinent et les dépôts deviennent plus silteux et argileux.

Le *prodelta* est la partie la plus externe et profonde du delta. Située immédiatement à l'aval des barres d'embouchures, cette zone échappe à l'action des vagues ou des marées. Il s'y dépose surtout des sédiments fins et gorgés d'eau, formant ainsi un talus à forte pente. Le prodelta forme la base de l'édifice deltaïque et fait place progressivement, vers le large, aux dépôts marins du plateau continental (dans le cas des deltas marins).

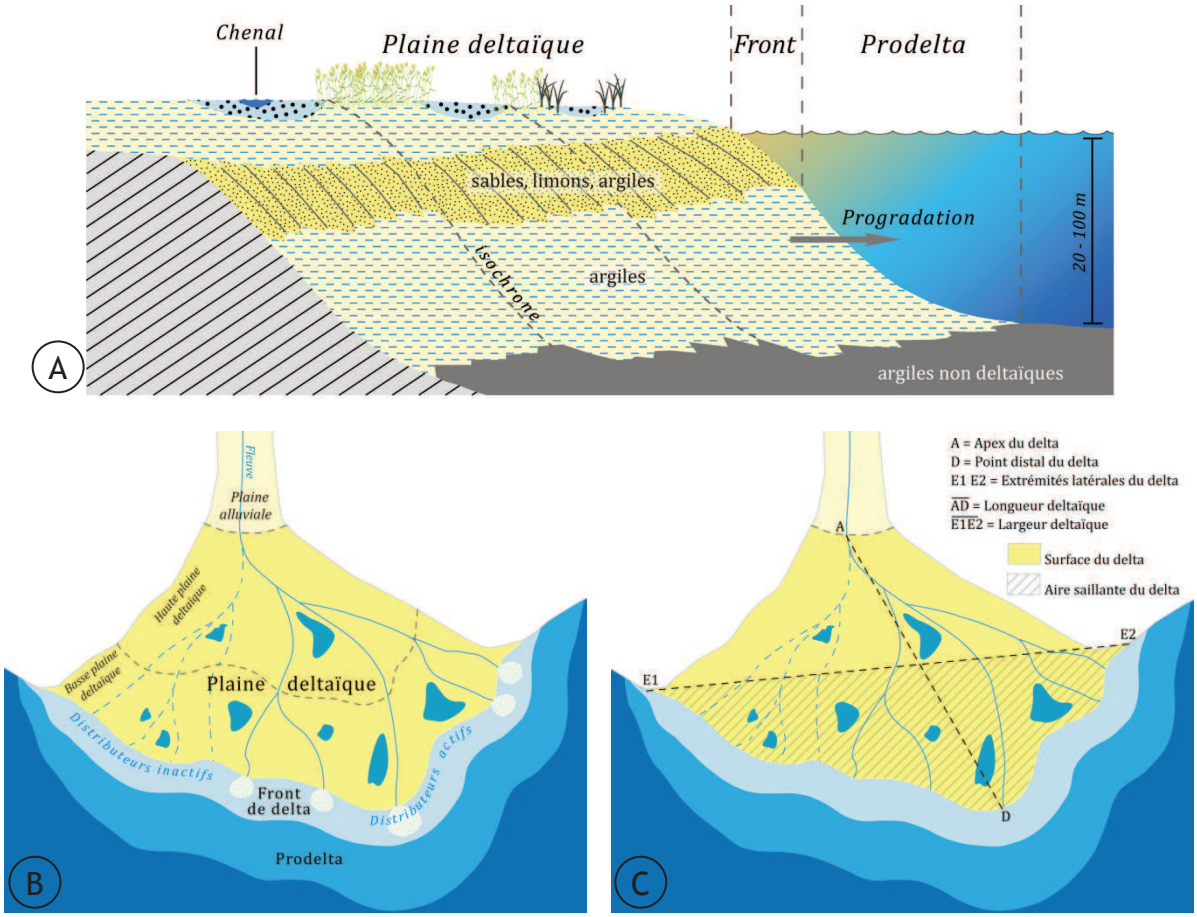


Figure 23 : A – Profil longitudinal avec les différentes sections d'un delta. B – Schéma général des principaux environnements et éléments deltaïques. C – Géomorphométrie plane d'un delta.
Modifié et adapté d'après Salomon (2008), Schwartz (2005) et Verger (1991).

Malgré cette tripartition du système deltaïque, lorsqu'on a affaire à l'estimation de la superficie d'un delta, les parties submergées sont souvent exclues. Les paramètres morphométriques qu'on peut mesurer sur la plaine deltaïque (cf. figure 23.C) sont par défaut approximatifs car qu'elles soient longitudinales ou latérales, les limites ne peuvent être fixées de façon absolue.

Les principaux éléments morphométriques passifs d'identification sur la plupart des deltas sont : l'apex (A), sommet du delta, qui correspond à la rupture de pente et, dans beaucoup de cas, à la première diffluence du réseau hydrographique. C'est à partir de l'apex qu'on trace une ligne imaginaire qui sépare la plaine alluviale de la plaine deltaïque. Ensuite, le point le plus éloigné de l'apex, à l'interface plaine deltaïque/étendue d'eau, est dénommé le point distal (D). La distance entre ces deux points constitue par défaut la longueur du delta. La largeur du delta, à son tour, est déterminée par la distance entre les deux extrémités latérales de la plaine deltaïque (E1 et E2), qui sont d'ailleurs difficilement localisées avec précision. D'après cette ligne transversale imaginaire, on peut calculer l'aire saillante d'un delta et ensuite établir son indice

de protubérance (surface saillante/surface du delta). Si des données altimétriques précises sont disponibles, il est possible de déterminer la dénivellation deltaïque (H), c'est-à-dire la différence entre l'altitude de l'apex et le niveau moyen de l'étendue d'eau permanente. Enfin, la pente du delta peut être ainsi calculée selon le rapport H/L (L étant la longueur deltaïque), cette pente n'étant pas à confondre avec la pente longitudinale d'un bras fluvial, qui prendre en compte la longueur du bras en question. La figure 24 (page suivante) illustre l'application et l'adaptation des définitions mentionnées jusqu'ici dans l'espace géographique du delta du Danube.

À l'instar de la plupart des deltas, la plaine deltaïque danubienne n'est pas simple à individualiser. Dans le cadre de ce doctorat, nous avons considéré les limites de la plaine telles qu'elles sont affichées sur la figure 24.A. Sa surface totalise ainsi environ 4 142 km^2, dont environ 82 % se situent actuellement en Roumanie et 18 % en Ukraine. Le point de départ, en amont de la plaine, est marqué par l'apex deltaïque, l'endroit où le fleuve du Danube se partage en deux bras : le bras de Chilia, qui s'oriente vers le nord-est et le bras de Tulcea qui poursuit son cours vers le sud-est sur une courte distance, jusqu'à ce qu'une nouvelle diffluence crée les bras de Sulina et de Sfântu Gheorghe (Saint George).

La plaine deltaïque, située en aval de l'apex et s'étendant jusqu'à l'actuel trait de côte avec la mer Noire et la partie nord-est du lac Razim, est bornée – dans ses grandes lignes – par le plateau de Buceag (en Bessarabie ukrainienne), au nord, et par le promontoire de Dunavatz (en Dobroudja roumaine), au sud. La dépression existant entre ces deux formes de relief correspond à l'ancien golfe du Danube, qui a été progressivement rempli par les alluvions du fleuve depuis que le niveau de la mer Noire s'est stabilisé au voisinage des valeurs contemporaines.

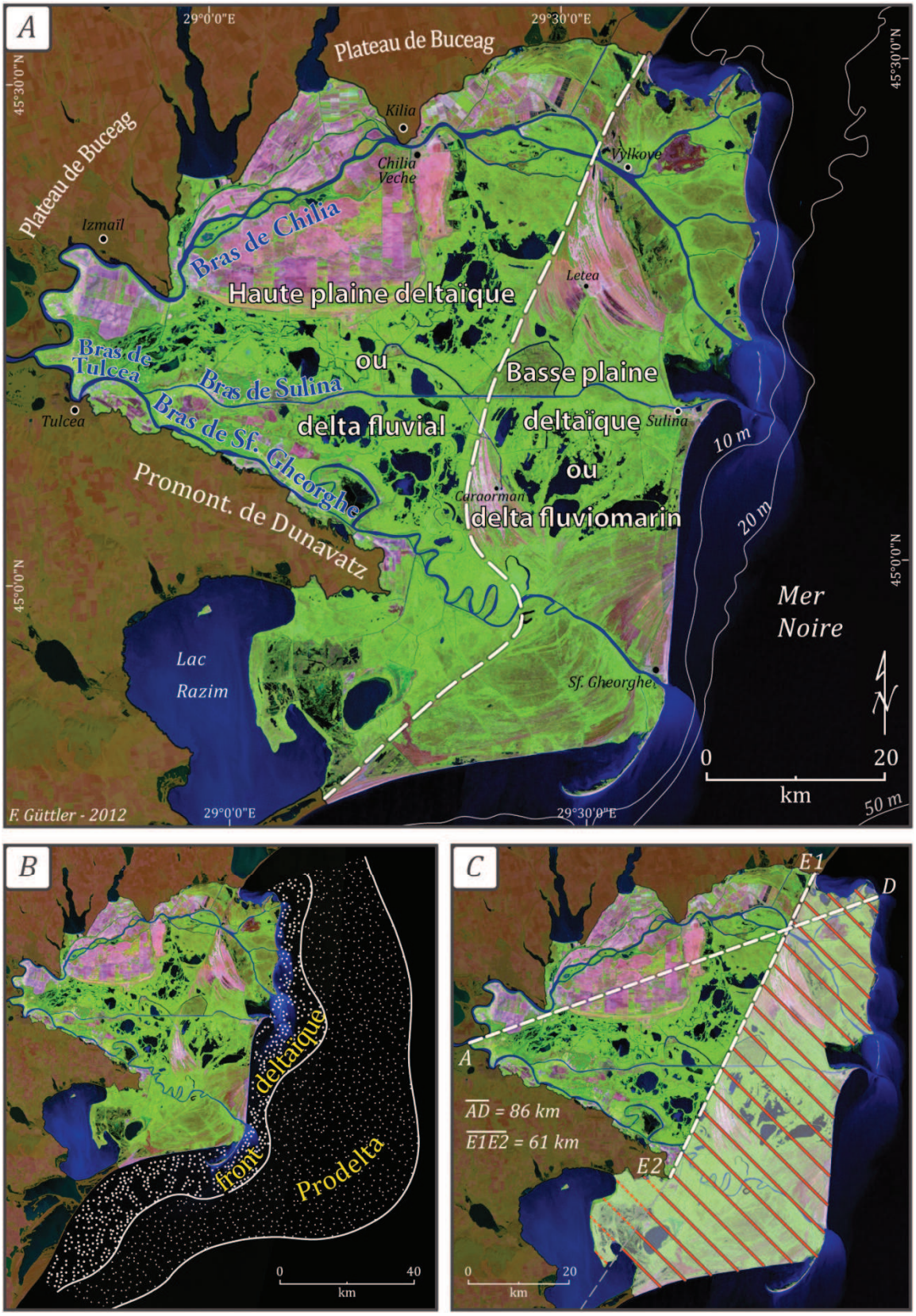


Figure 24 : A - Caractérisation générale du delta du Danube et délimitation de la plaine deltaïque. B – Limites du front deltaïque et du prodelta, lignes retracées d'après Panin (2003). C – Éléments de la géomorphométrie plane.
Image satellitaire (arrière-plan) prise par le capteur TM (Landsat-5) en septembre 2007.

L'étendue actuelle de la plaine du delta du Danube a toutefois dépassé les limites de l'ancien golfe marin, les extrémités E1 et E2 (cf. figure 24.C) correspondant aux anciens caps qui le délimitaient. Nous pouvons ainsi considérer l'aire saillante du delta comme étant toute la surface située au-delà des limites du golfe danubien. Il est important de signaler que cette délimitation ne correspond pas exactement à la ligne imaginaire qui sépare la haute de la basse plaine deltaïque (cf. figure 24.A), appelées respectivement "delta fluvial" et "delta fluviomarin". Cette dernière ligne indique plutôt une différenciation du milieu de formation de la plaine, selon les facteurs de morphogénèse dominants.

En égard aux paramètres morphométriques, la longueur deltaïque (AD) mesurée est de 86 km, tandis que la largeur deltaïque (E1E2) compte 61 km. L'indice de protubérance du delta est de l'ordre de 0,51 (si l'on prend en compte l'aire saillante du delta telle qu'elle a été définie dans le paragraphe antérieur), ou de 0,48 si la portion située immédiatement au sud du promontoire de Dunavatz et s'étendant jusqu'aux bords du lac Razim (zone hachurée pointillée en rouge sur la figure 24.C) n'est pas considérée comme aire saillante. Cette zone, abritée par l'ancien cap de Dunavatz, correspond à la partie nord de l'ancien golfe d'Halmyris (grossièrement l'actuel lac Razim) et ne représenterait pas une véritable saillie de la plaine deltaïque aux dépens de la mer Noire. Pour ce qui concerne la dénivellation deltaïque (H), Oosterberg *et al.* (2000) nous indiquent la valeur de 3,15 m, ce qui nous permet de chiffrer la pente du delta (H/L) à 0,0366 m par km. Le tableau 5 expose les principales surfaces calculées à partir des paramètres morphométriques et des limites établis lors de la présente recherche concernant la plaine du delta du Danube.

Tableau 5 : Surfaces calculées pour les différentes portions de la plaine du delta du Danube. (Délimitation spatiale visible sur la figure 24.C. Calculs faits à partir de l'étendue de la plaine en 2007)

	Surface (km^2)	%
Portion comprise à l'intérieur de l'ancien golfe du Danube	2 042	49,3
Portion ayant atteint l'ancien golfe d'Halmyris	126	3,0
Portion située en dehors des golfes	1974	47,7
Plaine deltaïque (total)	4 142	100,0

Il nous semble important de préciser que nous n'avons pas considéré la zone des lacs Razim-Sinoie comme étant partie intégrante du delta danubien. En effet, le cordon littoral deltaïque se prolonge au sud de l'embouchure du bras Sf. Gheorghe sur plusieurs kilomètres et renferme derrière lui un ensemble important de lacs et de lagunes. Même si la formation de ces espaces a été sans doute liée aux apports sédimentaires du Danube, il n'existe pas de véritable plaine deltaïque au-delà de la limite que nous avons fixée (cf. figure 24). Les agents de morphogénèse y sont quasi-exclusivement marins (ou lacustres à l'intérieur des étendues d'eau isolées) et le

fleuve n'apporte qu'une participation indirecte en fournissant du matériel sédimentaire que la dérive littorale transporte essentiellement vers le sud.

De manière plus schématique, la figure 24.B nous informe également sur l'étendue du front de delta et du prodelta. A partir de ces limites, retracées d'après Panin (2003), le front de delta se prolongerait jusqu'à environ 15 km du rivage deltaïque, où les profondeurs sont de l'ordre de 20-30 m. Le prodelta s'étendrait, par endroits, jusqu'à 50 km des côtes deltaïques, recouvrant ainsi des zones où la profondeur demeure le plus souvent entre 30 et 60 m. Les critères utilisés par l'auteur pour tracer ces limites n'ont malheureusement pas été indiqués, et, de ce fait, il nous est difficile d'estimer le degré de précision de ces compartiments. Néanmoins, le contour proposé pour le front deltaïque nous semble exagérément éloigné de la côte dans certaines sections, et une restitution détaillée des fonds pourrait autoriser une délimitation plus fidèle de ce contour.

2. MORPHOGÉNÈSE ET ÉVOLUTIONS SPATIALES

L'analyse des tracés et des formes de relief générés par les bras deltaïques nous fournit des éléments fondamentaux à la compréhension de l'organisation d'un delta. Derruau (1988) affirme que sa structure est caractérisée par un cloisonnement, formé d'une part par les levées de bras (actuels ou anciens), d'autre part par des bourrelets transversaux aux lignes des levées et qui ne sont autres que d'anciennes positions du cordon littoral à divers stades de la progression. Coque (2002) ajoute qu'entre ces levées et bourrelets, l'envasement des dépressions s'effectue à des rythmes divers selon la distribution des eaux d'inondation et l'importance d'éventuels apports éoliens ou organiques. Suivant le stade atteint par le colmatage et ses modalités, les dépressions peuvent abriter des étangs, des marais d'eau douce à roseaux ou des tourbières.

La physiographie des deltas, qui résulte de l'interaction de plusieurs phénomènes, est ainsi loin d'être figée. Selon Allen et Mercier (1987), tous les deltas actuels sont très jeunes, puisqu'ils ont pris naissance à la fin de la transgression holocène, il y a six à sept mille ans. Durant la remontée eustatique du niveau marin, les fleuves n'ont pas pu édifier des deltas. Dès que le taux de remontée a été inférieur au taux de sédimentation, les deltas ont pu se former, puis prograder très rapidement.

Toutefois, la progression d'un delta ne peut être indéfinie et ceci représente encore une contradiction lorsque l'avancée est considérée comme un critère pour la définition d'un delta. Moore et Asquith (1971) avaient déjà relativisé l'importance de ce facteur d'après le constat que la plupart des deltas du monde n'étaient plus en train de prograder à des niveaux significatifs. De

ce fait, le terme "avancée" doit être interprété plutôt dans le sens de "saillie" (position avancée à l'intérieur de l'étendue d'eau) que dans le sens de "progression".

La principale raison, soutenue par Allen et Mercier (1987) et Derruau (1988), pour expliquer l'actuelle "stagnation" des deltas, repose sur le fait qu'au cours de la progradation, l'allongement des distributeurs réduit le gradient hydraulique de l'écoulement qui, peu à peu, amoindrit sa compétence. Un bras allongé, ayant sa pente longitudinale réduite, tend à être privé d'eau au profit des bras en pente plus forte. Éventuellement, à la faveur d'une percée dans une levée (à la suite d'une forte crue le plus souvent), l'écoulement fluvial peut abandonner le chenal pour un cheminement latéral à plus fort gradient hydraulique. Ces événements peuvent se reproduire à plusieurs reprises, en entraînant l'augmentation du nombre de ramifications des distributeurs au cours du temps. Si le débit et la charge du fleuve restent constants, il y aura de moins en moins de sédiments arrivant à chaque embouchure, alors que la superficie du delta, au contraire, augmente.

La diminution du taux de progradation avec le temps, liée directement à l'élargissement de la surface deltaïque, est également accentuée par la profondeur d'eau grandissante vers l'intérieur du bassin de réception. A terme, Derruau (1988) défend l'idée que les deltas atteignent un état d'équilibre mobile.

Un autre facteur à prendre en compte dans cette analyse est la subsidence : un bassin deltaïque résulte de la superposition de nombreuses séquences individuelles (en moyenne quelques dizaines de mètres d'épaisseur chacune après compaction). L'accumulation de séries deltaïques sur des centaines de mètres nécessite donc une subsidence importante et continue. La subsidence peut être liée à des causes tectoniques, mais souvent elle est due, au moins partiellement, à la sédimentation elle-même (Allen et Mercier, 1987). Par conséquent, les deltas se construisent, en partie, sur eux-mêmes et l'enfoncement progressif du bassin de réception joue souvent un rôle important pour la progradation, la progression de certaines zones au dépit d'autres pouvant être guidée par ce phénomène. Le cas le plus connu est celui du delta du Mississipi (figure 25 – page suivante).

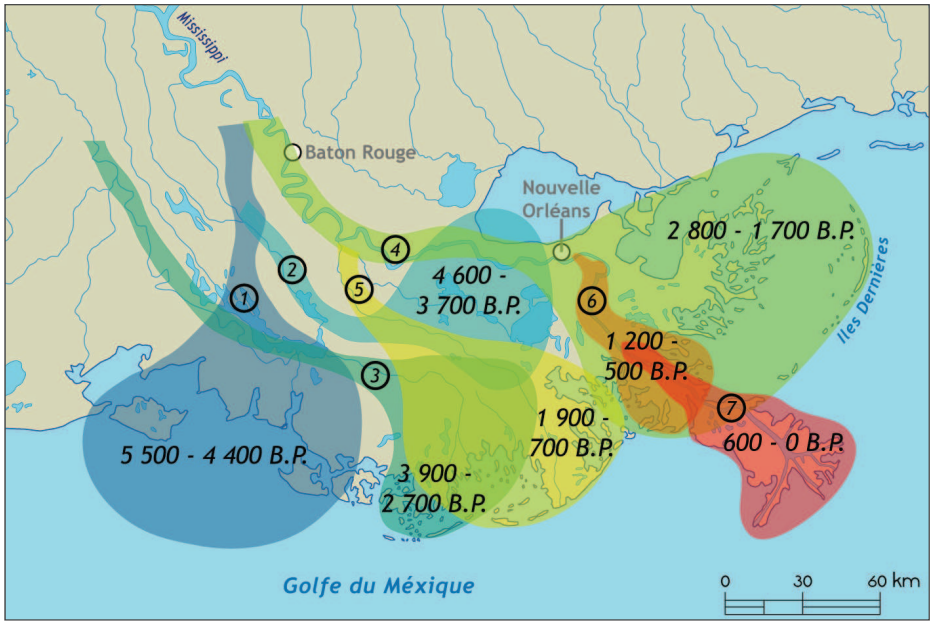


Figure 25 : Les lobes sous-deltaïques du Mississipi et ses respectives périodes de formation.
Modifié et adapté d'après Bird (2008) et Syvitski (2008)

Bird (2008), se fondant sur plusieurs études effectuées notamment pendant les années 1960, affirme que le delta du Mississipi possède une longue histoire de subsidence. Sa formation s'est déroulée différemment au cours des derniers 5 500 ans, et il a été possible d'identifier sept principales étapes matérialisées par l'évolution d'autant de lobes sous-deltaïques qui se sont édifiés successivement en se superposant partiellement les uns aux autres. La subsidence et l'érosion sont évidentes sur certains lobes, comme sur celui de Salé-Cypremort (1) qui a été privé d'importants apports sédimentaires du fleuve depuis quelques milliers d'années, ou même sur celui de St. Bernard (4) où les Îles Dernières témoignent d'une position beaucoup plus avancée du front deltaïque.

2.1. Étapes du développement de la plaine du delta du Danube

Concernant le delta du Danube, son origine et son évolution font l'objet de débats depuis désormais plus d'un siècle et le consensus ne semble pas encore été atteint. Au début du XXe siècle, Grigore Antipa (1910, 1914) lançait – de manière scientifique – les premières pistes sur la morphogénèse du delta avec l'idée d'une flèche initiale qui aurait renfermé le golfe du Danube. La progradation du delta en dehors du golfe n'aurait débuté que postérieurement, et les nombreux cordons littoraux fossiles seraient ainsi les témoins de cette progression vers le large.

Depuis, divers scientifiques ont proposé des hypothèses sur la formation du delta. Deux synthèses chronologiques assez complètes de ces hypothèses sont présentées par Stefanescu (1981) et par Vespremeanu-Stroe (2007). Giosan *et al.* (2005) et Gâştescu et Stiuca (2008)

discutent également certaines de ces hypothèses de manière plus brève. Rapidement, nous pouvons citer sans que la liste soit exhaustive : Antipa (1910, 1914) ; Bratescu (1912, 1921, 1923) ; de Martonne (1931) ; Vâlsan (1934) ; Slanar (1945) ; Mihailescu (1947) ; Petrescu (1948, 1957, 1975) ; Zenkovich (1956) ; Coteț (1960) ; Popp (1965) ; Panin (1974, 1983, 1989, 1996, 2003) ; Stefanescu (1981) ; Giosan *et al.* (2005, 2006).

En dépit de l'ampleur de ces travaux, certaines hypothèses sont jugées très improbables ou n'apportent pas de renouvellements significatifs. L'origine du matériel sédimentaire nécessaire à la constitution de la "flèche initiale", proposée par Antipa dès 1910, n'était pas encore assurée dans les années 1970, comme le rappelait Guilcher (1975), et cela même après les travaux publiés par Nicolae Panin en 1974. Par la suite, ce dernier a poursuivi ses recherches sur l'origine et les étapes du développement du delta du Danube avec des nombreuses publications parues durant les années 1980 et 1990. Ces études (confortées en grand partie par des datations en C^{14}) ont incontestablement apporté une contribution notable à la description temporelle de la progradation du delta.

Effectivement, les travaux de Panin[53] ont confirmé la succession de lobes proposée initialement – quoiqu'assez synthétiquement – par de Martonne (1931). Celle-ci était caractérisée par la construction d'un premier lobe en mer ouverte par le bras de Sf. Gheorghe, suivi d'un deuxième lobe par le bras de Sulina, puis d'un troisième lobe à nouveau par le bras de Sf. Gheorghe et, enfin, d'un dernier et plus récent lobe par le bras de Chilia. Les évolutions morphologiques décrites et datées (principalement à partir de coquillages présents dans les cordons littoraux fossiles) par Nicolae Panin furent largement acceptées par la communauté scientifique, et certaines publications récentes, comme, par exemple, Stanica *et al.* (2011) les considèrent encore comme étant avérées.

Cependant, le progrès notable des méthodologies de datation[54], les nouvelles manières de les interpréter et, plus particulièrement, l'application de ces techniques à la compréhension des variations eustatiques de la mer Noire à la fin du Pléistocène et durant l'Holocène, ont remis en question les dates proposées par Panin pour expliquer la morphogénèse du delta du Danube. Des contradictions et incohérences entre les dates de progradation de la plaine deltaïque et les niveaux de la mer Noire ont été déjà soulignées par Giosan *et al.* (2005). L'évolution soutenue par Nicolae Panin, avec un début de formation du delta il y a 11 700 ans, semblerait être décalée d'environ 5 000 ans, et donc l'établissement de la flèche initiale et les phases de progradation du delta seraient nettement plus récents. L'abondance des recherches (Giosan *et al.*, 2006; Giosan *et*

[53] Une synthèse riche en détails a été réalisée par l'auteur sur la géomorphologie et l'évolution holocène du delta du Danube (Panin, 2003) environ trente ans après la publication de ses travaux de thèse en 1974, qui portaient déjà sur ces aspects.
[54] Par exemple à travers les techniques de datation basées sur la racémisation des acides aminés (Nicholas *et al.*, 2011).

al., 2009; Lericolais *et al.*, 2010; Nicholas *et al.*, 2011; Soulet *et al.*, 2011a; Soulet *et al.*, 2011b) portant, en outre, sur la reconnexion de la mer Noire à l'océan global, avec des datations très précises obtenues à partir de 2010, fournit des arguments consistants pour réfuter l'évolution temporelle défendue par Panin.

Enfin, la phrase de Guilcher (1975, p. 136), *"le delta du Danube a été déjà beaucoup décrit et diversement interprété"* semble être encore appropriée pour caractériser l'état des connaissances sur la formation de ce système complexe. Dans l'attente d'une nouvelle synthèse, qui intègrerait de manière complète ces très récentes découvertes portant sur le développement holocène de la plaine deltaïque, nous proposons ici une tentative de restitution graphique (figure 26 – page suivante) qui reprend les principales dates du développement du delta du Danube, selon les données publiées jusqu'à l'heure actuelle.

D'après la reconstitution des niveaux de la mer Noire présentée par Nicholas *et al.* (2011) (cf. graphique de la figure 26), nous pouvons observer qu'une remontée eustatique très rapide a commencé il y a environ 9 600 ans, alors que le niveau de l'eau se situait entre 107 et 112 m en-dessous de la valeur actuelle. Suivant la stabilisation progressive de cette courbe, nous pouvons considérer que les conditions nécessaires à la formation du delta du Danube se sont mises en place au place il y a environ 5 500 - 6 000 ans seulement. Les alluvions danubiennes ont ainsi commencé à combler le fond du golfe du Danube probablement en amont de l'actuel apex de la plaine deltaïque. La "flèche initiale" se serait formée également à ce moment par l'accumulation progressive, dans la continuité de la côte de la Bessarabie, des matériels sédimentaires transportés par la dérive littorale (direction prédominante N-S). Par conséquent, le matériel sédimentaire (principalement sableux) utilisé pour l'édification de cette flèche n'a pas été fourni par le Danube. La partie inférieure de la figure 26 distingue spatialement les sables exogènes (non danubiens) de ceux délivrés par le Danube.

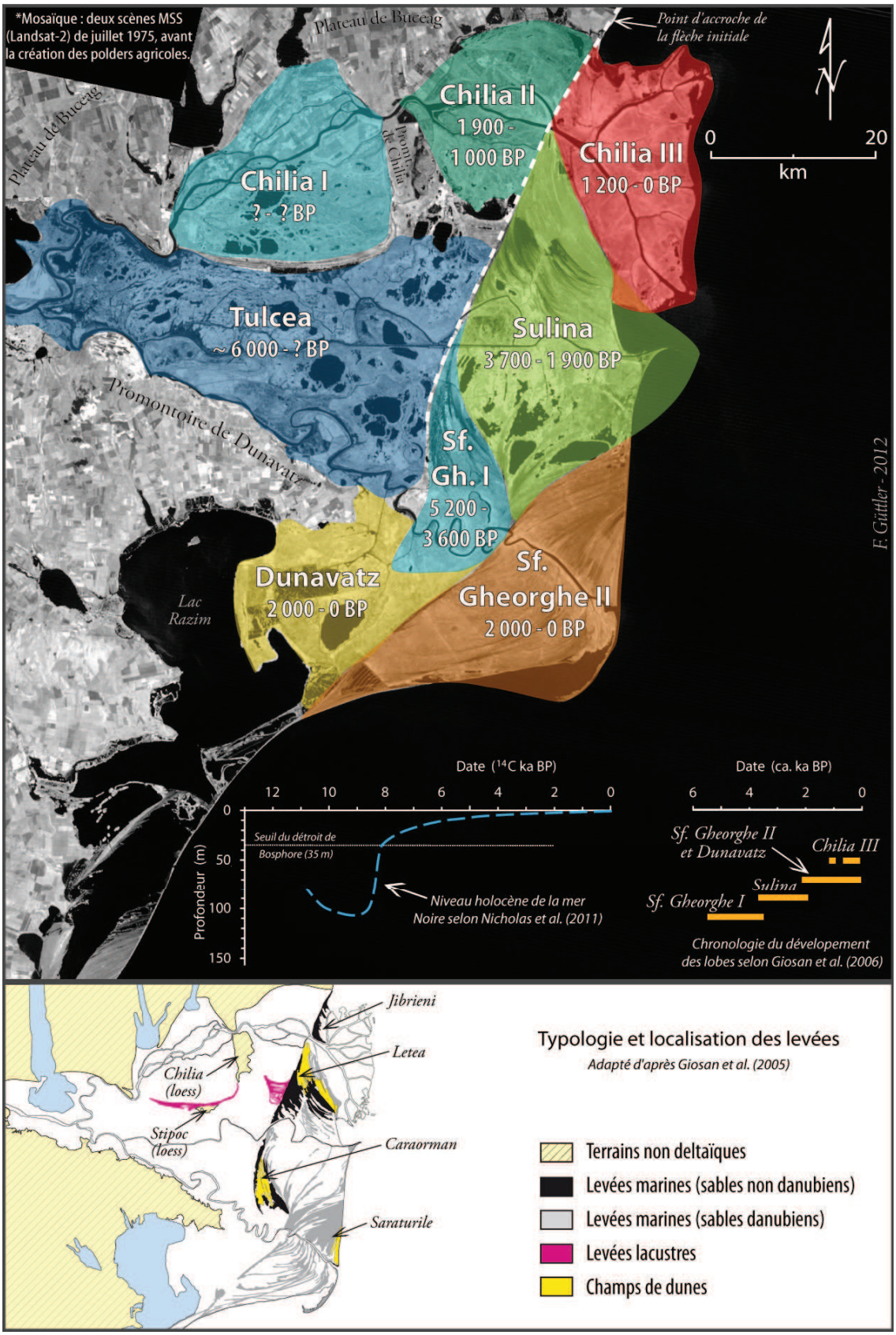


Figure 26 : Synthèse graphique sur l'évolution holocène du delta du Danube.
Forme des lobes, levées et chronologie d'après Giosan et al. (2005 ; 2006) et Stefanescu (1981). Évolution du niveau de la mer Noire d'après Nicholas et al. (2011). Arrière-plan composé d'une mosaïque d'images MSS (Landsat-2) acquises en juillet 1975, représentant ainsi le delta avant la création des grands polders agricoles sur la partie roumaine.

Le point d'accroche de la flèche aurait été le cap nord du golfe, à proximité de la localité de Jibrieni (*Prymors'ke*), actuellement en Ukraine. A partir de ce point, la flèche s'est probablement prolongée jusqu'aux environs de la limite sud-ouest de l'actuelle levée de Caraorman. Il est peu probable qu'elle aurait pu fermer entièrement le golfe, l'ancien et profond lit du Danube (avant la dernière transgression) étant situé entre ce point et le promontoire de Dunavatz.

Le comblement de la zone située en arrière de la flèche initiale, devenue une lagune, n'était certainement pas achevé lorsque le lobe *Sf. Gheorghe I* a commencé son expansion en mer ouverte, il y a un peu plus de 5 000 ans. La faille de "Sf. Gheorghe", qui coïncide avec l'orientation du tracé du bras fluvial de même nom, aurait guidé et favorisé le développement pionnier de cette portion de la plaine. Environ 1 500 ans plus tard, c'était le bras de Sulina qui entraînait la construction de la deuxième saillie au-delà de l'ancienne flèche. La progradation intense du lobe *Sulina* (auparavant doté de plusieurs embouchures) a perduré durant presque 2 000 ans, ce qui a fortement atténué la bouche de Sf. Gheorghe (avec une probable érosion de son lobe). La réactivation de la progradation de cette dernière s'est effectuée il y a environ 2 000 ans. Les écrits laissés par les Grecs anciens indiquent que l'embouchure méridionale du Danube (la bouche "sainte" de l'*Istros*) se situait au voisinage de l'extrémité est du promontoire de Dunavatz, près d'une localité nommée "*Ad Stoma"* = "à la bouche" qui correspond à l'actuelle localité de Dunavațul de Jos. Le début du développement du lobe *Sf. Gheorghe II* coïnciderait aussi avec l'apparition d'une nouvelle diffluence sur ce bras, à partir de laquelle le bras de "Dunavatz" a pu commencer à édifier son lobe au sud du bras Sf. Gheorghe, en partie, dans l'ancien golfe d'Halmyris. La désignation "bras" n'est cependant plus attribuée à cette artère fluviale dont le débit a été fortement réduit.

Les descriptions de la période hellénistique, analysées en détail par Stefanescu (1981), nous renseignent également sur l'existence d'une grande lagune (Thiagola) au nord de la plaine deltaïque, sa localisation correspondant au lobe *Chilia II* qui n'était pas encore formé à cette époque. Il est probable que le bras de Chilia n'a commencé à se jeter directement dans la lagune de Thiagola qu'à partir du premier ou du deuxième siècle de notre ère, donc il y a moins de 2 000 ans. Le comblement de la lagune (sauf de sa portion sud qui correspond à l'actuel lac Merhei) a été effectué en moins d'un millénaire et le développement du lobe *Chilia III* n'aurait débuté que pendant le Moyen Age, probablement à partir du VIIe siècle.

Malgré la consolidation probable des bourrelets de rive du bras de Chilia au cordon littoral dès le VIIe siècle, la majeure partie de la progression subaérienne du lobe *Chilia III* s'est produite à partir de la fin du XVIIIe siècle jusqu'à présent. Du fait du caractère récent de ce phénomène, la progradation du lobe *Chilia III* peut être clairement observée à travers les cartes des XIXe et XXe

siècles, avec un niveau accru de détail à partir de la seconde moitié du XXe siècle, grâce aux photographies aériennes et aux images satellitaires.

2.2. Principales évolutions du rivage deltaïque depuis le XIXe siècle

L'existence de cartes précises est un élément clé pour l'observation des évolutions produites le long du rivage deltaïque. A ce sujet, le premier document cartographique précis ayant représenté en détail l'ensemble des côtes du delta du Danube a vraisemblablement été produit sous la direction du capitaine anglais Thomas Spratt en 1856-57. Si l'on compare rapidement ce document à une image satellitaire contemporaine (figure 27), on s'aperçoit promptement d'un certain nombre de modifications substantielles.

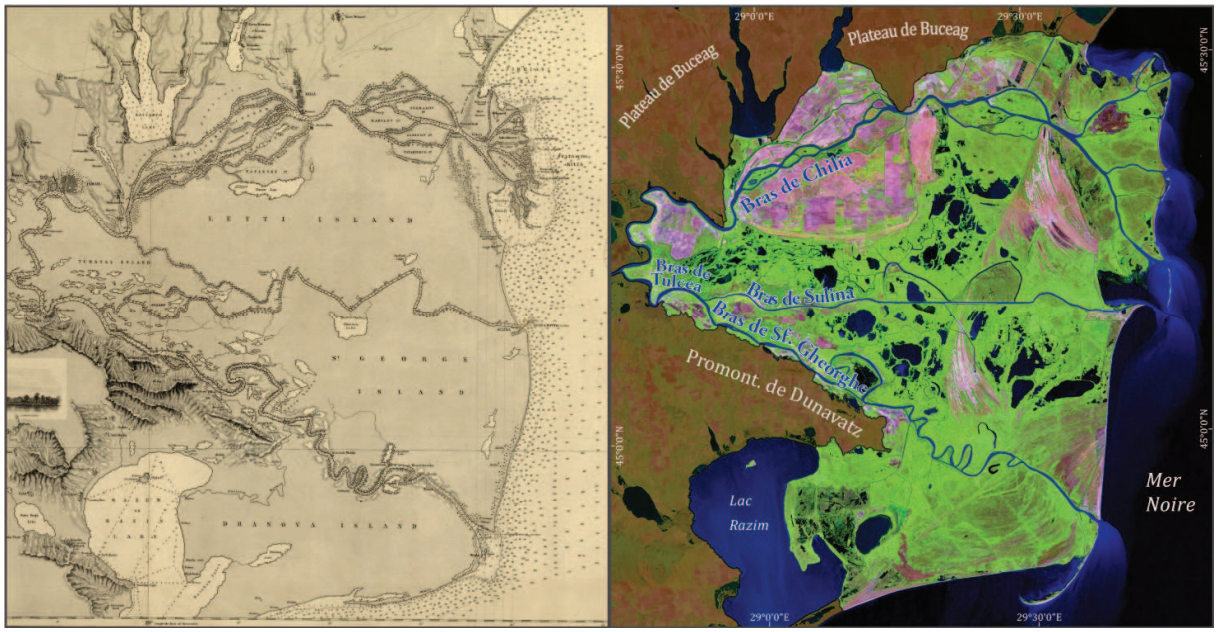


Figure 27 : Comparaison de la physiographie du delta du Danube perçue par Thomas Spratt en 1856-57 avec la physiographie actuelle issue de données satellitaires.
L'aperçu de gauche est une extraction de la version de la carte de Spratt publiée en 1861 à Londres. L'image satellitaie a été acquise par le capteur TM (Landsat-5) en 2007.

Dans les grandes lignes, trois grandes évolutions se sont produites au long des 150 ans qui séparent ces deux situations. Du nord vers le sud, l'on remarque : 1) l'avancée rapide du sous-delta du bras de Chilia, vers le large mais principalement vers le sud ; 2) la disparition de la protubérance existante entre les bouches de Sulina et de Sf. Gheorghe, devenue concave dans le secteur proche au bras de Sulina et puis rectiligne vers le sud ; 3) l'apparition d'une flèche qui s'étend sur plus de 19 km à partir de l'embouchure du bras de Sf. Gheorghe, vers le sud-ouest.

Ces évolutions on fait l'objet d'un certain nombre d'études plus ou moins détaillées au cours des dernières années (Constantinescu *et al.*, 2010; Giosan, 1998; Giosan *et al.*, 2005; Mikhailov et

Mikhailova, 2008; Stanica *et al.*, 2007; Stanica et Panin, 2009; Vespremeanu-Stroe, 2007; Vespremeanu-Stroe *et al.*, 2007). Plutôt que de reprendre tous les aspects abordés par ces auteurs, nous présenterons une synthèse évolutive pour les secteurs situés à l'embouchure des trois principaux bras deltaïques. L'analyse d'images satellitaires (essentiellement de la série Landsat - capteurs MSS, TM et ETM+) prises entre 1972 et 2011 (ou moins une image par intervalle de trois ans) nous a permis de situer dans le temps un certain nombre d'évolutions physiographiques qui n'étaient pas précisées dans les références citées au début de ce paragraphe.

2.2.1. Secteur de l'embouchure de Chilia

La figure 28 (page suivante) retrace l'évolution du trait de côte sur le secteur qui a été le plus dynamique de la façade deltaïque au cours des deux derniers siècles, celui de l'embouchure du bras de Chilia.

Le secteur de Chilia a très fortement progradé jusqu'aux années 1920 : ce lobe se présentait sous la forme d'un delta digité et les distributeurs avançaient de façon assez rectiligne dans le bassin de réception, tout en se divisant en nombreux chenaux bordés de levées alluviales. Les premiers signes de recul sont visibles entre 1922 et 1940, notamment à proximité de la bouche du chenal distributeur de Bystroye (également appelé "Nouveau Stambul"). Les deux autres principaux distributeurs[55], l'Ochakov (au nord) et le Vieux Stambul (au sud), ont encore présenté des avancées significatives entre 1940 et 1975.

La progradation est devenue presque nulle à partir de 1975, et les modifications survenues depuis sont essentiellement le résultat de la redistribution des apports fluviaux par les agents hydrodynamiques côtiers. La bouche de l'Ochakov est actuellement de type sagitté, avec une flèche ancrée sur chaque extrémité de l'embouchure. Immédiatement au nord de l'embouchure du Bystroye, l'on remarque une légère avancée qui témoigne du transport de sédiments vers le sud par la dérive littorale. Les eaux qui sortent de cette bouche fonctionnent comme un "épi naturel" qui entraîne le dépôt de l'essentiel de la charge sédimentaire venue du nord à cet endroit. Cette protubérance risque de croître davantage puisqu'une digue y a été construite en 2009 dans le but d'assurer une passe pour la navigation fluvio-maritime directement vers le bras de Chilia (auparavant la seule voie d'entrée au delta pour les navires venant de la mer Noire était celle de Sulina). En effet, depuis 2004, l'Ukraine a commencé à aménager cette voie de

[55] Il existe plusieurs appellations pour les chenaux distributeurs du sous-delta de Chilia : certaines ont été adaptées à l'anglais et au français à partir de toponymes slaves ou roumaines, différemment employés selon la période historique et l'origine des documents. Les appellations "Bystroye" et "Ochakov" sont fréquemment utilisées dans les références en langue anglaise des années 2000, toute comme l'appellation *Old Stambul* que nous avons adaptée au français en tant que "Vieux Stambul". Ces trois écritures seront ainsi employées tout au long de ce manuscrit.

navigation, très controversée[56], à travers la réalisation de dragages principalement. Sur l'extrémité sud de Bystroye, une flèche est en train de se développer depuis environ dix ans.

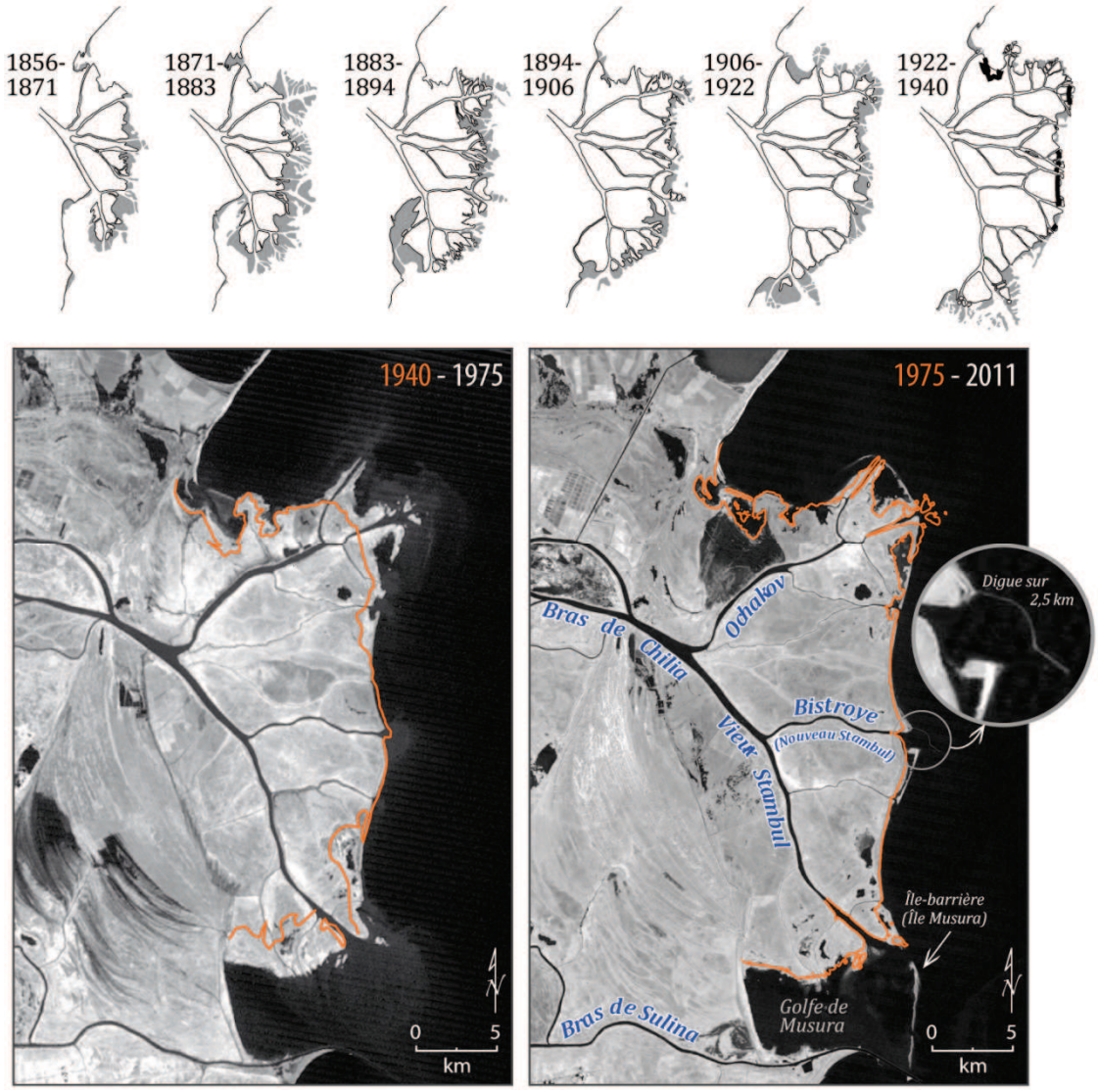


Figure 28 : Restitution graphique du trait de côte sur le secteur de l'embouchure du bras de Chilia. *Les contours entre 1856 et 1940 sont issus de Giosan et al. (2005) – les zones en gris correspondent à la progradation observée entre deux dates, tandis que celles en noir indiquent un retrait. Le trait de côte de 1975 a été extrait à partir du traitement numérique de l'image MSS (Landsat-2), à gauche, alors que celle à droite a été acquise par le capteur TM (Landsat-5) en octobre 2011.*

Enfin, le plus important distributeur de ce secteur, le Vieux Stambul, a poursuivi le comblement progressif du golfe de Musura. En 1986, une île-barrière a émergé à l'est du golfe, à

[56] Notamment vis-à-vis de la Roumanie qui s'oppose fermement à ce projet. La Roumanie avait déjà fait appel à l'UNECE (Commission Économique des Nations Unies pour l'Europe) en 2004 pour la mise en place d'une procédure d'enquête dans le cadre la Convention ESPOO (évaluation des impacts environnementaux dans un contexte transfrontalier). Malgré des recommandations répétées de suspension des travaux par différentes commissions, l'Ukraine a poursuivi son projet : dès août 2004, le canal a été inauguré, la construction de la digue au nord de l'embouchure a été interrompue à plusieurs reprises avant d'être achevée en 2009. De nombreuses réunions, commissions et négociations ont eu lieu depuis 2004 entre les deux pays : la plus récente rencontre, réalisée dans le contexte de la Convention de Bern (Conseil de l'Europe), ne remonte qu'au 22 mars 2012.

plus de 3 km au large de l'embouchure du cours d'eau. La partie émergée a disparu par la suite avec quelques réapparitions temporaires, tout en reculant vers l'ouest, jusqu'en 1997. Depuis, l'île a présenté une rapide croissance vers le sud et, actuellement, sa longueur est d'environ 6,5 km et son extrémité sud se trouve à moins de 400 m de la digue nord du bras de Sulina.

2.2.2. Secteur de l'embouchure de Sulina

Le Traité de Paris, signé en 1856, a instauré la Commission Européenne du Danube (CED)[57]. Son principal objectif était d'améliorer les conditions de la navigation fluviomarine à l'embouchure du Danube. Les activités menées par ladite commission[58] ont transformé profondément l'embouchure de Sulina.

Les premières études qu'elle a commandées, dont la carte de T. Spratt présentée antérieurement, ont examiné les conditions de navigation dans chacune des embouchures afin de choisir celle qui devrait devenir la principale voie pour les exportations de céréales du bas Danube. Ces études ont conclu que la bouche méridionale (Sf. Gheorghe) présentait les meilleures conditions, mais le coût des interventions proposées (canal à écluses) a été jugé trop élevé. La commission a décidé alors d'ajourner la décision portant sur ces travaux et d'aménager provisoirement la bouche de Sulina. Les résultats des premières interventions ayant été amplement positifs, la commission décida en 1865 d'abandonner les plans concernant la bouche méridionale. Les figures 29 et 30 présentent quelques étapes de l'évolution du secteur de l'embouchure de Sulina depuis la veille de la construction des premières digues jusqu'à la situation actuelle.

En 1856, la profondeur à l'embouchure de Sulina était seulement de 9 pieds (2,71 m), alors qu'elle était encore inférieure (6 pieds ; 1,83 m) sur les bouches des bras de Chilia et de Sf. Gheorghe (CED, 1931). Le principe des travaux entrepris par la commission a été le suivant : "*l'endiguement des bouches, au moyen de digues ou jetées ayant leurs enracinements situés aux coins secs les plus saillants de l'embouchure choisie, et destinées à maintenir la vitesse et la force du courant fluvial pour lui permettre de s'ouvrir plus facilement un passage à travers la barre et entraîner au delà de la ligne de 18 à 20 pieds (5,49 à 6,09 m) de fond, les alluvions du fleuve. Ces digues ou jetées devaient être prolongées au fur et à mesure des nécessités pour dépasser l'avance des dépôts qui se reproduiraient par la suite à l'embouchure*." (CED, 1931, p. 192).

---

[57] Au sein de cette commission étaient représentées : l'Autriche, la France, la Grande-Bretagne, la Prusse, la Russie, la Sardaigne et la Turquie.
[58] Un très complet ouvrage portant sur l'œuvre de la Commission Européenne du Danube (CED, 1931) a été compilé par ladite commission à l'occasion de sa 75e année d'existence.

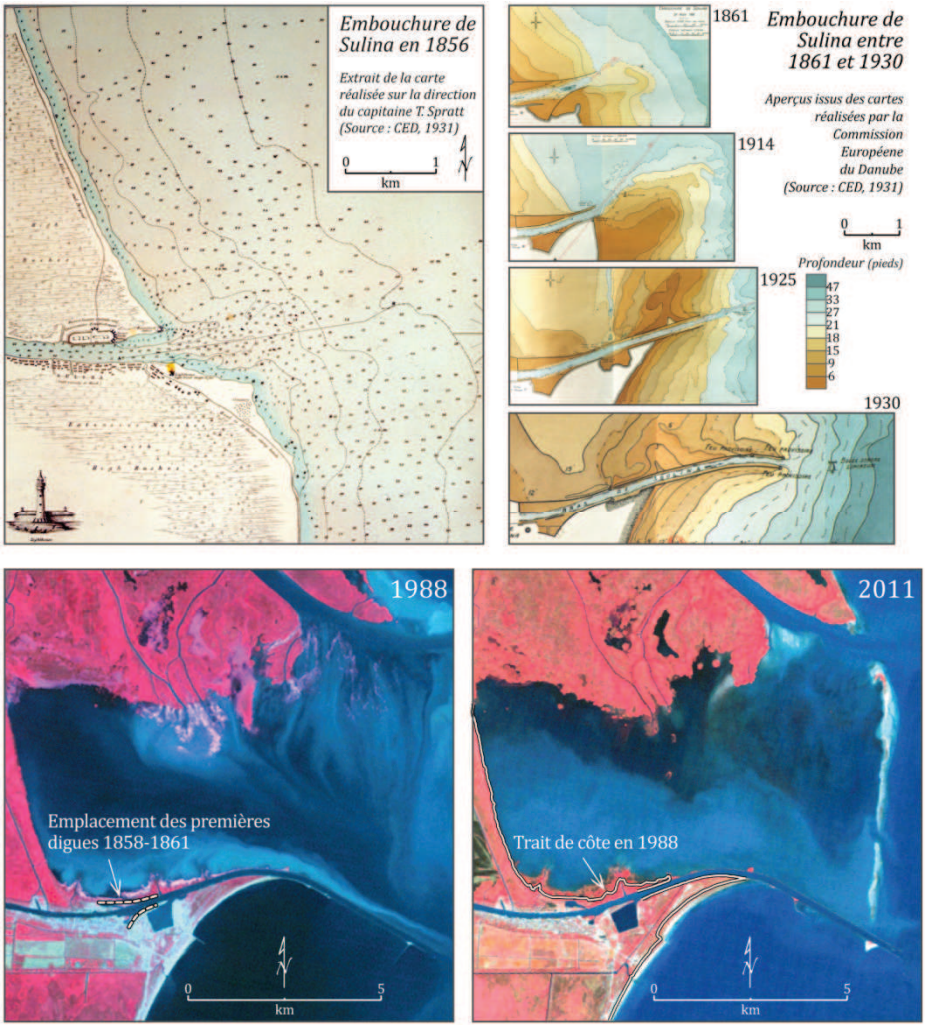


Figure 29 : Évolutions du littoral sur le secteur de l'embouchure du bras de Sulina.
La carte de 1856 ainsi que les aperçus de 1861, 1914, 1925 et 1930 ont été extraits de l'ouvrage de la Commission Européenne du Danube (CED, 1931) . Le trait de côte de 1988 a été extrait à partir du traitement de l'image TM (Landsat-4) affichée à gauche (les zones en rose clair correspondent à des macrophytes et non pas au réel trait de côte). L'image à droite a été acquise par le capteur TM (Landsat-5) en octobre 2011.

Effectivement, le prolongement de l'ouvrage vers le large a été effectué à plusieurs reprises depuis la mise en place des premières digues (cf. figure 29). Lors de l'achèvement de cette première intervention, en 1861, la digue nord possédait une longueur de 1,41 km, tandis que la digue sud se terminait à une distance de 0,91 km de son point d'enracinement. La profondeur obtenue à l'embouchure, en 1861 même, était de 17 pieds (5,33 m), presque le double de celle mesurée avant l'aménagement. Cette profondeur a augmenté jusqu'à environ 20 pieds (6,10 m) et s'est maintenue à ce niveau, sans dragages, jusqu'en 1894. A l'aide de dragages, la profondeur atteignait, déjà en 1895, 24 pieds (7,32 m), ce qui reste très proche de la profondeur maintenue à l'heure actuelle – 25 pieds (7,62 m) – toujours à l'aide de dragages répétés. Les volumes de matières prélevées sont très variables d'une année à l'autre[59], mais des quantités supérieures à

[59] Le détail des volumes dragués est disponible sur CED (1931), pour la période avant 1930. Sur Stanica *et al.* (2007), valeurs moyennes et extrêmes, sont disponibles pour la période 1959-1984 et valeurs annuelles de 1991 à 2000.

800 000 m^3/an ne sont pas rares. A différentes périodes, l'embouchure a vu sa profondeur se réduire sensiblement avec des conséquences sur le trafic maritime sur le bras de Sulina. Les principales raisons ont été le manque d'entretien, par exemple lors de deux guerres mondiales, mais aussi la progression constante de l'avant-plage au-delà des musoirs des digues.

Pour la période qui va jusqu'à aux années 1930, les évolutions concernant les profondeurs, mais aussi la situation générale de l'embouchure de Sulina, sont très bien documentées et les aménagements réalisés sont détaillés dans les rapports de la CED. En 1930 (cf. figure 29), la digue nord avait déjà été prolongée de 2,84 km supplémentaires par rapport aux premiers travaux. La digue sud, originalement plus reculée que la digue nord pour faciliter l'entrée des voiliers (à l'abri des vents de nord), avait déjà été alignée selon l'extrémité nord avant la fin du XIXe siècle ; par la suite, les prolongements réalisés ont toujours gardé les digues parallèles avec les musoirs au même niveau.

L'aménagement de la bouche de Sulina s'est poursuivi après la dissolution de la CED en 1939, peu de temps avant qu'éclate la Seconde Guerre mondiale. Après cette date, il est très difficile d'accéder à des données concernant les travaux qui ont succédé à ceux de la commission européenne.

D'après les mémoires des anciens habitants de Sulina, recueillies par Teampau et Van Assche (2009), il ressort que de nouveaux travaux de prolongement des digues ont été entrepris dans les années 1950. La carte topographique de la République Socialiste de la Roumanie, éditée en 1972, atteste un prolongement de l'ordre de 3 km par rapport à la situation de 1930. Entretemps, une station météorologique a été installée sur la digue sud, environ un kilomètre en aval du musoir de 1930. Des images satellitaires MSS (Landsat-1 et 2) des années 1972 et 1975, en dépit de leurs faibles résolutions spatiales qui n'autorisent pas de mesures précises, permettent d'affirmer néanmoins qu'à partir des années 1975, la longueur des digues était égale, sinon très proche de la valeur actuelle. Cette valeur, à compter du point d'enracinement initial de la digue nord (établi en 1857), s'élève à 9,15 km. La figure 30 illustre les principales étapes de l'aménagement de la bouche de Sulina.

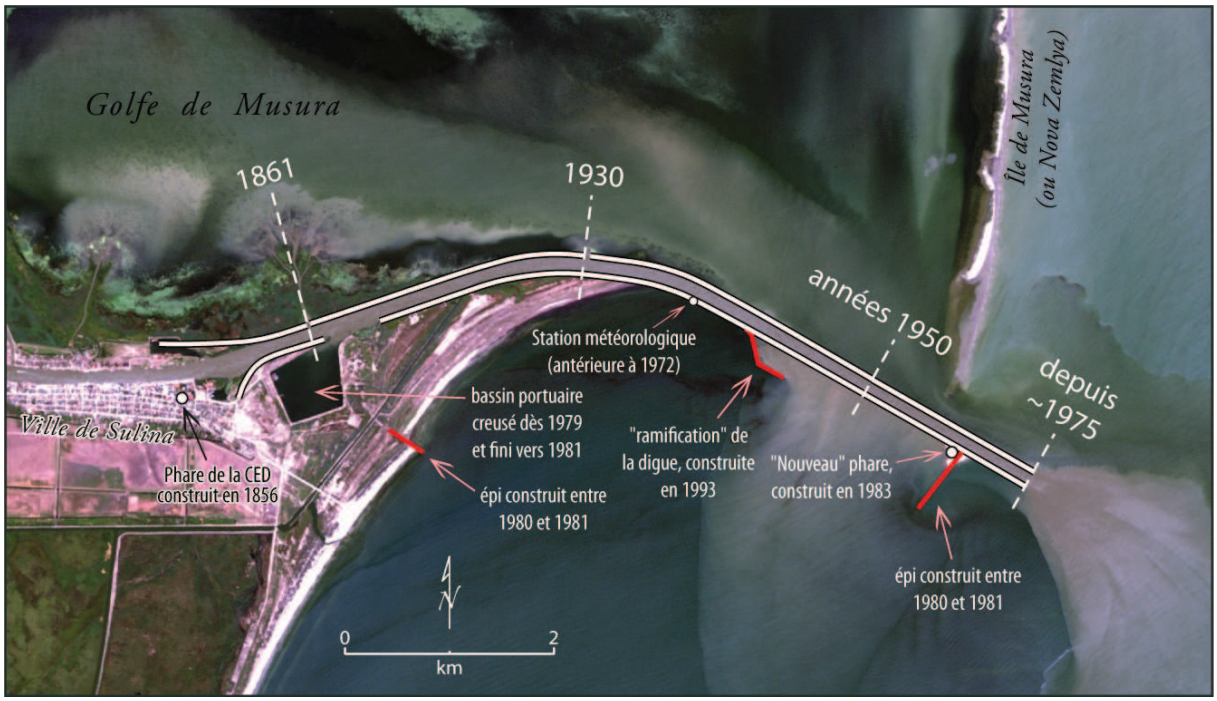


Figure 30 : Principales étapes de l'aménagement du secteur de l'embouchure de Sulina. Jusqu'à 1930, les limites ont été retracées d'après les documents de la Commission Européenne du Danube (CED, 1931) ; les aménagements postérieurs à cette date ont été identifiés à partir de documents cartographiques anciens et de diverses images satellitaires de la série Landsat MSS et TM (liste complète - annexe 1). L'image utilisée en arrière-plan, acquise par le capteur AVNIR-2 (ALOS) en juillet 2009, représente la situation actuelle.

Si la longueur des digues n'a vraisemblablement plus évolué depuis 1975, une série d'aménagements a été entreprise au sud de celles-ci. Dès 1979, des travaux de creusement d'un grand bassin portuaire ont démarré, et les images de 1981 affichent déjà un bassin rempli d'eau avec de dimensions semblables à celles d'aujourd'hui. Simultanément, deux épis rocheux ont été construits sur le secteur maritime et étaient aussi achevés en 1981 : l'un au niveau de la plage de Sulina et l'autre proche de l'extrémité de la digue sud (cf. figure 30). Dans l'angle droit formé à cet endroit de la digue, un nouveau phare a été bâti en 1983. Enfin, un dernier aménagement a vu le jour dix ans plus tard, une "ramification" rocheuse partant de la portion médiane de la digue sud ayant été construite en 1993.

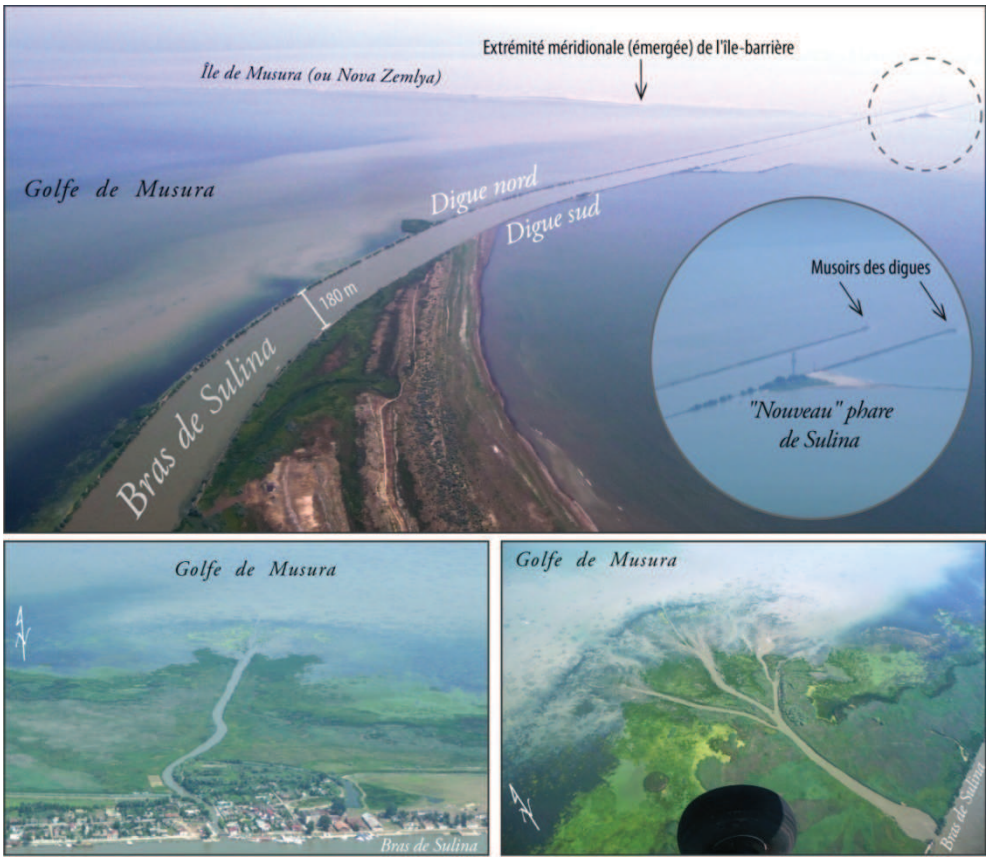


Figure 31 : Vues aériennes du secteur de l'embouchure de Sulina. Les photos inférieures montrent les petits sous-deltas formés par les distributeurs de la rive gauche du bras de Sulina. (Clichés : F. Güttler, juillet 2009)

L'évolution récente du secteur de Sulina atteste une progradation constante du rivage situé au sud des digues dès 1861, et l'accumulation observée au niveau de l'épi construit sur la plage de Sulina témoigne du transport de sédiments, par dérive littorale, prédominant vers le nord. Sur la rive gauche du bras de Sulina, deux courts et étroits chenaux distributeurs ont commencé à déposer des alluvions directement dans le golfe de Musura il y a quelques décennies. Les faibles profondeurs et l'absence de vagues ont permis une rapide progradation des petits sous-deltas construits à cet endroit (cf. figure 31 – partie inférieure).

2.2.3. Secteur de l'embouchure de Sfântu Gheorghe

Si l'embouchure "sainte" du Danube était, durant la Grèce antique, la principale voie utilisée pour remonter le fleuve[60], actuellement le bras de Sf. Gheorghe est celui qui offre les conditions les moins propices à la navigation fluvio-marine. Quoique la Commission européenne du Danube ait choisi cette bouche comme étant la plus favorable à l'aménagement en 1857, elle n'a en effet

[60] C'est d'ailleurs cette voie que les Argonautes empruntèrent lors de leur voyage de retour de la Colchide, selon la saga racontée par Apollonius de Rhodes.

jamais fait l'objet de travaux pour permettre le passage de navires à grand tonnage. Ainsi, contrairement au secteur de Sulina, le littoral méridional du delta danubien a pu évoluer sans l'intervention directe de l'homme ; la figure 32 présente quelques étapes de cette évolution.

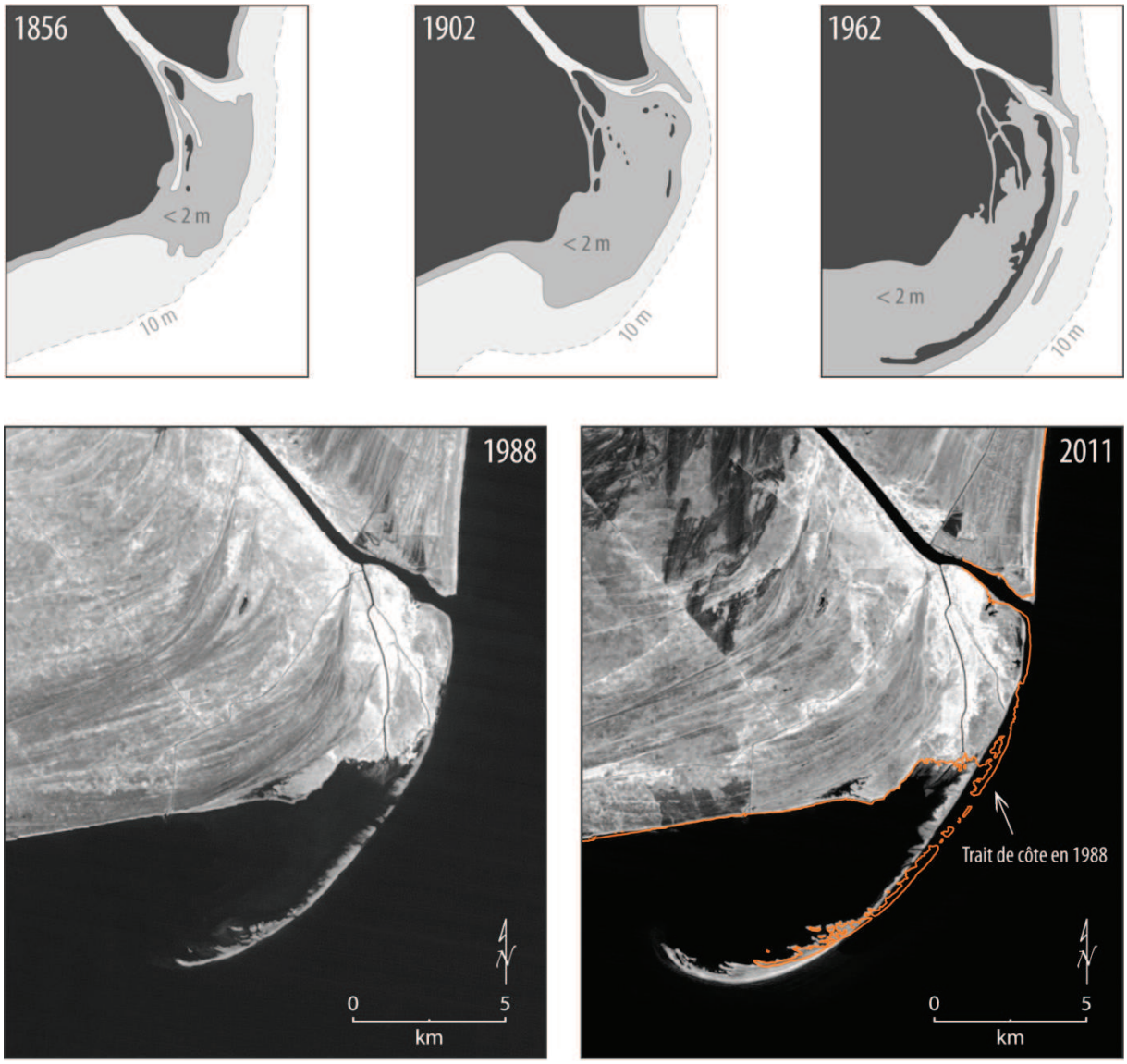


Figure 32 : Évolution physiographique du secteur de l'embouchure de Sf. Gheorghe.
Les contours entre 1856 et 1962 ont été redessinés d'après Giosan et al. (2005). Le trait de côte de 1988 a été extrait à partir du traitement de l'image TM (Landsat-4) affichée à gauche. L'image à droite a été acquise par le capteur TM (Landsat-5) en octobre 2011.

Le type de progradation du lobe de Sf. Gheorghe est sensiblement différent de ceux observés sur les deux embouchures précédentes, le rôle des vagues et de la dérive littorale y étant nettement plus marqué. Le transport de sédiments le long du rivage se produit essentiellement vers le sud et ceci aussi bien sur la portion située au nord de la bouche que sur la portion au sud. L'effet d'épi naturel (*hydraulic-groin effect*), créé par les eaux fluviales à la sortie du bras, favorise la progradation de l'extrémité nord de l'embouchure par le dépôt des sables transportés

du nord. La position plus avancée de l'extrémité nord par rapport à l'extrémité sud donne naissance à une zone abritée immédiatement au sud de l'embouchure, comme l'illustre l'aperçu de 1856 (figure 32). Ces conditions particulières ont permis l'accumulation de la plupart des alluvions du bras sur cette zone abritée, formant ainsi une ample plate-forme à des petits fonds (< 2 m) qui a pu s'étendre très rapidement vers le sud (cf. aperçu de 1902).

La carte du delta du Danube, produite par Grigore Antipa (1910), indique déjà la présence de l'Île de Sacalin qui a été formée par la fusion des petits îlots indiqués dès l'aperçu de 1902. L'allongement de l'île vers le sud a été très rapide et, en 1962, sa longueur dépassait 12 km. Les images MSS (Landsat-2 et 3) de la fin des années 1970 permettent d'observer que le rattachement de l'île à la plaine deltaïque s'est effectué précisément pendant l'été de 1979. La croissance de la flèche (le toponyme "Île de Sacalin" est encore utilisé jusqu'à présent) n'a pas cessé et, en 1988, elle comptait 16 km. Cette croissance n'est toutefois pas homogène ni continue, l'observation des images satellitaires et des cartes anciennes indiquant l'apparition de nombreuses brèches et de crochets distaux. La submersion épisodique de la flèche lors d'événements tempétueux, accompagnée du déferlement des vagues, occasionne le déplacement de sédiments en arrière de la flèche (*overwash*). L'on remarque ainsi un recul persistent de la flèche vers l'ouest, occasionné notamment par le phénomène de roulement (*rollover*), à l'exception de la région du crochet distal.

La superposition du trait de côte de 1988 sur l'image de 2011 indique clairement l'érosion prononcée des portions nord et centrale, alors que, sur la portion sud, la succession de crochets indique une progression en étapes. La figure 33 (page suivante) présente, parmi les trois photos, une prise de vue oblique au niveau du crochet distal de la flèche qui illustre très bien la progression sous-marine de sédiments précédant l'émersion d'un nouveau crochet distal. Les deux autres photos montrent la bouche de Sf. Gheorghe vue sous différents angles : il est possible de remarquer, d'une part, le rétrécissement de la largeur du bras à l'approche de la mer Noire et, d'autre part, l'avancée de la protubérance sableuse sur l'extrémité nord de la bouche, dont le prolongement immergé est connu sous le nom de barre Gurii.

Figure 33 : Vues aériennes du secteur de l'embouchure de Sf. Gheorghe et de la flèche sableuse "Île de Sacalin". *Clichés : D. Petrescu (en haut) et F. Güttler (en bas - juillet 2009)*

2.3. Occupation humaine et aménagements réalisés sur la plaine du delta du Danube

Naturellement hostile à l'établissement de la population humaine, la plaine du delta du Danube a toutefois été fréquentée par un grand nombre de peuples au cours de l'histoire. Reconnu en tant que territoire stratégique dès les temps antiques, le delta n'a cependant jamais occupé une place centrale au sein des empires, États ou puissances qui l'ont possédé ; au contraire, il est resté le plus souvent, et ce jusqu'à présent, un espace marginal ou frontalier.

Récemment datés et interprétés par Carozza *et al.* (2010), les vestiges les plus anciens d'occupation humaine proviennent d'un complexe archéologique situé "curieusement" au cœur de la plaine deltaïque, entre le lac Furtuna et le village de Mila 23. Appartenant certainement au chalcolitique (culture Gumelnița), ce site est resté occupé durant presque cinq siècles et, d'après l'analyse paléogéographique, les auteurs affirment qu'il était très probablement implanté sur un environnement exondé. La conversion des datations avancées par Carozza *et al.* (2010) nous enseigne que l'établissement de cette communauté s'est effectué il y a environ 6 900 ans.

Comme exposé précédemment, à cette période, le delta danubien n'était pas encore formé, il est donc compréhensible que cette communauté ait occupé un terrain exondé et non deltaïque, alors que la dernière transgression marine n'était pas entièrement achevée en mer Noire.

Mis à part cette communauté chalcolitique, présente à la veille de la formation de l'actuel delta, et les vestiges de l'âge du Bronze, retrouvés sur les terrains de loess de Chilia Veche (Vasiliu, 1995 *in* Carozza *et al.*, 2010), les premières communautés ayant occupé la véritable plaine deltaïque semblent appartenir à l'Antiquité. Des vestiges antiques (mais aussi médiévaux) furent trouvés à proximité des parties les plus élevées de la plaine, sur les levées marines de Letea et de Caraorman (Carozza *et al.*, 2010; Gâştescu et Stiuca, 2008).

L'origine d'un certain nombre de localités, toutes situées à la périphérie de la plaine et dans sa portion fluviale, remonte également aux temps antiques, comme par exemple : Chilia (*Helis*), Tulcea (*Aegyssus*), Mahmudia (*Salsovia*), Dunavat (*Ad Stoma*). L'origine de localités, comme Sulina et Sfântu Gheorghe, situées sur la portion fluviomarine et à proximité des actuelles embouchures, remonte au Moyen Age (Stefanescu, 1981), tandis que la localité de Vilkove, implantée au niveau de l'apex du jeune sous-delta de Chilia, n'a été fondée qu'au XVIIIe siècle.

En dehors des grandes civilisations antiques ou médiévales (Dace, Grecque, Romaine et Byzantine) qui ont successivement détenu une souveraineté totale ou partielle sur la plaine deltaïque, le delta a également servi de refuge et d'abri aux peuples migrateurs qui suivaient la voie des vastes steppes.

La période de domination turque, longue de plus de trois siècles, est essentielle pour comprendre l'actuelle répartition de groupes humains au sein du delta du Danube. En 1484, environ trente ans après la prise de Constantinople, les troupes ottomanes conquirent la cité de Kilia et prirent par la suite le contrôle de l'ensemble du territoire deltaïque. Durant la période ottomane, le delta et ses environs ont connu une assez forte densité de population, spécialement vers la fin du XVIIIe siècle et le début du XIXe siècle.

Cette population, majoritairement turque, cohabitait dans l'espace deltaïque et environnant avec deux autres principaux groupes : des bergers transhumants (Valaques, Moldaves et Bessarabiens) et des Slaves orientaux (Russes, Cosaques et Lipovènes). Les bergers transhumants, présents dans le delta avant même l'arrivée des Ottomans, se sont sédentarisés progressivement (processus qui s'est intensifié au XIXe siècle) ; ils correspondent en grande partie à l'ethnie roumaine qui est d'ailleurs restée minoritaire sur le territoire deltaïque jusqu'à la fin du XIXe siècle. Les Slaves orientaux sont ethniquement russes et ils ont atteint les terres de l'Empire ottoman, dont le delta, à travers différentes vagues de migration initiées dès la fin du XVIIe siècle. Ce sont de "Vieux-Croyants", pour la plupart ayant fui les persécutions de la Russie

tsariste déterminée à imposer de force une réforme opérée sur l'Église orthodoxe de ce pays. Deux principaux groupes de "Vieux-Croyants" étant arrivés sur l'espace deltaïque peuvent être distingués : les Cosaques nekrasoviens[61], devenus colons militaires de l'Empire ottoman (contre la Russie), et les Lipovènes[62], moins nombreux et plus rigoristes que les Nekrasoviens, qui, quoique n'étant pas engagés militairement du coté du Sultanat, ont été tolérés par les Ottomans (Beaumont, 2008; Dobraca, 1999; Van Assche *et al.*, 2008).

De Marigny (1836) a visité le delta du Danube en 1835 et a produit un récit qui décrit avec beaucoup de détails l'état de ce territoire "*qui n'était point connu jusqu'à présent, même en Russie*" (p. 359). Il affirme que, vers les années 1780-1800, les localités de Kilia et d'Izmaïl possédaient chacune une population d'environ 40 000 habitants ; à cette époque, sur la rive opposée (droite) du bras de Chilia, il y avait quatre ou cinq villages et la localité de Chilia Veche. Cependant, lors de sa visite, à l'exception de Kilia et d'Izmaïl, toutes les autres localités étaient abandonnées. L'auteur indique également l'existence d'un grand village (aussi abandonné), chef-lieu des Nekrasoviens, vers le centre de la levée de Caraorman. Au bout du bras central se trouvait le petit bourg de Sulina, où les Turcs avaient édifié une tour en bois en 1802 pour servir de phare, et, à proximité, avaient construit un môle servant à resserrer les eaux du fleuve. En revanche, en 1835, Sulina n'était plus un bourg et se résumait à huit baraques en roseaux et en bois.

L'aménagement, encore rudimentaire, de la bouche de Sulina semble être l'un des premiers réalisés sur la plaine deltaïque. La description de Marigny (1836) n'évoque pas d'autres modifications significatives du milieu deltaïque, hors de rares localités, quelques fermes (la plupart abandonnées) et des vestiges d'une agriculture maraîchère pratiquée sur les sites naturellement propices (levées, champs de loess, etc.). Malgré l'abandon quasi-systématique des localités de la plaine deltaïque, l'auteur néanmoins signale l'existence d'un nombre significatif de pêcheurs sur le delta.

Le XIXe siècle marque le début des profondes modifications subies par le delta du Danube, tant sur le plan ethnique que sur le plan paysager et fonctionnel. La première moitié du siècle a été marquée par deux guerres russo-turques (1806-1812 et 1828-1829) ; le premier conflit entraîna la cession de la Bessarabie à la Russie, tandis que la plaine deltaïque fut déclarée "terrain neutre" ; le deuxième conflit conféra à la Russie la souveraineté sur les bouches du Danube, le bras de Sf. Gheorghe étant devenu la frontière locale entre les empires russe et ottoman. Dans le contexte de la dernière guerre russo-turque (1877-1878), à laquelle était

[61] Les Nekrasoviens sont des cosaques russes et vieux-croyants venant de la région du Kouban, ils ont servi fidèlement l'Empire ottoman jusqu'à ce qu'ils soient désarmés en 1864 (Beaumont, 2008).
[62] "Les Lipovènes, dont le nom proviendrait du moine Filip, faisant d'eux les *Filipovcy*, c'est-à-dire les adeptes de Filip, en roumain *Filipoveni*, devenus avec le temps *Lipoveni*, étaient les Vieux-Croyant russes les plus pieux, refusant de servir le Tsar, de prier pour lui ou de porter les armes" (Beaumont, 2008).

associée la guerre de l'indépendance roumaine, la Dobroudja du nord, avec la majeure partie du delta du Danube, fut attribuée à la Roumanie en 1878, alors que les terres situées au nord du bras de Chilia demeurèrent russes (Beaumont, 2008; Boia, 2003; de Marigny, 1836).

Ainsi, dès les premières années du XIXe siècle, les localités très peuplées de la rive gauche du bras de Chilia (Izmaïl, Kilia) furent abandonnées, et l'ensemble de la plaine deltaïque fut progressivement vidé jusqu'aux années 1820. La population ottomane, tout comme une partie des cosaques nekrasoviens, s'est repliée, dans un premier temps, sur les localités situées au sud du bras de Sf. Gheorghe et en Dobroudja du nord d'une manière générale. Lors de l'indépendance de la Roumanie, une grande partie de la population turque (majoritaire jusqu'alors) préféra quitter également le territoire dobrogéen. La population russe-lipovène, en revanche, a été l'une des rares populations à être restée solidement implantée dans le delta et dans les zones environnantes ; articulée notamment autour de communautés de pêcheurs, elle constituait en 1890 l'essentiel de la population deltaïque (Beaumont, 2008; de Marigny, 1836).

Ces territoires, à l'intérieur et notamment à proximité du delta, ont fait l'objet d'une intense politique de colonisation, d'abord par la Russie, en y accueillant divers groupes ethniques (bulgares, gagaouzes, ukrainiens, roumains, allemands, tsiganes) et en envoyant quelques milliers de colons russes, et ensuite par la Roumanie qui a promu l'arrivée massive de colons roumains entre 1890 et 1913 (Beaumont, 2008). Malgré ces efforts, ce n'est qu'après la Seconde Guerre mondiale que la ville d'Izmaïl a pu retrouver une population supérieure à 40 000 habitants, valeur indiquée autrefois lors de l'occupation ottomane. La ville de Kilia, en revanche, n'a jamais retrouvé cette taille et affichait en 2011 une population de 20 829 habitants. Avec une population légèrement supérieure à celle d'Izmaïl (74 581 habitants en 2011), la ville de Tulcea, qui a présenté une forte croissance démographique à partir des années 1960, est aujourd'hui le centre urbain le plus peuplé (90 553 habitants en 2010) situé à la périphérie du delta.

Le territoire deltaïque lui-même abrite à l'heure actuelle une trentaine de localités dont seulement deux villes : Vylkove (ou Vilkovo), dans la partie ukrainienne, avec une population de 8 570 habitants (en 2011) et Sulina, dans la partie roumaine, avec 4 308 habitants (en 2010). Les autres localités[63] possèdent une population cumulée de 7 804 habitants (en 2010). Le graphique de la figure 34 présente la dynamique temporelle de ces trois composantes de la population deltaïque qui totalisaient actuellement un peu plus de 20 000 habitants. La population a perdu beaucoup de son hétérogénéité historique et est composée[64] majoritairement de Roumains

[63] Il est important de préciser que cette valeur ne prend en compte que les localités (villages) de la portion roumaine du delta ; en effet, il nous a été impossible de retrouver de données démographiques spécifiques aux villages de la partie ukrainienne ; leurs nombre et étendue sont en revanche très réduits, comparés à l'ensemble de villages de la partie roumaine (la liste complète avec le nombre d'habitants par localité se trouve dans les annexes).
[64] Pourcentages calculés à partir des recensements ukrainien (2001) et roumain (2002) confondus. La note de bas de page précédente reste valable également pour le calcul des pourcentages ethniques.

(54,6 %), suivis des Russes-lipovènes (33,4 %) et d'Ukrainiens (11 %), le reste des minorités réunies (Turcs, Grecs, Gagaouzes, Bulgares, etc.) ne représentant plus que 1 %.

Les majorités sont assez contrastées entre la portion ukrainienne, où les Russes-lipovènes constituent environ 70 % de la population, et la portion roumaine, où les Roumains représentent quelque 88 %[65]. D'un point de vue évolutif, nous remarquons que la population du delta est en déclin aussi bien dans les villes que dans les villages. Malgré une croissance continue durant les deux premiers tiers du XXe siècle, le dépeuplement des villages remonte aux années 1970. Dans les deux villes, ce phénomène n'a commencé qu'à partir des années 1990 (la ville de Sulina présente une dynamique populationnelle particulière qui sera abordée ultérieurement).

Ces évolutions des populations sont à mettre en parallèle avec la mise en valeur et l'aménagement de la plaine deltaïque, dont le début a été marqué par les travaux fluviaux sur le bras de Sulina, initiés en 1868. Dans un premier temps orientés vers la navigation fluviomarine, les aménagements se sont diversifiés et amplifiés, particulièrement au cours de la deuxième moitié du XXe siècle. La figure 34 (page suivante) présente une synthèse temporelle des principales politiques de mise en valeur de l'espace deltaïque et des changements opérés sur sa plaine, de la deuxième moitié du XIXe siècle jusqu'à présent.

[65] Beaumont (2008) évoque cependant une sous-évaluation manifeste du poids réel des minorités dans le recensement roumain concernant la région du delta du Danube.

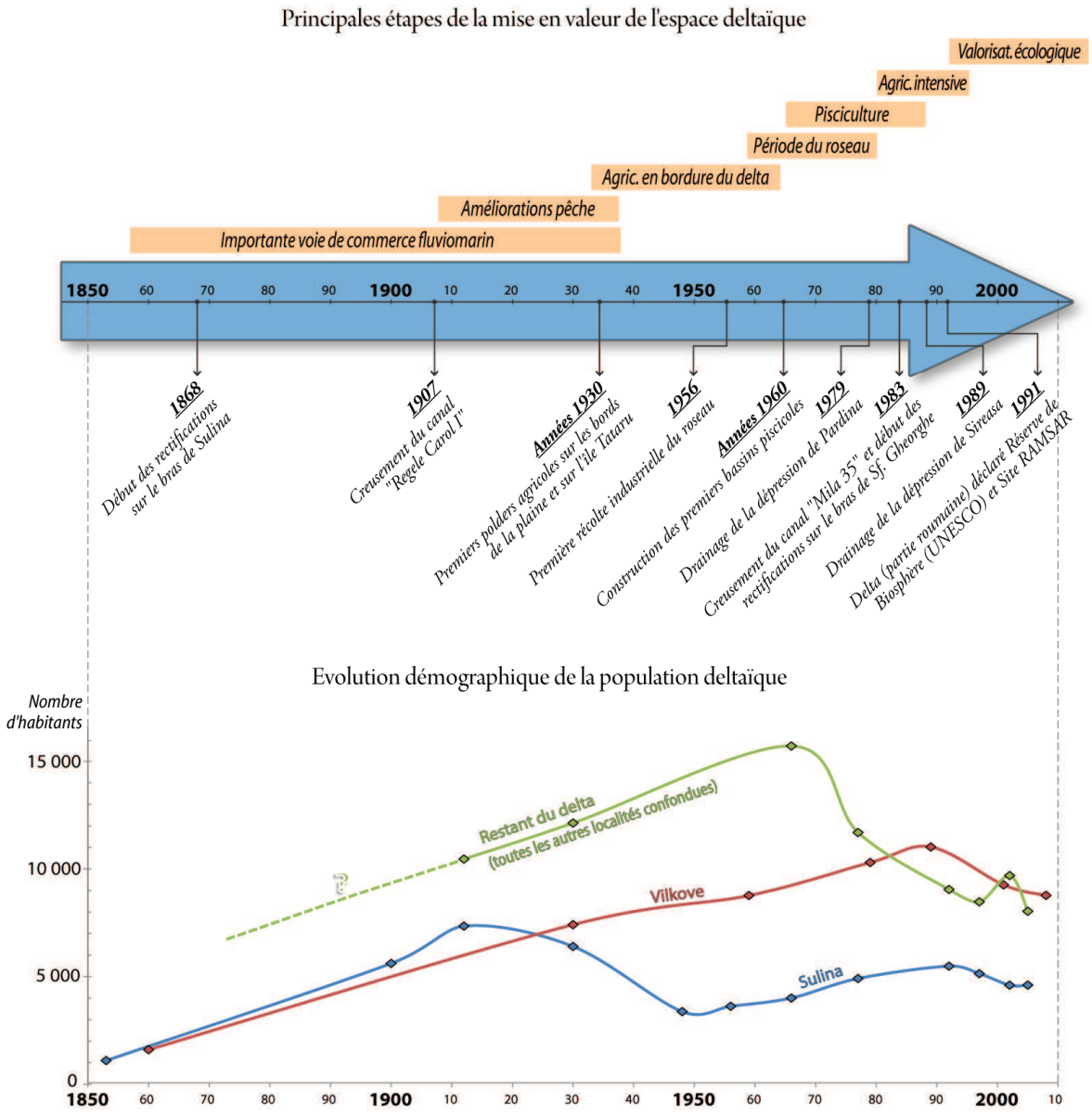


Figure 34 : Chronologie des principales étapes de la mise en valeur du delta du Danube en parallèle avec l'évolution démographique enregistrée pour la plaine deltaïque. Les populations des deux plus importantes localités (Vilkove et Sulina) ont été individualisées. *Données démographiques issues de : Gâştescu et Stiuca (2008) ; Leopold (2007) ; Institut National de Statistique (Roumanie)*[66] *; Office des statistiques d'Ukraine*[67].

Nous pouvons identifier sept principales étapes (cf. figure 34) dans la mise en valeur de la plaine deltaïque, chaque étape étant caractérisée par des aménagements spécifiques. Ces étapes s'insèrent dans un contexte historique mouvementé et très marqué par la période du régime communiste, instauré sur l'ensemble du territoire deltaïque après la Seconde Guerre mondiale. De manière à produire une restitution spatiale des modifications engendrées par ces multiples aménagements, nous proposons un découpage temporel en trois périodes : avant la Seconde Guerre mondiale, pendant le régime communiste et après la chute du communisme.

[66] Disponible sur : http://www.insse.ro
[67] Disponible sur : http://www.ukrstat.gov.ua/

2.3.1. L'aménagement de la plaine deltaïque jusqu'avant 1939

En plus des changements de frontières et des mouvements intenses des populations au cours des XIXe et XXe siècles, la Commission Européenne du Danube (CED), créée en 1856, compliqua encore plus la gouvernance du delta du Danube tout en attirant un nouveau flux de population autour de la voie navigable choisie et progressivement aménagée : le bras de Sulina.

Figure 35 : L'embouchure de Sulina à la première moitié du XIXe siècle (avant l'établissement de la CED).
Gravure réalisée par Bartlett, W.H. (1842), source : CED (1931)

La question des frontières et de la souveraineté territoriale est à prendre en compte pour comprendre cette première série d'aménagements. L'instauration de la CED fut une conséquence directe du traité de Paris, signé à la fin de la guerre de Crimée, de laquelle la Russie sortait grande perdante, notamment face à l'Angleterre et à la France. Lors du début des travaux entrepris par la CED, la souveraineté de la plaine deltaïque (portion située au sud du bras de Chilia) a été réattribuée au décadent empire ottoman qui l'a détenue jusqu'en 1878, quand la Roumanie est devenue un pays indépendant. La partie du delta située au nord du bras de Chilia est restée russe jusqu'à la Première Guerre mondiale ; à la suite de ce conflit, l'intégralité du territoire deltaïque appartenait à la Roumanie, cette configuration ayant perduré jusqu'à la deuxième grande guerre.

La souveraineté presque "symbolique" que détenait l'empire ottoman sur le delta a permis la réalisation, sans d'importants obstacles administratifs, des grands travaux planifiés par la CED, au sein de laquelle l'Angleterre et la France étaient très impliquées, contrairement à la Russie ou

à l'empire ottoman. En vue d'augmenter la profondeur du bras de Sulina, tout en réduisant le nombre de coudes et, par conséquent, la longueur totale de la voie navigable, la CED a procédé, entre 1868 et 1902, à la rectification intégrale de cette branche danubienne. La chronologie des coupures, une dizaine au total, est présentée sur la figure 36. Ces recoupements ont raccourci le bras de 21,9 km ; la profondeur minimale établie en 1926 était de 7,2 m, alors qu'en 1856 elle n'était que de 2,4 m.

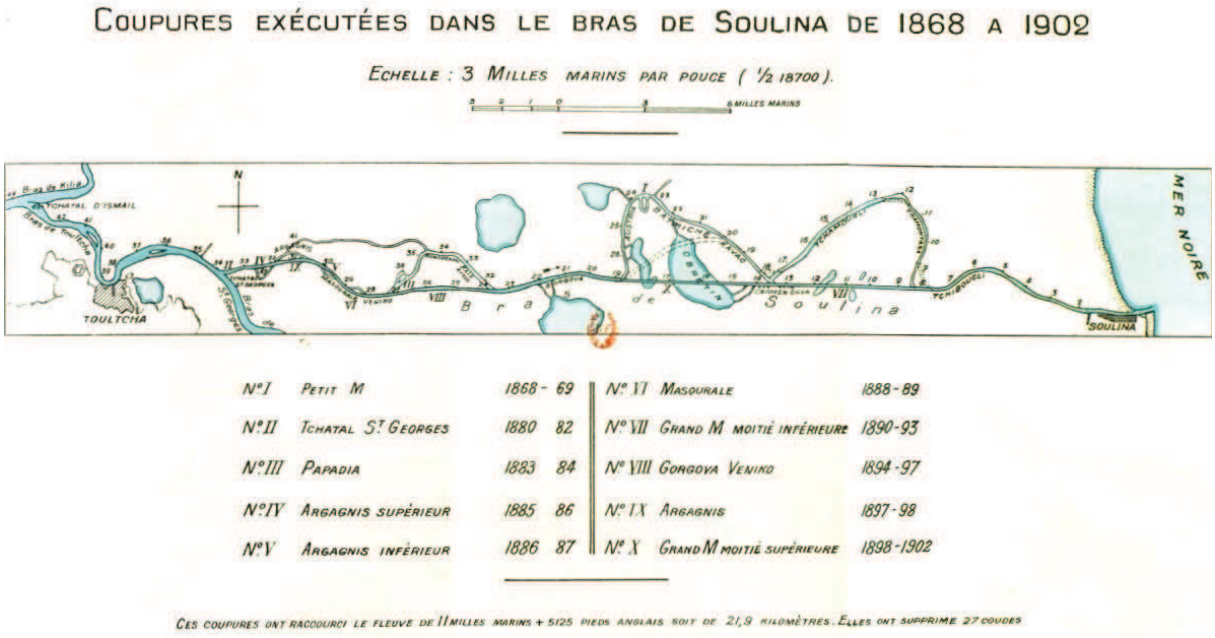


Figure 36 : Série de recoupements réalisés par la CED dans le bras de Sulina entre 1868 et 1902.
Source : CED (1931)

Afin de maintenir la profondeur du bras, la Commission opta pour de longs recoupements en ligne droite, le lac Obretin a été ainsi divisé en deux (Obretin Mare, au nord et Obretin Mic, au sud) et des rives artificielles furent construites de chaque côté de la coupure. Les travaux d'aménagement du bras comprenaient également la construction d'éperons et de revêtements le long de celui-ci, afin de réduire sa largeur et d'éviter l'érosion produite par le courant. Ces travaux furent complétés par des dragages et les sections de "bras mort" ont été fermées au moyen de barrages qui obligeaient les eaux à suivre le nouveau tracé.

Le commerce à travers le delta a incontestablement gagné en importance depuis le début de ces interventions ; l'augmentation progressive du tonnage annuel sorti du Danube montre bien cette transformation : des quantités qui oscillaient autour de 400 000 t avant 1856 ont dépassé 2 400 000 t en 1911. Au niveau local, la ville de Sulina a été la principale localité à avoir bénéficié

du succès de cette voie commerciale. En effet, la croissance démographique[68] de Sulina (cf. graphique de la figure 34), devenue le siège de la CED et occupée rapidement par une population cosmopolite, reflète bien l'activité portuaire qui a prospéré jusque la guerre de 1914-1918. Détruite et reconstruite en 1920, Sulina a pu retrouver son aspect cosmopolite[69], unique dans l'espace deltaïque, voire roumain, et est devenue même une localité très touristique dans les années 1930. Néanmoins, le commerce fluviomarin à travers le delta, concurrencé notamment par le développement du port de Constanța (ville littorale roumaine située à environ 150 km au sud de Sulina), n'a jamais retrouvé l'essor du début du XXe siècle, et la ville de Sulina entrait dans un processus de décadence dès la fin des années 1930.

Figure 37 : Vue aérienne de la ville de Sulina en 1930.
Source : CED (1931)

Dans une optique très différente de celle de la CED, le jeune État roumain a cherché, dès les années 1890, à organiser et à améliorer les pêcheries de la Roumanie ; le delta du Danube, ainsi que le bas Danube d'une manière générale, sont devenus alors des espaces clés pour le secteur de la pêche. Après d'amples études, réalisées principalement par Grigore Antipa, celui-ci déclarait : *"Le Delta du Danube, à cause de sa constitution, doit donc rester sous l'eau, et toutes les améliorations entreprises doivent être dirigées vers ce but. Il faut renoncer complètement à*

[68] Même si les données officielles indiquent une population de 7 347 habitants à Sulina en 1912, certains auteurs (Badea *et al.*, 2005; Gâștescu et Stiuca, 2008) affirment que la population de Sulina a certainement dépassé 9 000 habitants au début du XXe siècle, ceci s'expliquant par la présence d'une population flottante importante.
[69] Nous pouvons compter 18 nationalités parmi les agents et les ouvriers temporaires employés par la CED en 1930 (CED, 1931). Teampau et Van Assche (2007) indiquent qu'une notable tolérance multiculturelle régnait à Sulina, où il existait une église catholique, une russe-orthodoxe, une gréco-orthodoxe, une protestante et une mosquée. La ville possédait également deux écoles roumaines, deux grecques, une allemande, une juive et une pension française.

l'agriculture et nous occuper de la pisciculture ; et il est certain que – par l'application d'un programme de travaux hydrauliques et une action conséquente pour l'extermination des plantes aquatiques – les lacs du delta pourront être transformés dans des étangs systématiques, propres à une pisciculture naturelle en grand" (Antipa, 1932 , p. 7).

Les premiers travaux hydrauliques, proposés par Antipa, ont été menés sur la portion sud de la plaine deltaïque, plus spécifiquement sur le lobe de Dunavatz, où deux canaux furent creusés (localisation sur la figure 39) : le canal "Regele Carol" (1905-1907 ; figure 38), entre le bras de Sf. Gheorghe et le lac Razim (le tracé de ce canal a emprunté quelques tronçons de l'ancien "bras" de Dunavatz), et le canal "Principele Ferdinand" (1912-1914), entre le bras Sf. Gheorghe et le lac Dranov.

Figure 38 : Canal "Regele Carol" au début du XXe siècle, creusé au sud du bras de Sf. Gheorghe afin d'accroître le transfert des eaux de celui-ci vers le lac Razim.
Source : Antipa (1910)

Les plans d'aménagement pour améliorer la productivité piscicole en milieu naturel, détaillés dans Antipa (1914), ont été anéantis par la guerre de 1914-1918. De ce fait, les interventions prévues pour les dépressions inter-bras ont dû attendre jusqu'aux années 1930 ; au début de cette décennie, Grigore Antipa affirmait : "*dans quelques années, le delta sera entièrement aménagé par des travaux spéciaux en vue d'une grande production de poisson"* (Antipa, 1932 , p. 8). Les principales réalisations de cette deuxième étape des travaux, clôturée prématurément par la Seconde Guerre mondiale, furent les canaux Litcov, Sireasa et Pardina

(figure 39), creusés dans l'axe ouest-est, et destinés à augmenter le flux des eaux fluviales à l'intérieur des dépressions hydrographiques situées entre les bras de Chilia et de Sulina (canaux Sireasa et Pardina) et entre le bras de Sulina et de Sf. Gheorghe (canal Litcov).

Aux importantes interventions sur l'hydrologie, réalisées avant la Seconde Guerre mondiale, s'ajoute le premier endiguement significatif[70] établi pour des fins agricoles dans le delta : celui de l'île de Tataru, sur le bras de Chilia dans les années 1930. La figure 39 indique l'emplacement des principaux aménagements et l'état général de la plaine deltaïque avant 1939.

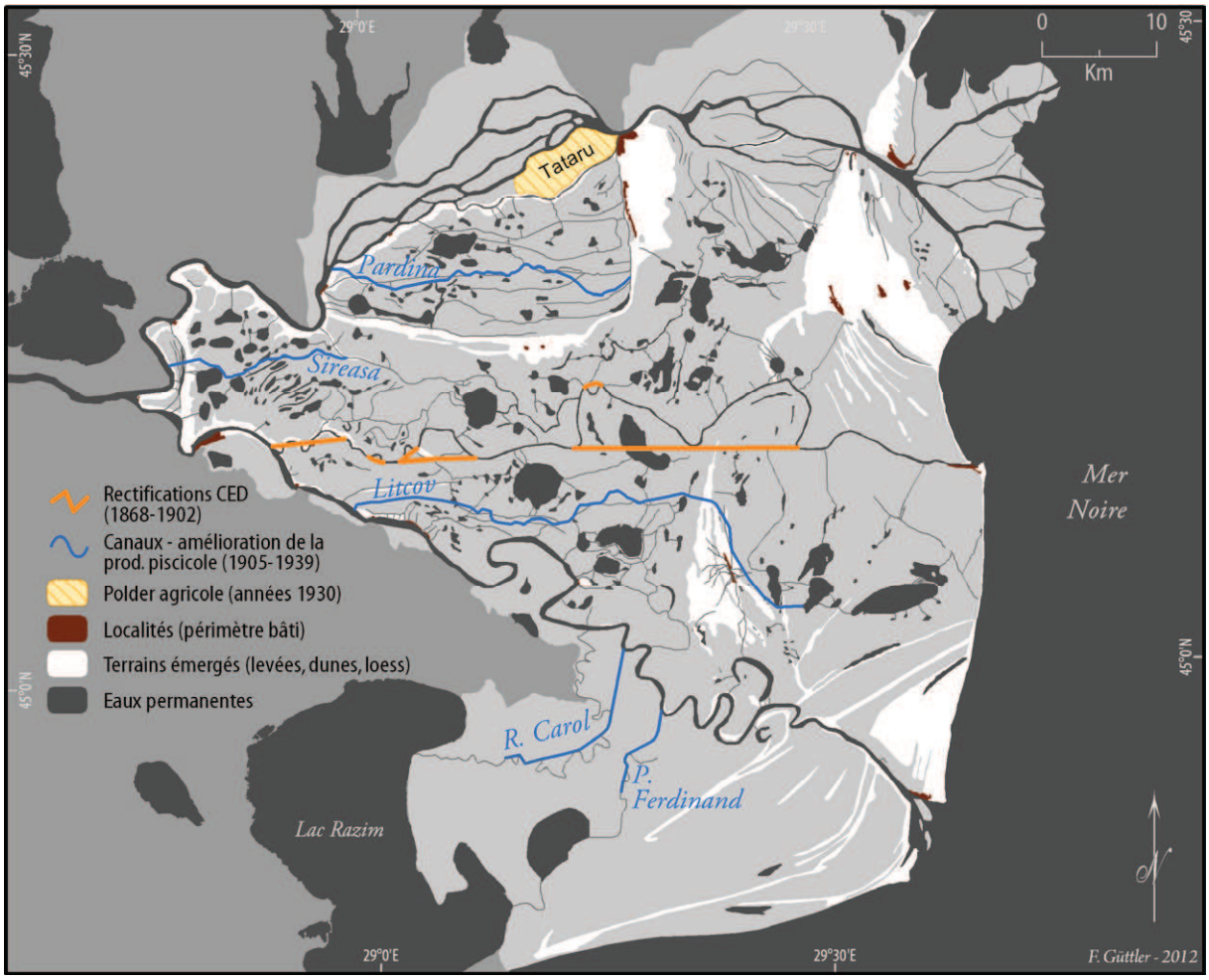


Figure 39 : Principaux aménagements réalisés jusqu'avant 1939 sur la plaine du delta du Danube. *La configuration de la plaine deltaïque (réseau hydrographique, localités, lacs, levées, trait de côte) a été numérisée à partir d'une carte topographique datant de 1916 (levés d'origine de 1880-1884).*

[70] Une petite zone marécageuse (d'environ une centaine d'hectares) située à proximité de la localité de Mahumudia, connue sur le nom de "*Gradina olandeza*", avait été aménagée pour l'agriculture vers 1895.

2.3.2. L'aménagement de la plaine deltaïque durant le communisme

En 1939, la CED cessa d'exister, et le contrôle de son ancienne zone de juridiction fluviale (de Braila à Sulina) devint roumain. Toutefois, cette souveraineté totale et inédite du delta pour la Roumanie n'a duré que jusqu'à l'année suivante quand l'URSS adressa un ultimatum à la Roumanie, cette action ayant été réalisée avant l'implication de ces deux États dans la Seconde Guerre mondiale. La partie nord du delta, devenue soviétique par l'acceptation de l'ultimatum lancé en 1940[71], a été récupérée militairement par les troupes roumaines, aux côtés des allemandes, en 1941, avant d'être réoccupée par l'Armée Rouge et d'intégrer la République Socialiste Soviétique (RSS) d'Ukraine lors de la fin du conflit. Ce nouveau partage du delta a eu des conséquences importantes sur son aménagement ultérieur.

Les données existantes sur les aménagements réalisées après la Seconde Guerre mondiale sont fragmentées, souvent peu détaillées et parfois inexactes. Pour ce qui concerne la partie nord de la plaine, l'accessibilité à ces informations est encore plus difficile du fait de la langue (documents en ukrainien ou en russe), mais surtout à cause de la rareté d'études englobant cet espace au delta d'une manière générale. La plupart des références sur le "delta du Danube" n'abordent, en effet, que le delta roumain ; ce constat reste valable encore à nos jours. L'apparition des premières images satellitaires civiles, au début des années 1970, nous a permis de dresser spatialement l'état de la plaine deltaïque, dans son ensemble, environ 30 ans après la fin de la Seconde Guerre mondiale (figure 40).

[71] L'ultimatum soviétique du 26 juin 1940 a obligé la Roumanie à céder la Bessarabie et le nord de la Bucovine à l'URSS.

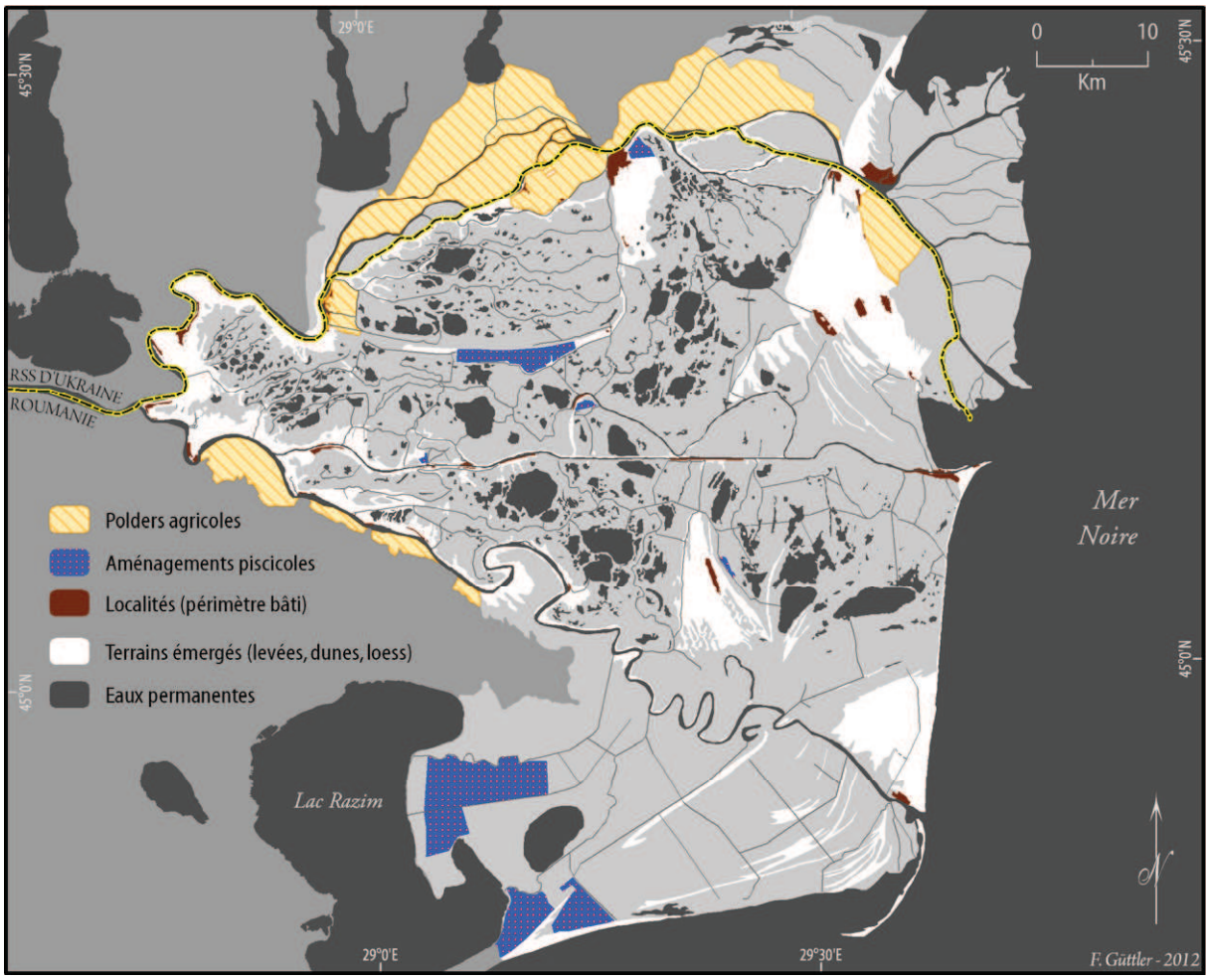


Figure 40 : Principaux aménagements et configuration générale de la plaine deltaïque en 1972. *Numérisations réalisées à partir d'une carte topographique datant de 1972 et d'une image satellitaire Landsat-1 MSS de septembre 1972.*

La partie nord du delta, appartenant désormais à la RSS d'Ukraine, a été très rapidement aménagée pour une mise en valeur essentiellement agricole après la Seconde Guerre mondiale ; Badea *et al.* (2005) indiquent que les premiers travaux ont démarré dès 1949. En 1972 – mis à part le sous-delta de Chilia qui n'avait été affecté que très ponctuellement par la croissance de la ville de Vylkove – environ 60 % de la portion fluviale de la plaine deltaïque soviétique avait été déjà convertie en champs agricoles (environ 22 300 ha).

La partie roumaine, en revanche, a fait l'objet d'une mise en valeur plus diversifiée et graduelle, mais qui n'est que partiellement visible sur la figure 40. Les deux catégories d'aménagement affichées, agricole et piscicole, occupaient seulement 6 % du delta roumain en 1972 (environ 10 400 ha pour chacune des catégories). L'agriculture restait particulièrement concentrée sur les espaces périphériques de la plaine et systématiquement contiguë aux bras de Chilia ou de Sf. Gheorghe. Badea *et al.* (2005) affirment que les premiers endiguements roumains post-guerre ont démarré en 1953, mais ces zones endiguées n'ont été asséchées, et donc

devenues agricoles, qu'à partir de 1965. C'est également au cours des années 1960 que les premiers bassins piscicoles furent construits ; leur caractère récent peut être effectivement observé sur l'image satellitaire de 1972, où l'on remarque qu'une partie était toujours en construction. Les plus vastes complexes piscicoles ont été implantés sur la portion sud du delta, notamment sur le lobe de Dunavatz et à proximité des lacs Razim et Dranov. De manière un peu plus surprenante, des bassins destinés à la pisciculture (environ 1 700 ha) ont été creusés dans les champs de loess de Stipoc et de Chilia, terrains émergés rares sur la plaine deltaïque et naturellement propices à l'agriculture, comme l'avaient déjà remarqué depuis plusieurs décennies de Marigny (1836) ou Antipa (1914).

La figure 40 n'affiche toutefois pas l'empreinte spatiale de l'activité économique qui fut la plus importante durant les années 1960 : l'exploitation industrielle[72] du roseau commun (*Phragmites australis*). Le roseau du delta, traditionnellement utilisé pour la construction (toiture, clôtures) ou comme complément fourrager, avait déjà fait l'objet de quelques récoltes à des fins industrielles avant la Seconde Guerre mondiale, pour la production de cellulose notamment (Antipa, 1910; Bethemont, 1975). Ces premières récoltes étaient effectuées entièrement à la main, et lorsque le marais était gelé, de façon semblable à l'exploitation réalisée traditionnellement par les populations locales, ce processus ne faisant ainsi appel à aucune autre intervention sur le milieu deltaïque.

Dès les premières années du régime communiste en Roumanie, officiellement initiée en 1947, l'exploitation du roseau est devenue une priorité au sein du programme de mise en valeur du delta et, en 1950, une "station expérimentale du roseau" a été fondée à Maliuc[73], sur la rive gauche du bras de Sulina. Les recherches et expérimentations effectuées à Maliuc (études physiologiques, développement technologique, analyses économiques, etc.) ont permis le début de l'exploitation mécanisée du roseau à partir de 1956 (figure 41). Afin d'assurer une croissance optimale des phragmites et de faciliter le processus de récolte, certaines dépressions furent entièrement endiguées et équipées de systèmes de pompage d'eau ; le niveau de l'eau pouvait alors être réglé au cours de la période de croissance, et la dépression pouvait être vidée de l'eau pour la récolte mécanisée des tiges de roseau. Trois grandes zones ont été endiguées pour l'exploitation du roseau dans les années 1950 et 1960 : la dépression de Pardina, la boucle occidentale du "grand M" (méandre coupé du bras de Sulina) et presque toute la vaste

---

[72] L'exploitation industrielle du roseau commun est parfois appelée "stuficulture" (Bethemont, 1975). Le mot "stuf" en roumain signifiant roseau.

[73] Bethemont (1975, p.90) présente une description intéressante des dispositifs développés pour la récolte et le transport du roseau : *"[...] à Maliuc, où une incroyable aérie de machinea et d'engina divera a été miae au point : tracteura de 115 CV aur pneua agricolea, tracteura chenillarda, tracteura amphibiea aur pneua géanta à baaae preaaion ou à couaaina d'air, engina aur rouea-cagea, aur flotteura ou équipéa de traîneaux, barrea de coupe frontalea ou latéralea, récolteura en continu, gruea de divera typea, andaineuaea, convoyeura à bandea, pénichea chargeant juaqu'à 420 t et bargea pouvant circuler aur lea plua petita canaux, pénichea-dortoira, pénichea-ateliera, etc.. la préaente liate ne prétendant paa être exhauative"*.

dépression située à l'ouest de la levée de Caraorman, comprise entre les bras de Sulina et de Sf. Gheorghe. En additionnant d'autres petites zones, la surface endiguée pour l'exploitation du roseau recouvrait certainement plus de 50 000 ha. Des dizaines de canaux ont été aménagés à l'intérieur de la plaine pour permettre le transport de la machinerie et des bottes de roseau, l'essentiel des récoltes étant par la suite conduit à l'usine de Braila, située au bord du Danube et à environ 100 km en amont de l'apex du delta.

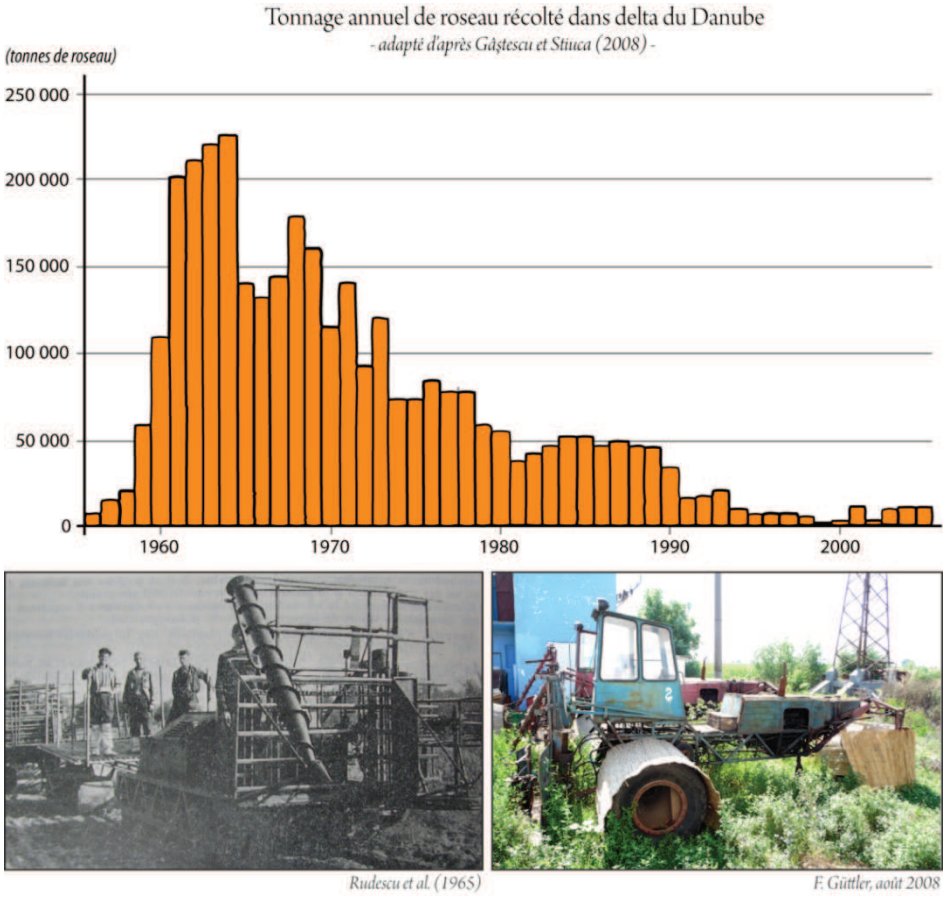


Figure 41 : Exploitation du roseau commun (*Phragmites australis*) dans le delta du Danube.
Le graphique - adapté d'après Gâştescu et Stiuca (2008) - présente l'évolution du tonnage récolté de 1956 jusqu'à 2004. Les clichés illustrent deux exemples de machinerie utilisée pour la récolte des phragmites.

Le tonnage de roseau récolté a augmenté d'année en année jusqu'en 1964, quand la valeur maximale d'environ 230 000 t fut atteinte. En 1972, la chute de la productivité était évidente avec des tonnages inférieurs à 100 000 t et qui allaient se stabiliser autour de 50 000 t pendant les années 1980, avant de tomber en-dessous de 20 000 t au cours des années 1990 et 2000. La récolte et le transport mécanisés, réalisés le plus souvent dans la boue et à l'aide d'un équipement lourd, semblent avoir été les principales raisons de l'échec de l'exploitation industrielle du roseau. La récolte traditionnelle, réalisée sur la glace, protégeait efficacement les rhizomes de la plante, ceci étant fondamental pour le développement de la partie aérienne du

végétal à l'année suivante (le *P. australis* étant une graminée à cycle de croissance annuel). D'autres causes peuvent être également évoquées : la modification de la chaîne trophique de la roselière en supprimant l'apport en nutriments fourni naturellement lors de la décomposition des roseaux sur place ; ou encore les incompatibilités entre le régime hydraulique imposé aux dépressions endiguées pour le roseau et celui nécessaire à la pisciculture semi-intensive, qui était également souhaitée dans ces espaces endigués (Bethemont, 1975; Gâştescu et Stiuca, 2008).

Face au déclin de l'exploitation du roseau, plusieurs zones endiguées dans ce but furent progressivement converties vers d'autres activités dès le début des années 1970. En plus de ces conversions, les interventions sur l'espace deltaïque roumain ont été très intenses dans les années 1970 et 1980. Cette dynamique s'avère d'une certaine manière contradictoire puisque, sous la direction de Nicolae Ceauşescu depuis 1965, la République Socialiste de Roumanie débutait en 1971 une période de "resserrement" économique qui s'est prolongée jusqu'à la fin des années 1980.

Malgré le "resserrement", de très importants investissements ont été alloués aux travaux d'aménagement de la plaine deltaïque roumaine jusqu'à la fin du régime communiste en 1989. La plupart des complexes piscicoles a été agrandie (y compris ceux sur les champs de loess de Chilia) et d'autres furent créés. Des nouveaux polders agricoles ont été aménagés sur des vastes espaces, et, dans une moindre mesure, la sylviculture (notamment du peuplier hybride euraméricain) a commencé à occuper une place importante dans le delta. Le réseau hydrographique a été une fois de plus fortement modifié à travers le recoupement de méandres et le creusement d'importants canaux. La partie nord de la plaine, où le régime communiste de la RSS d'Ukraine a perduré jusqu'à 1991, a également été touchée par des nouveaux aménagements, comme l'expansion des polders agricoles (notamment destinés à la riziculture) et la création de quelques complexes piscicoles. Ces aménagements, en revanche, ont été réalisés sur des surfaces sensiblement plus réduites que celles utilisées pour la mise en place des polders agricoles immédiatement après la Seconde Guerre mondiale.

La figure 42 présente l'état général de la plaine deltaïque en 1993, c'est-à-dire juste après la fin du régime communiste de part et d'autre du bras frontalier de Chilia ; les grandes modifications exécutées au cours des années 1970 et 1980 y sont ainsi représentées dans son ensemble. L'analyse d'environ 40 images de la série Landsat comprises entre 1972 et 2003 (liste complète dans les annexes) nous a permis d'identifier dans l'espace et dans le temps l'enchaînement des aménagements opérés sur le delta. Nous ne prétendons pas présenter ici la reconstitution complète de toutes ces modifications, mais il nous semble important de mettre en

évidence quelques événements clés, tout en précisant leurs dates effectives de réalisation, qui s'avèrent parfois différentes de celles indiquées dans la littérature.

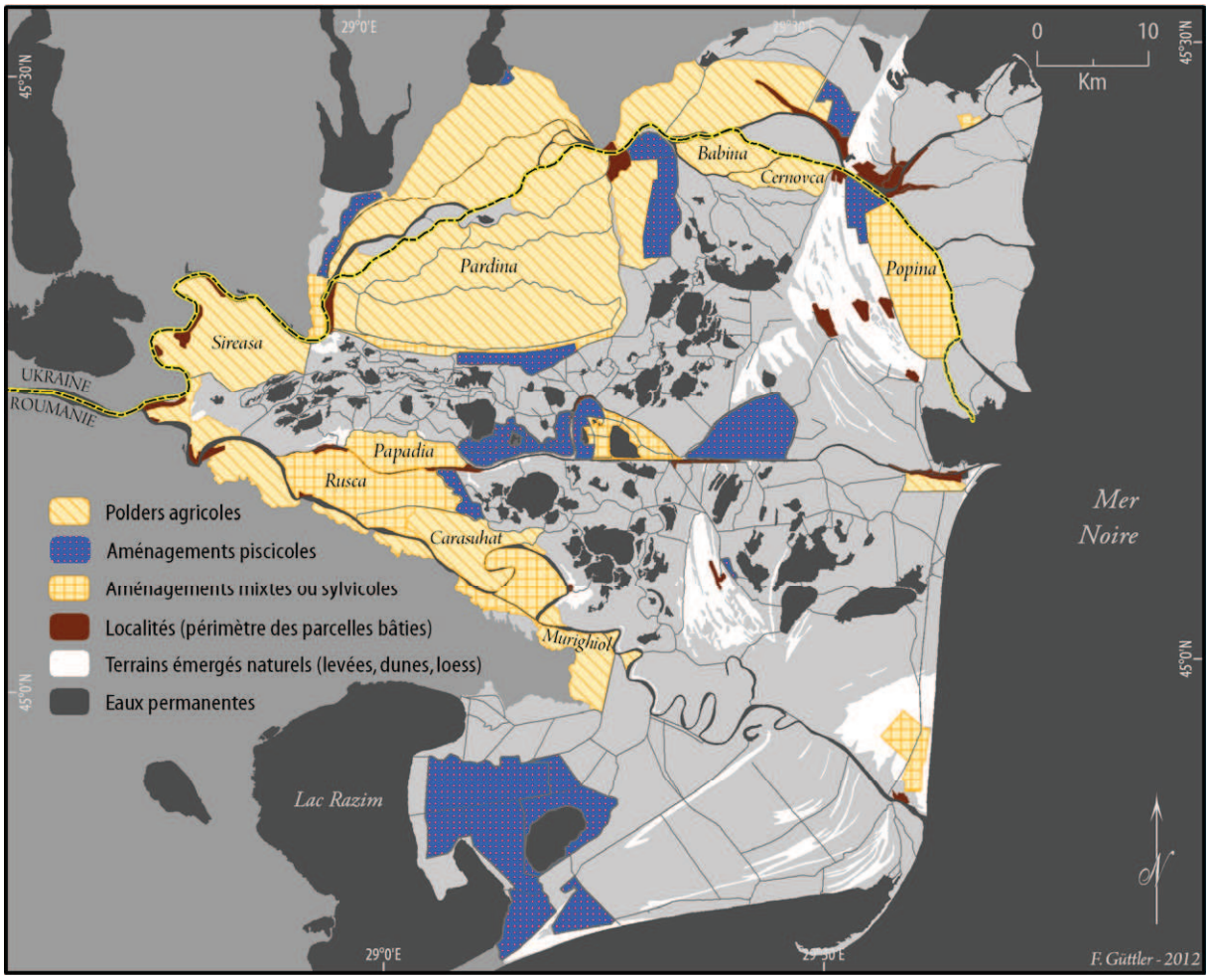


Figure 42 : Principaux aménagements et configuration générale de la plaine deltaïque en 1993.
Délimitations réalisées à partir d'images satellitaires Landsat-5 TM d'avril et de juin 1993.

Le développement de la pisciculture intensive dans le delta a été très important dans les années 1970 et quelques nouveaux aménagements piscicoles ont vu le jour durant les années 1980. La surface de 10 400 ha occupée en 1972 est passée à environ 28 100 ha sur la carte de 1993, cette valeur étant certainement sous-estimée du fait que la catégorie "aménagements mixtes" intègre un certain nombre de zones dédiées à la pisciculture. L'apparition de bassins piscicoles du côté soviétique est plus tardive et moins expressive, l'essentiel de ses 1 800 ha étant construit entre 1975 et 1979, alors que les aménagements sur la partie roumaine avaient été initiés déjà dans les années 1960. Selon Gâştescu et Stiuca (2008), la totalité des aménagements piscicoles (de la partie roumaine) a été conçue pour fonctionner en système fermé, ce qui impliquait l'apport intégral de la nourriture des poissons par les éleveurs. Gâştescu et Stiuca (2008) affirment également qu'à partir de la récession économique de 1973 les

importants coûts de fonctionnement ne pouvaient plus être assurés. De ce fait, des systèmes d'alimentation et d'évacuation des eaux ont été installés et l'apport fourrager supprimé ; la productivité des bassins, par conséquent, était devenue beaucoup plus faible[74]. Bethemont (1975) annonçait que le bilan des premières expériences de pisciculture intensive (années 1960 et début des années 1970) dans le delta était mitigé, les résultats obtenus jusqu'à 1975 n'étaient pas vraiment satisfaisants. Or, l'analyse chronologique des images satellitaires révèle qu'environ la moitié des aménagements piscicoles roumains ont été construits après 1973. Nous pouvons constater ainsi une persistance de cette activité, qui n'a vraisemblablement jamais présenté une réelle rentabilité. Il nous paraît également illogique que la conception des aménagements n'ait pas évolué, comme l'affirment Gâştescu et Stiuca (2008), surtout pour ceux construits à partir de la fin des années 1970.

La création de polders agricoles, dont la plupart était située sur la portion roumaine et destinée à une activité de type intensif, s'est amplifiée dès la fin des années 1970 et a perduré jusqu'à la fin des années 1980. Ces importants aménagements sont généralement associés, dans les principales références roumaines (Badea *et al.*, 2005; DDNI et IVL, 2005; Gâştescu et Stiuca, 2008), au "Programme d'aménagement et d'exploitation intégrale des ressources naturelles du delta du Danube" qui fut institué par un décret du Conseil d'État en 1983. L'analyse de l'imagerie satellitaire nous a permis d'observer toutefois qu'une grande partie de ces interventions avait été initiée bien avant 1983 : le début de l'endiguement du polder agricole de Sulina était déjà visible en 1979, tout comme les polders de Papadia et de Carasuhat. Enfin, l'emblématique dépression de Pardina était déjà entièrement asséchée en 1981 et les premiers champs agricoles sont visibles dès 1982. Le polder agricole de Pardina possède une surface d'environ 27 000 ha, ce seul polder dépassant la totalité de la surface aménagée (agricole et piscicole confondues) par la RSS d'Ukraine, soit environ 26 500 ha.

Ce n'est qu'en 1986 que l'enceinte de Sireasa commença à être endiguée et que le polder de Murighiol devint effectif. En 1988, les îles de Babina et de Cernovca ont été endiguées et drainées à leur tour, alors que l'enceinte de Sireasa n'avait pas encore été drainée. L'assèchement des lacs de Sireasa ne s'est effectué qu'au cours de l'année 1989, cet espace est devenu alors le deuxième plus vaste polder agricole du delta (avec environ 7 500 ha) seulement quelques mois avant la fin du régime communiste en Roumanie.

En plus de ces notables interférences, qui ont exclu du système naturel de circulation des eaux deltaïques plusieurs dizaines de milliers d'hectares, un nombre important de modifications directes sur le réseau hydrographique ont été exécutées à partir de la fin des années 1970 ; nous

[74] Bethemont (1975) indique une production annuelle de poissons entre 100 et 180 kg/ha sans apport fourrager contre une production entre 600 et 800 kg/ha avec l'apport fourrager dans les aménagements du delta du Danube.

n'aborderons ici que les principales (figure 43). A l'extrémité nord de la plaine deltaïque, un grand canal a été creusé entre 1976 et 1979 pour relier le bras de Chilia au lac Sasyk, situé en dehors du delta. Deux grands canaux ont été creusés sur la portion roumaine du delta : le canal Crişan-Caraorman (1981-1982) qui visait à offrir un accès privilégié entre le bras de Sulina et le complexe industriel d'exploitation de sable de Caraorman (ce complexe industriel n'a toutefois jamais été achevé) ; et le canal Mila 35 (1982-1983) qui avait pour but principal la réduction du trajet entre le port de Tulcea et les localités situées sur le bras de Chilia.

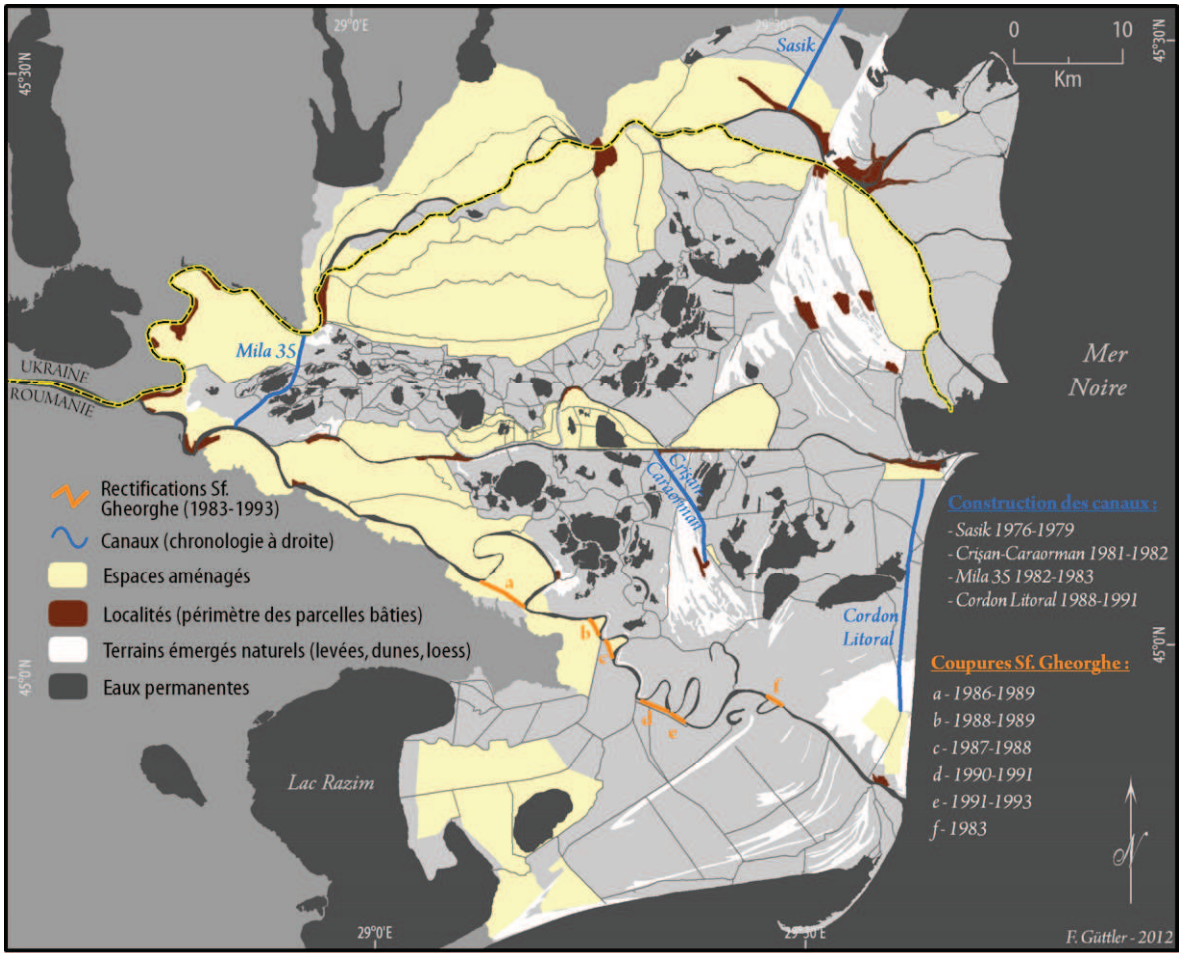


Figure 43 : Chronologie des principales interventions dans le réseau hydrologique de 1976 à 1993.
La configuration de la plaine deltaïque est celle numérisée pour l'année de 1993.

Enfin, le bras de Sf. Gheorghe, à l'instar de celui de Sulina, a fait l'objet d'une importante rectification : à travers le recoupement de six méandres, sa longueur originale de 108 km a été raccourcie de 36 km (cf. figure 43). Plusieurs références (Badea *et al.*, 2005; Gâştescu et Stiuca, 2008; Oosterberg *et al.*, 2000) indiquent une chronologie "1985-1990", ou encore "1984-1988" (Panin, 2003; Tiron, 2010), concernant l'aménagement de ce bras. Toutefois, l'analyse des images satellitaires révèle que le recoupement du premier méandre (situé le plus en aval du bras – "f" sur la figure 43) était déjà exécuté en 1983. Jusqu'à la fin du régime communiste en 1989,

trois autres recoupements ont été réalisés. Les deux plus récents recoupements ("d" et "e") n'ont été achevés qu'entre 1991 et 1993. Les chronologies des références citées au début de ce paragraphe s'avèrent toutes inexactes. Cet exemple atteste que quelques interventions importantes ont été réalisées sur la plaine deltaïque après même la chute du régime communiste, quoiqu'aucune référence n'insiste sur ce point.

2.3.3. L'aménagement de la plaine deltaïque après la chute du communisme

D'une manière générale, l'année 1989, qui coïncide avec la chute du régime communiste roumain, est désignée (Badea *et al.*, 2005; DDNI et IVL, 2005; Dobraca, 1999; Gâştescu et Stiuca, 2008) comme marquant un changement radical en matière d'aménagement du delta. La littérature existante évoque l'abandon immédiat de presque la totalité des aménagements et la mise en valeur écologique du milieu naturel deltaïque à travers la création d'une réserve de biosphère du delta du Danube, suivie de la récupération progressive de certaines zones dégradées. Certes, un changement important a eu lieu, mais la transition ne semble pas avoir été si immédiate ni profonde.

La fin du régime communiste en Roumanie a été marquée par une série d'événements sanglants et obscurs déroulés au mois de décembre de 1989. Appelée dans un premier temps "Révolution populaire", la chute du communisme en Roumanie demeure encore un épisode mystérieux. Néanmoins, il paraît clair aujourd'hui qu'il s'agissait d'un coup d'État ayant réussi à manipuler les médias internationaux et à utiliser le prétexte de la révolte populaire pour exécuter (à la suite d'un procès expéditif de 55 mn) l'ancien dictateur Nicolae Ceauşescu et sa femme. Les premières années de la période postcommuniste ne sont d'ailleurs pas moins obscures : il n'y a pas eu d'épuration, ni administrative, ni politique ; les mêmes élites sont restées au pouvoir et les institutions du régime communiste n'ont pas été dissoutes, mais transformées. La transition démocratique a été par conséquent fortement ralentie, la première véritable alternance du pouvoir politique au niveau national ne remontant qu'aux élections présidentielles de 2004 (Durandin, 2000; Durandin et Hoedts, 2009; Durandin et Petre, 2008; Loupan, 1990; Mihailescu, 1991; Portocala, 1990; Rigaux, 2008).

La mémoire et la clarification du passé communiste en Roumanie s'avèrent très conflictuelles et ambiguës ; le discours dominant dans les années 1990 mettait l'accent sur le "ceauşism", c'est-à-dire la folie du tyran pour expliquer la dureté et les abus de la dictature. Cette attitude visait à concentrer la responsabilité des crimes du régime sur son leader et non sur les néo-communistes, membres du gouvernement communiste qui se sont reconvertis et sont restés au pouvoir après 1989 (Rigaux, 2008).

Un parallèle peut être fait avec la situation du delta du Danube roumain : les modifications négatives et les aménagements démesurés sont systématiquement attribués au "régime communiste" ou, plus fréquemment, à la "période avant 1989", ceci pouvant être observé aussi bien dans la littérature que dans le discours de gestionnaires ou de certains habitants. Ce que l'on ignore souvent, c'est que les institutions communistes des années 1970 et 1980, responsables des projets d'aménagement et d'exploitation des ressources du delta, ont été converties, dès 1990, dans des institutions de recherche et de protection de l'environnement deltaïque. Un exemple très expressif est celui de l'actuel "Institut National de Recherche et Développement du delta du Danube" dont les activités postcommunistes sont ciblées principalement autour de la recherche fondamentale et appliquée en écologie et dans la protection de l'environnement. En 1970[75], cet établissement était appelé "Institut de Recherche et Planification du delta du Danube" et il faisait partie de la "Centrale du delta du Danube - CDD", organisme responsable de la quasi-totalité d'aménagements piscicoles, agricoles et des nombreuses interventions hydrologiques réalisées à partir de cette date et que nous avons présentées au cours de ce chapitre. Or, dès août 1990, à travers une décision gouvernementale (décision n°983/1990), le delta a été déclaré une réserve de biosphère, le gouverneur de la réserve (nommé par le Ministère de l'Environnement) devenait aussi directeur du conseil d'administration de la CDD (qui a continué à exister). L'Institut de Recherche et Planification du delta du Danube, qui a gardé ce nom jusqu'à 1999, était désormais une entité du Ministère de l'Environnement et tous ces biens appartenaient à la réserve de biosphère. Ainsi, du jour au lendemain, l'Institut a été converti par une décision du "nouveau" gouvernement roumain qui lui a désigné des fonctions bien différentes qu'auparavant ; la plupart du personnel de l'Institut, et notamment ses directeurs, continuaient cependant à être les mêmes[76].

A partir de cette brève analyse conjoncturelle, il nous paraît moins surprenant que la rectification du bras de Sf. Gheorghe a été poursuivie même après la déclaration du delta comme réserve de biosphère. L'analyse attentive des images satellitaires nous a permis d'observer que les travaux pour l'aménagement de Furtuna ont été également continués en 1990. De plus, le canal "Cordon Litoral" (figure 43), qui relie les localités de Sulina et de Sf. Gheorghe à travers une ligne droite N-S longue de 21 km, n'était qu'une ébauche à la fin de 1989 ; son creusement a été presque intégralement effectué après la déclaration du delta en tant que réserve de biosphère.

---

[75] L'historique de l'institut peut être consulté sur son site internet : www.ddni.ro (en anglais et en roumain).

[76] A titre d'exemple, le directeur technique de l'Institut en 1974 est devenu directeur scientifique en 1990 et a gardé ce poste jusqu'en 2011. La possession des pouvoirs pendant des longues périodes peut être observée également au niveau de la Réserve de Biosphère du delta du Danube qui possède depuis sa création, il y a 22 ans, le même gouverneur.

L'abandon des aménagements agricoles et piscicoles est plus délicat à déterminer avec précision à partir des images satellitaires. Malgré ceci, les images de 1991 à 1993 suggèrent que l'activité agricole sur les polders était très similaire aux années antérieures, aucune diminution "drastique" de l'activité n'étant détectable. Les bassins piscicoles montraient des signes d'un abandon partiel en 1993 ; un abandon plus systématique n'est évident que sur les images de 1995 et postérieures.

En ce qui concerne la partie nord de la plaine deltaïque, la fin du communisme a été officiellement un peu plus tardive, mais sans doute beaucoup moins mouvementée. L'Ukraine est devenue indépendante en août 1991, quelques mois avant la dissolution de l'URSS, en décembre. Le delta ukrainien, en revanche, n'est devenu réserve de biosphère qu'en 1998 et de façon partielle. L'observation de l'état des aménagements agricoles et piscicoles du coté ukrainien ne permet pas d'identifier des modifications notables après la chute du régime ; en effet, les images satellitaires de 1993 à 1995 suggèrent que ces aménagements sont restés majoritairement fonctionnels. Les travaux les plus importants réalisés en Ukraine dans la période postcommuniste ont été associés à l'aménagement, très controversé, du distributaire de Bystroye pour la navigation fluviomarine à partir de 2004 (déjà abordé dans la section 2.2.1).

En conclusion, après les premières années "d'inertie", nous pouvons considérer que le réel début de la valorisation écologique du delta n'a commencé qu'à partir de 1993. A ce moment, avant la mise en place des premières interventions de récupération écologique, nous pouvons dresser un bilan approximatif qui cherche à prendre en compte l'empreinte spatiale de l'ensemble des aménagements réalisés sur la plaine deltaïque (tableau 6).

Tableau 6 : Bilan des surfaces aménagées sur la plaine du delta du Danube en 1993.
(calculs effectués à partir des images Landsat-5 TM d'avril et de juin 1993)

		Roumanie (ha)	*Ukraine (ha)*	*Total (ha)*	*%*
Espaces fortement artificialisés	Améneg. agricoles	56 651	23 819	80 470	18,9
	Améneg. piscicoles	28 123	1 766	29 889	7,0
	Améneg. mixtes ou sylvicoles	23 628	907	24 535	5,8
	Localités (périmètre des parc. bâties)	3 174	1 617	4 791	1,1
Total fortement artificialisé		***111 576***	***28 109***	***139 685***	***32,8***
Espaces faiblement artificialisés	Eux permanentes	38 091	12 533	50 624	11,9
	Marais ou terrains émergés naturels	198 147	37 484	235 631	55,3
Total faiblement artificialisé		***236 238***	***50 017***	***286 255***	***67,2***

L'analyse spatiale de la situation de 1993 révèle qu'environ un tiers de la plaine du delta (ce qui représente presque 140 000 ha) a fait l'objet d'aménagements lourds, aussi bien sur la partie roumaine qu'ukrainienne ; la proportion des surfaces aménagées sur chaque pays restant assez proche : 32,1 % pour le delta roumain et 36,0 % pour le delta ukrainien. Comme nous l'avons déjà énoncé, ces aménagements ne semblent pas avoir été immédiatement abandonnés lors de la fin du régime communiste, comme indiqué par la littérature d'une manière générale. Même à la fin des années 1990, ou pendant les années 2000, nous pouvons observer, par exemple, que l'agriculture était toujours pratiquée sur les polders (y compris sur les deux les plus étendus : Pardina et Sireasa), certainement avec des récoltes moins importantes et d'une manière moins intensive, mais l'activité n'a jamais été interrompue complètement. La dégradation de la productivité au bout de quelques années de labour a été évidente sur la plupart de ces polders agricoles. Sur les aménagements de Popina et de Sulina, par contre, la pratique agricole est devenue très rapidement impraticable du fait de la salinisation des sols. La pisciculture intensive sur la partie roumaine semble avoir été progressivement abandonnée à partir de 1993 ; les images de 1995, 1997 et des années 2000 montrent qu'un nombre très réduit de bassins est resté, malgré tout, fonctionnel (ceci est encore le cas aujourd'hui). Les premiers bassins piscicoles ukrainiens ayant été abandonnés, probablement à partir de 1997, se trouvent à proximité du canal Sasyk. Les bassins du côté ouest de la plaine sont restés fonctionnels vraisemblablement jusqu'au début des années 2000 ; à partir de 2003, en revanche, seulement un nombre réduit de bassins a continué d'être entretenu. La figure 44 présente des clichés de terrain (pris entre 2007 et 2009) illustrant l'état de certains aménagements sur la plaine deltaïque.

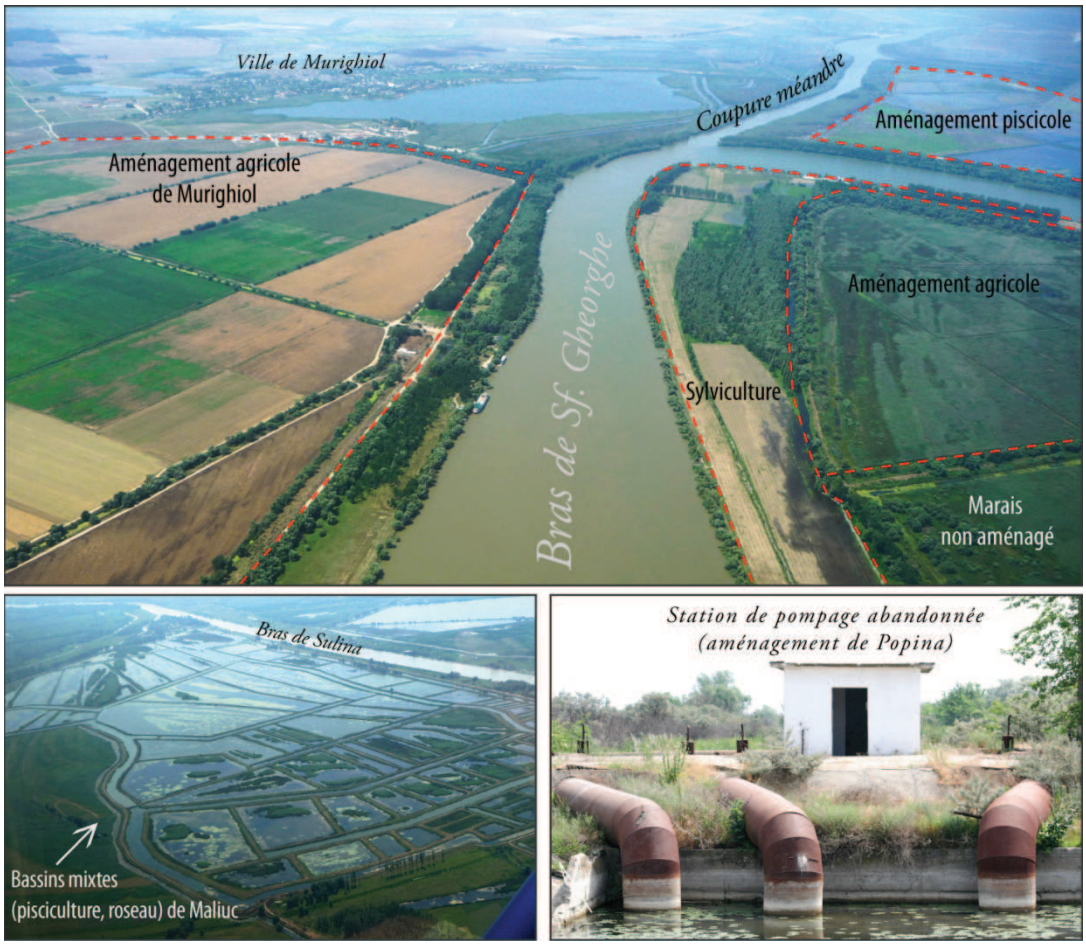


Figure 44 : Exemples d'aménagements sur la plaine deltaïque et leur état à la fin des années 2000. La plupart de bassins de pisciculture a été laissée à l'abandon depuis le milieu des années 1990, la continuité de l'exploitation des aménagements agricoles et sylvicoles, en revanche, ne peut pas être négligée.
Clichés : F. Güttler (mai 2007 et juillet 2009).

Les mesures d'aménagement prises par l'Administration de la Réserve de Biosphère du Delta du Danube (ARBDD – ne concernant que la partie roumaine) ont été ciblées sur un certain nombre de zones choisies pour la récupération écologique. D'une manière simplifiée, l'intervention faite sur ces aménagements a consisté à rétablir un régime hydrologique "naturel" à l'intérieur des enceintes, laissant ainsi l'eau rentrer et circuler dans ces espaces endigués auparavant. Les premiers aménagements touchés furent ceux de Popina (partie sud) et de Furtuna, dès 1993 selon l'analyse des images satellitaires ; l'île de Babina l'a été en 1995, tout comme l'île de Cernovca, en 1997. Une partie des aménagements piscicoles construits sur la partie sud du delta sont rentrés également dans le processus de récupération écologique depuis le milieu des années 1990 : il s'agit des complexes d'Holbina I et II et d'une portion de celui de Dunavatz (figure 45).

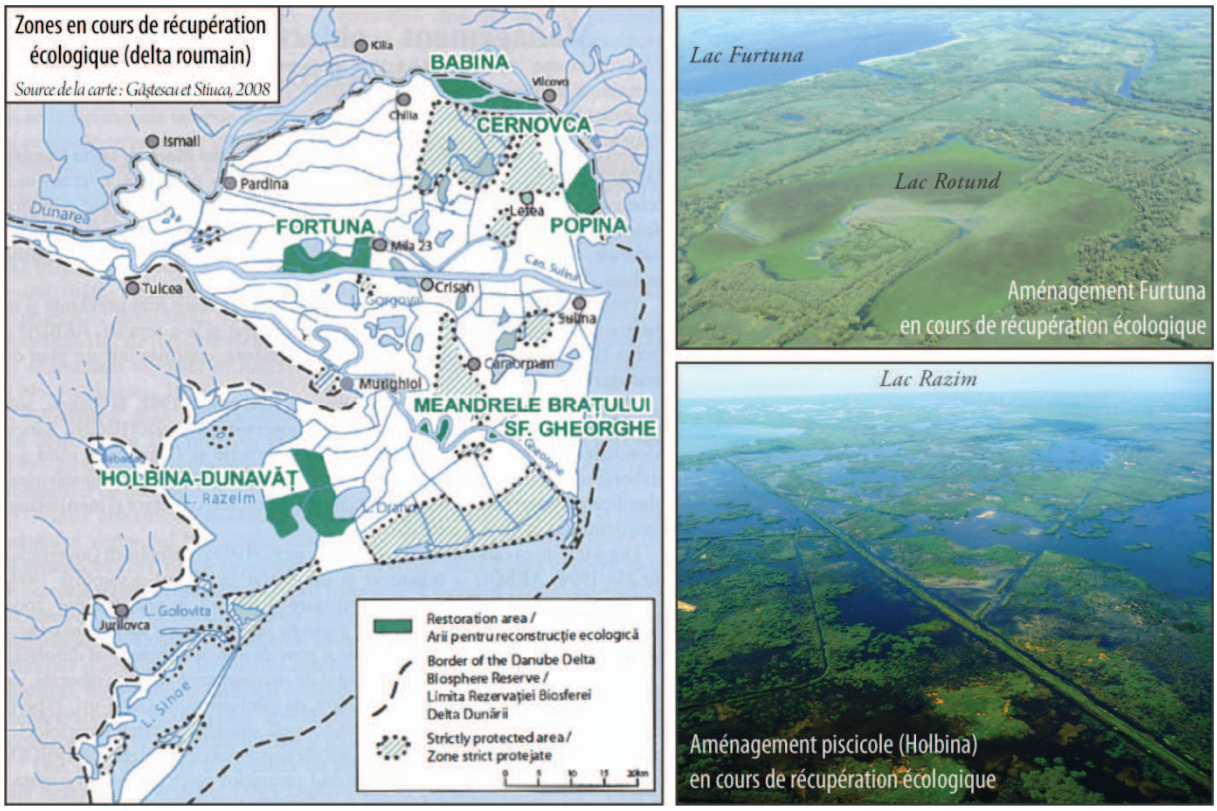


Figure 45 : Localisation et vues aériennes de zones en cours de récupération écologique sur la portion roumaine du delta du Danube. *Carte extraite de Gâştescu et Stiuca (2008). Clichées aériens pris en juillet 2009 par S.Niculescu (en haut) et F.Güttler (en bas).*

D'une façon similaire, mais à l'initiative de l'organisation internationale WWF, deux îles du delta ukrainien ont fait l'objet de projets de récupération écologique : les digues autour de l'île de Malyj Tataru (située au nord de la localité de Pardina) ont été enlevées en 2003 et une portion de celles autour de l'île d'Ermakov (située au nord des îles de Babina et de Cernovca) l'a été en 2009.

D'autres interventions plus localisées ont été effectuées, notamment sur le réseau hydrographique (dragage de nombreux chenaux et canaux) mais aussi sur des ouvrages (digues) de protection contre les inondations occasionnées par le fleuve du Danube. Les importantes inondations qui ont frappé certaines localités du delta en 2005 et 2006 ont contribué au relancement d'une politique d'endiguement. De ce fait, au cours des années 2007 et 2008, nous avons pu observer sur le terrain la rénovation d'ouvrages existants mais aussi la construction des nouvelles digues pour protéger les communautés les plus exposées, comme par exemple celles de Mila 23 ou de Tudor Vladimirescu.

En somme, les très nombreuses interventions humaines sur le delta, dont nous n'avons abordé que les principales, ont manifestement altéré l'évolution de cet espace récent dont la consolidation est toujours en cours. Malgré toutes les zones endiguées, drainées ou remblayées, l'action de l'eau demeure la principale composante du remodelage physiographique de

l'environnement deltaïque. Globalement, les actions humaines entreprises dans cet espace ont consisté, directement ou indirectement, à dévier, à diriger, à bloquer ou à maîtriser d'une certaine forme les eaux du delta du Danube ; ceci dès la construction du môle turc à l'embouchure de Sulina, en 1802, jusqu'aux interventions pour la récupération écologique, à la fin du XXe siècle et début du XXIe siècle. N'échappent pas à ce constat : la rectification des bras, l'aménagement continu de la bouche de Sulina et plus récemment du Bystroye, l'endiguement de zones dépressionnaires, la construction de bassins piscicoles, le creusement d'une infinité de canaux à des fins multiples (pêche, transport, commerce, irrigation, drainage). La maîtrise des eaux dans le delta s'avère toutefois extrêmement contraignante et coûteuse. La rentabilité des aménagements étant souvent en-dessous des estimations, certains ont été abandonnés au bout de quelques années seulement alors qu'une partie importante a fait l'objet de reconversions, rarement de manière durable.

Nous avons pu constater, à différentes périodes et sur plusieurs secteurs du delta, des modifications plus ou moins immédiates qui ont suivi les interventions engendrées par l'homme. Toutefois, la part des interventions humaines n'est souvent pas facile à dissocier de l'évolution naturelle propre à l'espace deltaïque. Le delta du Danube que nous observons actuellement est ainsi un espace très hétérogène, tant sur le plan physiographique que sur les plans historique et évolutif ; l'importance des facteurs de morphogénèse locaux et leur différentiation dans l'espace sont aussi complexes à déterminer que l'avenir des formes existantes ou l'apparition de nouvelles.

3. Configuration spatiale des écosystèmes du delta du Danube et les statuts de protection de l'environnement

3.1. Un espace naturellement diversifié

Nous pouvons caractériser le delta du Danube comme étant une grande plaine, majoritairement amphibie, partagée par une série de cloisons et interconnectée par une série de brèches ; les "cloisons" et les "brèches" pouvant être aussi bien d'origine naturelle (levées, bras, chenaux, ...) qu'anthropique (digues, barrages, canaux, ...). Les cloisons peuvent isoler des environnements entièrement exondés (par ex. des polders agricoles ou des villages), mais le cas le plus fréquent est la segmentation de zones dépressionnaires abritant des espaces inondables et aquatiques. Ces derniers font l'objet également d'un fractionnement progressif qui a tendance à former des étendues d'eau de plus en plus réduites.

L'emplacement et la nature des différents environnements que l'on peut identifier sur le delta nous renseignent, en outre, sur le degré de stabilisation des terrains émergés ou le stade et le type de colmatage des terrains inondables et aquatiques. Dans cette perspective, les lacs représentent des endroits où le processus de formation de la plaine deltaïque est le moins avancé ; leur localisation nous indique ainsi des zones à faible sédimentation, l'importance (d'au moins historique) de la sédimentation étant, d'une manière générale, d'autant plus faible que la superficie et la profondeur du lac sont importantes. Sur le fond des lacs les plus étendus et profonds, nous ne retrouvons (les éléments de la faune exclus) qu'une couverture éparse et saisonnière de macrophytes aquatiques. A l'inverse, certaines portions des plus anciennes successions de cordons littoraux, comme ceux de Caraorman et de Letea qui se situent actuellement à une vingtaine de kilomètres du rivage, abritent depuis les plus antiques descriptions une végétation forestière riche d'espèces et d'associations floristiques, et où les chênes, trembles et oseraies dominent le paysage.

En plus de ces deux exemples contrastés d'environnement (qui peuvent être aussi individualisés en tant qu'écosystèmes), nous pouvons décrire une vingtaine d'autres existant sur le delta, chacun possédant, en conséquence, une composition floristique spécifique. La distribution de ces environnements ne présente pas une graduation spatiale homogène ou continue, par exemple de l'apex de la plaine jusqu'au rivage ; il s'agit, au contraire, d'un réseau d'écosystèmes très imbriqué et qui favorise l'existence d'écotones. Les eaux danubiennes relient certains de ces compartiments à travers un réseau hydrographique lui aussi très ramifié, mais qui s'estompe lors des grands débordements du fleuve qui submergent la plupart des écosystèmes. Les débordements modifient cycliquement le paysage deltaïque qui, avant la construction de nombreux polders et digues, devenait un "grand lac"[77]. Ces événements saisonniers d'inondation participent évidemment à l'évolution continue de la plaine à travers le dépôt d'une grande partie des alluvions du fleuve. En même temps, la durée et la fréquence des inondations jouent un rôle important dans la détermination des espèces composant les communautés végétales et animales de chaque environnement deltaïque et des nombreuses zones de transition (écotones). Gâştescu et Oltean (1997) proposent une carte des écosystèmes du delta du Danube dont la typologie contient 30 types "d'écosystèmes" rangés dans 5 grandes catégories. Toutefois, cette carte ne concerne que le delta roumain et, si l'on ne prend pas en compte les espaces aquatiques ni les zones agricoles ou artificialisées, il ne reste que 12 classes pour caractériser l'ensemble d'espaces inondables et les terrains naturels émergés. Pour ces raisons, la carte de la végétation du delta (figure 46), établie par Hanganu *et al.* (2002) et comprenant l'ensemble du delta roumain plus une grande partie du delta ukrainien, nous

[77] Cf. les descriptions de Grigore Antipa (Antipa, 1910, 1914).

semble fournir une représentation plus fidèle de l'aspect en mosaïque et de la diversité d'écosystèmes de la plaine deltaïque.

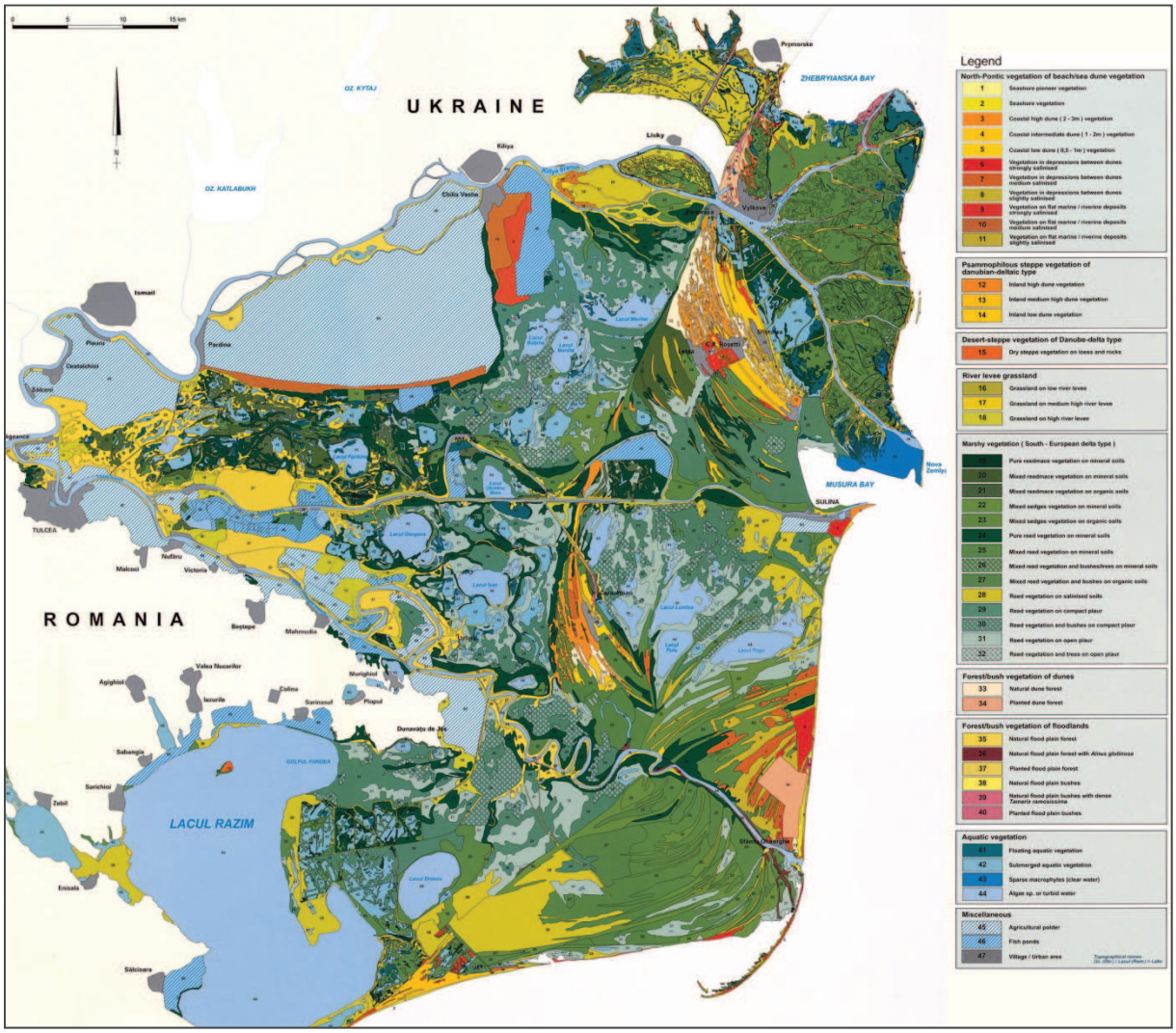


Figure 46 : Carte de la végétation du delta du Danube avec 44 types de végétation regroupés en 8 catégories (cf. légende à droite). Carte extraite de Hanganu *et al.*(2002).

La disposition en mosaïque des plus de quarante types de végétation exposés sur la carte ci-dessus est notable et reflète, en partie[78], l'expressive variété de biotopes et de conditions environnementales existant sur cet espace. D'après l'inventaire floristique et faunistique réalisé entre 1991 et 2004 (DDNI et IVL, 2005), le nombre total de espèces s'élève à 5 380 ; les plantes vasculaires sont représentées par 1 016 espèces, alors que les animaux en possèdent 3 541. Parmi les invertébrés, il est possible de distinguer 2 244 types d'insectes, tandis que, parmi les vertébrés, les oiseaux sont de loin les plus diversifiés, avec 331 espèces, suivis des poissons, avec

[78] Hanganu *et al.* (2002) précisent que chaque classe de végétation présentée sur la carte est, en effet, composée d'une mosaïque de quelques types spécifiques de végétation qui ont été regroupées afin de permettre un affichage à l'échelle de la carte (approximativement 1 : 140 000).

86 espèces. La richesse en espèces qui caractérise la flore et la faune de ce delta est ainsi intimement associée au grand nombre d'environnements et d'écotones disposés sur sa vaste plaine qui, malgré tout, demeure encore majoritairement "amphibie". Ces facteurs naturels, sommairement présentés ici, sont à l'origine et justifient l'attribution légitime d'une série de statuts de protection de l'environnement au delta du Danube, ceci aussi bien aux niveaux nationaux qu'international.

3.2. Les statuts de protection de l'environnement

Certaines parties isolées de la plaine deltaïque ont bénéficié d'un statut de protection environnementale dès la première moitié du XXe siècle. Les premières zones protégées ont été créées durant la période au cours de laquelle l'ensemble du delta appartenait à la Roumanie ; elles concernaient le parc naturel de Letea, en 1930, et la zone de Roşca-Buhaiova-Hrecişca en 1940. Entre 1950 et 1970, deux autres zones protégées ont été créées en Roumanie (la forêt de Caraorman et la zone de Perişor-Zatoane) et, en 1973, une partie du sous-delta de Chilia a été déclarée "Réserve de l'État" par la RSS d'Ukraine ; cette dernière zone a été agrandie en 1978 avec l'ajout de la zone de "*Zhebriyanski Plavni*". En 1976, le site de "*Kylijske Gyrlo*", qui correspond aussi sous-delta de Chilia, a été reconnu comme Zone Humide d'Importance Internationale, définie par la Convention de RAMSAR de 1971. Vers la fin des années 1970, toutes les zones protégées du delta additionnées occupaient environ 85 000 ha, selon les superficies présentées par Gâştescu et Stiuca (2008) et Staras (2005).

Toutefois, lors de l'expansion des aménagements roumains (agricoles, piscicoles et sylvicoles), au cours des années 1970 et 1980, quelque 4 000 ha ont perdu leur statut de protection. En même temps, les périmètres qui sont restés officiellement protégés n'ont pas toujours été respectés (par ex. : des interventions importantes ont eu lieu dans les forêts de Letea et de Caraorman).

L'intégralité du delta roumain, plus la zone des lacs Razim-Sinoie et une partie de la plaine d'inondation en amont de l'apex deltaïque, ont été déclarées réserve de biosphère par la décision gouvernementale n° 983 de 1990. Ce périmètre, encerclant environ 580 000 ha, a été retenu également par l'UNESCO, en 1991, qui l'a intégré dans le cadre de son Programme "*Man and Biosphere – MAB*". Dans cette même année, le delta du Danube (roumain) a été reconnu comme Zone Humide d'Importance Internationale, définie par la Convention de RAMSAR de 1971, et a été inscrit dans la Liste du Patrimoine Mondial Naturel de l'UNESCO. La loi n°82 de 1993 et la décision gouvernementale n°248 de 1994 ont donné un cadre légal plus précis à la

Réserve de Biosphère du delta du Danube avec, entre autres, la délimitation du zonage de la réserve (figure 47) et la composition d'un Conseil Scientifique.

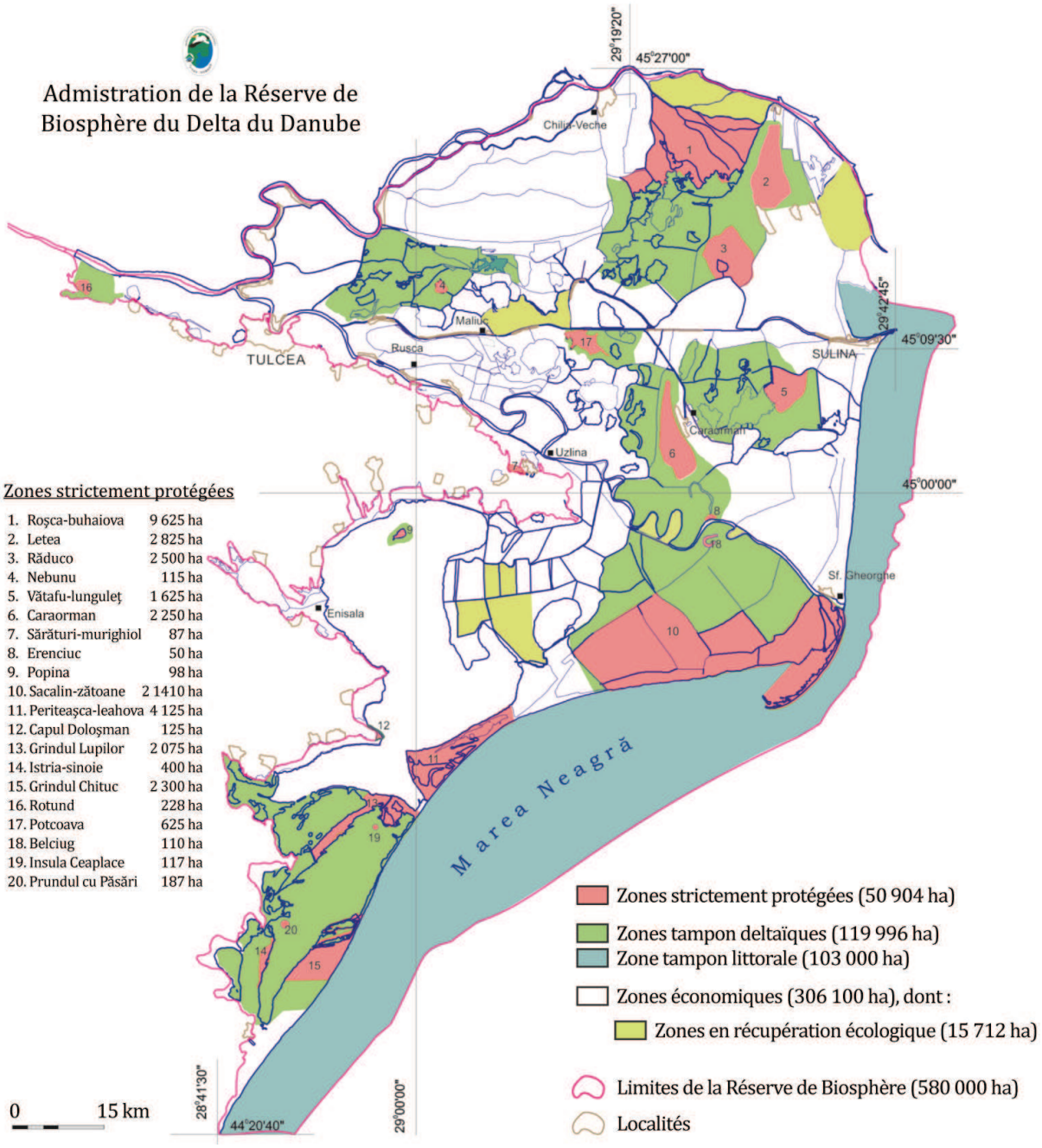


Figure 47 : Zonage de la Réserve de Biosphère du delta du Danube (Roumanie).
Modifié et traduit d'après la carte mise en ligne par l'Administration de la Réserve (http://www.ddbra.ro)

L'Administration roumaine de la Réserve de Biosphère du delta du Danube subdivise le territoire en trois zones distinctes (cf. figure 47) :

- les zones strictement protégées : au total, 20 réserves, où l'accès humain n'est permis qu'à des fins de recherche scientifique ou pour des suivis environnementaux ;
- les zones tampons, établies en règle générale autour des zones strictement protégées, où certaines activités d'exploitation traditionnelle des ressources naturelles (régénérables) sont autorisées ;
- les zones économiques, qui représentent plus de la moitié de la réserve, où diverses activités (agriculture, pêche, pisciculture, sylviculture, etc.) sont autorisées mais peuvent être soumises à certaines restrictions déterminées par l'ARBDD.

Du fait de cette délimitation très large de la réserve, l'ensemble des aménagements piscicoles et des polders agricoles ou sylvicoles, mais aussi les localités, ont été inclus dans le périmètre de la Réserve de Biosphère. Le territoire inscrit en tant que Patrimoine Mondial Naturel de l'UNESCO ne prend toutefois pas en compte ces zones très modifiées, sa surface n'étant alors que de 312 440 ha.

En 1998, le gouvernement d'Ukraine a déclaré, à travers le décret n° 861, la partie orientale du delta ukrainien "Réserve de Biosphère du Danube". Le périmètre de cette zone protégée, couvrant environ 46 400 ha, a été intégré au Programme MAB de l'UNESCO en 1999 ; ce même Programme a désigné les zones MAB des deux pays comme étant la "Réserve de Biosphère Binationale (ou Transfrontalière) du delta du Danube", dotée ainsi d'environ 626 400 ha. Malgré la création de la réserve de biosphère en Ukraine à la fin des années 1990, un zonage précis ne semble pas encore avoir été réalisé ; les documents cartographiques disponibles sont souvent schématiques, de mauvaise qualité graphique et très rarement traduits en anglais. Ryabokonenko (2003) indiquait que l'Administration de la Réserve ukrainienne (DBR) était très en retard dans la mise en place d'un système d'informations géographiques pour délimiter précisément chaque zone à l'intérieur de la réserve. A la fin des années 2000, ce problème ne semblait pas encore été résolu au vu des cartes, toujours schématiques, présentées par Dyakov (2009a ; b). Le site internet officiel de l'Administration de la Réserve de Biosphère d'Ukraine est très récent et une grande partie de ses sections étaient encore vides ou en cours d'élaboration en juin 2012[79], malgré ceci, et la très faible quantité d'informations en anglais, deux cartes portant sur le zonage de la réserve (en ukrainien) y sont proposées (figure 48).

[79] Consulté le 10 juin 2012 : http://www.dbr.org.ua

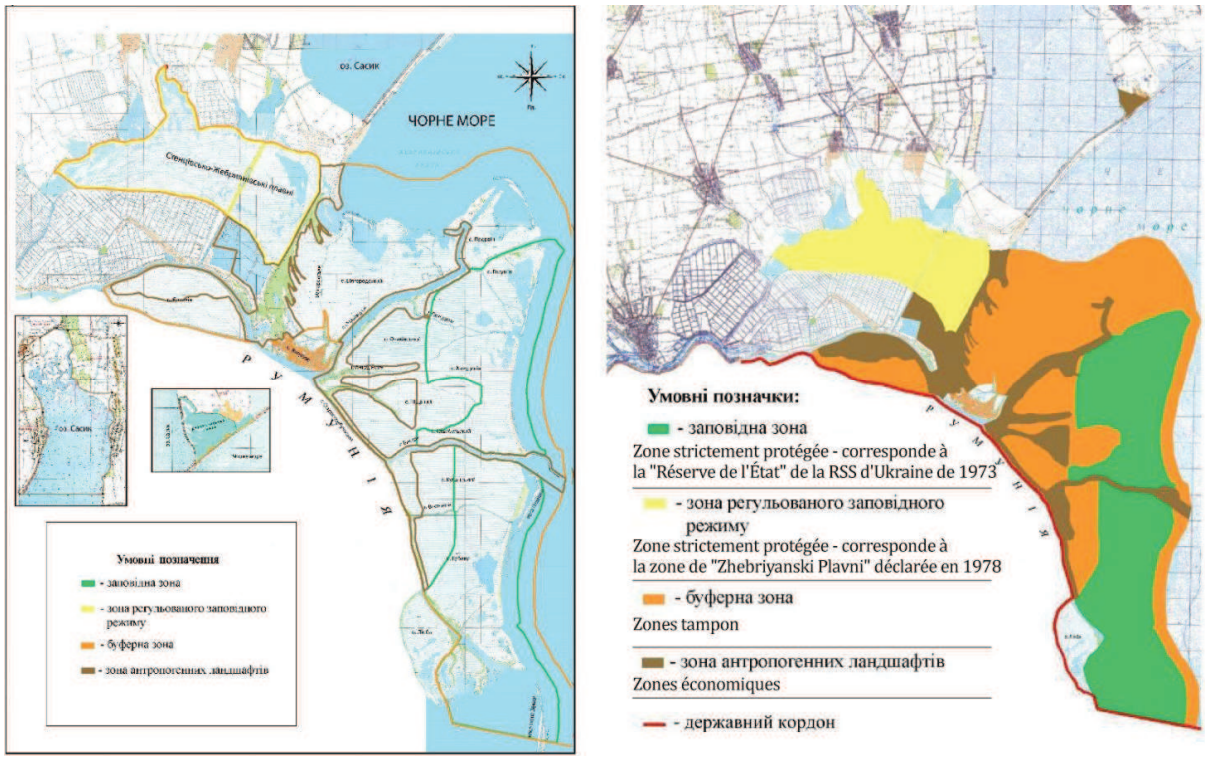


Figure 48 : Zonage de la Réserve de Biosphère du Danube (Ukraine). La traduction de la légende (à droite) a été effectuée par approximation. *Source des cartes : Danube Biosphere Reserve (http://www.dbr.org.ua).*

Le territoire de la réserve ukrainienne est passé de 46 400 ha à 50 253 ha en 2004, à travers le décret n° 117. Selon les informations mises en ligne par l'Administration ukrainienne de la Réserve de Biosphère, les zones indiquées sur la figure 48 possèdent les suivantes superficies :

- la zone strictement protégée (verte) : 15 134 ha ;

- la zone strictement protégée (jaune) : 7 235 ha ;

- les zones tampons (orange) : 19 049 ha ;

- les zones économiques, ou "paysages anthropiques" (marron) : 8 835 ha.

En plus de la réserve de biosphère, Dyakov (2009a ; b) indique l'existence du "Parc de Paysage Régional des îles d'Izmaïl" sur une surface de 1 366 ha. Ce Parc Régional englobe trois îles (Malyj Tataru, Malyj Daller et Velyky Daller) situées sur le bras de Chilia, dont la plus occidentale se situe à environ 10 km en aval de la ville d'Izmaïl. La date de création de ce parc n'est pas informée dans les références citées ci-dessus et nous n'avons pas réussi à obtenir la moindre information officielle liée à celui-ci ; les seules informations trouvées concernent les travaux de récupération écologique effectués sur l'île de Malyj Tataru, en 2003, avec le soutien de l'organisation WWF.

Enfin, si nous prenons en compte l'ensemble de dispositifs de protection de l'environnement applicables à l'espace deltaïque, tel qu'il a été défini dans le début de ce chapitre, nous

remarquons que la grande majorité du delta du Danube (93,1 % de sa plaine) possède un statut de protection actuellement. Les quelques 28 500 ha dépourvus d'un statut environnemental spécifique se situent sur le delta ukrainien et correspondent notamment aux zones transformées en polder agricole par la RSS d'Ukraine dans les années qui ont suivi la fin de la Seconde Guerre Mondiale, une grande partie de ces espaces étant actuellement occupée par la riziculture.

DEUXIÈME PARTIE : DÉMARCHES MÉTHODOLOGIQUES

CHAPITRE III : CHOIX DE L'APPROCHE, ACQUISITION ET STRUCTURATION DES DONNÉES

Afin de présenter les démarches méthodologiques réalisées au cours de la présente recherche, nous dresserons tout d'abord un état général des connaissances scientifiques portant sur les eaux du delta du Danube. Les conclusions tirées de cette première analyse justifient, en partie, le choix de l'approche choisie, dont nous exposerons les principes théoriques et les potentialités d'application à la zone d'étude. Par la suite, les différentes étapes d'acquisition de données seront abordées, tout en évoquant les raisons qui ont motivé nos choix.

1. ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES EAUX DU DELTA DU DANUBE

A plusieurs reprises, le delta du Danube a attiré l'attention de scientifiques, ingénieurs et aménageurs intéressés aux thématiques liées à l'eau. Les raisons des études réalisées ont été diverses et, à plusieurs reprises, associées à des politiques de mise en valeur de ce territoire (cf. chapitre II).

A la première moitié du XIXe siècle, de Marigny (1836) fournissait une description inédite du delta du Danube, au sein de laquelle les principales voies du réseau hydrographique furent présentées, toute comme des informations sur la navigation et les contraintes naturelles liées à cette activité (par ex. les profondeurs le long des bras et devant les embouchures). L'auteur évoqua les inondations saisonnières, causées par les crues du fleuve, et indiqua que, en fonction de ces fluctuations de niveau d'eau, un certain nombre de ruisseaux demeurait privé d'eau pendant l'été. Il mentionna également le nom des principaux lacs existants sur la plaine et précisa que seulement quelques-uns d'entre eux s'unissaient aux branches du Danube. Ces informations sont intéressantes dans la mesure où elles permettent de dresser le stade du milieu deltaïque une vingtaine d'années avant le début des grands aménagements.

Selon Giosan *et al.* (2005), c'est aussi dans les années 1830 que le gouvernement russe a produit les premières cartes détaillées portant sur les chenaux distributeurs du delta sécondaire de Chilia. Ce travail cartographique visait inventorier les voies potentielles pour la navigation entre la mer Noire et la branche septentrionale du delta, le long de laquelle se trouvaient les localités d'Izmaïl et de Kilia.

Ces cartes russes étaient vraisemblablement inconnues de la Commission Européenne du Danube (CED). Selon les documents officiels de la CED, au moment de la signature du Traité de Paris, en 1856, "*le delta et les embouchures du Danube étaient, au point de vue scientifique, pour*

ainsi dire inexplorés, et l'on ne possédait alors ni carte exacte, ni relevé de nivellement, ni données hydrographiques de cette région" (CED, 1931, p.185).

Mis à part le sous-delta de Chilia, nous pouvons considérer que les premières investigations détaillées, principalement hydrologiques, mais aussi géographiques avec l'élaboration de cartes à grande échelle, ont été entreprises après 1856. Sous la direction de *Sir Charles Hartley,* l'ingénieur en chef de la CED, un recueil considérable de données techniques a été produit, celles-ci portant, par exemple, sur le débit liquide de chaque bras, l'inclinaison du lit du fleuve, la rapidité du courant, les niveaux d'étiage et de crues, la nature et les volumes des apports fluviaux, la direction des vents et du courant littoral (CED, 1931; Hartley, 1862).

Les travaux de désobstruction de l'embouchure de Sulina, avec la mise en place de digues parallèles vers large, ainsi que la rectification de ce bras, avec plusieurs recoupements de méandres et coudes, ont changé sensiblement le fonctionnement du système deltaïque. Grâce à un suivi détaillé effectué par la CED entre 1857 et 1931, il est possible de constater, par exemple, l'altération progressive de la répartition du débit du fleuve entre les trois bras : le bras de Sulina étant passé de 7 à 14 % durant les sept décennies qui ont suivi le commencement des aménagements.

D'autres données intéressantes à propos du fonctionnement hydrologique du delta du Danube furent également fournies par les études de la CED. Selon Hartley (1862), lors des hautes eaux ordinaires, la vitesse de l'écoulement était d'environ 1,1 - 1,3 m/s, cette valeur pouvait dépasser 2,2 m/s lors des crues extraordinaires ; en revanche, la vitesse tombait aux alentours de 0,5 m/s durant les périodes d'étiage. La quantité de sédiments en suspension maximale lors de grandes crues est mentionnée comme étant de l'ordre de 580 mg/l, cette valeur était divisée par 40 (soit environ 15 mg/l) après le passage de la crue. Ces valeurs sont intéressantes dans la mesure où elles nous indiquent l'ordre de grandeur concernant la variabilité de la charge en suspension à l'embouchure du Danube avant les étapes d'aménagement lourd du fleuve (construction de barrages hydroélectriques, régularisation systématique du fleuve, mise en valeur des plaines d'inondation du Danube inférieur).

Du fait que la CED s'intéressait essentiellement à la navigation, les études et les cartes réalisées étaient focalisées sur les bras deltaïques, en particulier celui de Sulina et sur la zone côtière. Sur les documents de l'époque, nous ne trouvons que très peu d'informations concernant les lacs de la plaine deltaïque : en effet, la plupart des cartes ignorait, complètement ou partiellement, ces éléments (figure 49). Constantinescu *et al.* (2010), à partir d'une analyse cartographique historique des travaux à l'embouchure de Sulina, affirment que le bras de Sulina a fait l'objet de campagnes topographiques très précises, alors que, sur les bras de Chilia et de Sf. Gheorghe, il s'agissait plutôt d'études de reconnaissance. Le secteur au sud des bras et les zones

environnant le lac Razim étaient cartographiées de manière descriptive et avec des relevés topographiques approximatifs.

Figure 49 : Extrait d'une carte de la CED réalisée à partir de levées de 1870-1871. A noter le nombre très réduit de lacs sur la carte, ainsi que l'imprécision des contours et de l'emplacement des lacs présentés (Obretin, Furtuna et Tatanir). Les lacs les plus étendus de la plaine (Roşu, Merhei, Gorgova, Isac, Puiu, ...) n'y sont pas représentés.

Pour les zones situées en dehors des grandes voies de navigation, les études scientifiques n'ont véritablement commencé qu'à partir du XXe siècle. L'ouvrage de Grigore Antipa, publié en 1910 et intitulé *"La zone d'inondation du Danube - Son état actuel et les moyens de la mettre en valeur"*, a posé la première véritable base de connaissances sur le territoire deltaïque dans son ensemble et, du fait de sa remarquable qualité, elle demeure jusqu'à présent d'une grande valeur scientifique et historique[80]. Au sein de cette publication - qui compte divers profils longitudinaux, schémas et photos - l'auteur inclût une carte détaillée du delta du Danube (figure 50).

[80] Titre original en roumain : Regiunea inundabila a Dunarii. Starea ei actuala si mijloacele de a o pune în valoare. Une version numérique (scannée) de cet ouvrage a été mise à disposition récemment sur le portail de l'Académie roumaine, de plus, un résumé de 8 pages en français a été réalisé par Mrazec (1910) et peut être consulté également sur internet (portail Persée).

Figure 50 : Carte du delta du Danube réalisée par la Direction des Pêches de Roumanie et publiée par Antipa (1910). L'extrait présenté ici est issu de la version produite à l'échelle 1 : 200 000, une autre version de cette carte a été réalisée à l'échelle 1:50 000.

D'après l'analyse de la carte ci-dessus, ainsi que des descriptions fournies par l'auteur (Antipa, 1910, 1914), nous nous rendons compte que la circulation des eaux à l'intérieur de la plaine deltaïque était bien différente de celle que nous observons actuellement : la communication entre les bras et les chenaux distributeurs vers l'intérieur de la plaine dépendait d'un débit minimum du Danube relativement important, environ 7 600 m^3/s ; en-dessous de ce seuil, les lacs cessaient d'être approvisionnés par le fleuve. Il est important de noter que ce débit est supérieur au module brut du Danube et qu'il correspond à un niveau d'eau de seulement 50 cm en-dessous du niveau de débordement du fleuve[81]. Par conséquence, l'apport danubien (liquide et solide) vers les lacs était restreint à de courtes périodes de temps durant l'année, pouvant ne pas survenir lors des années peu abondantes. Antipa insista également sur le recouvrement massif de certains lacs et chenaux par des macrophytes aquatiques, comme les nénuphars (*Nuphar alba*) et d'autres espèces (*Trapa natans, Stratiotes aloides*) ; selon lui, cette croissance excessive des végétaux aquatiques ne garantissait pas les conditions idéales pour le développement des poissons, ce qui était l'une de ses principales préoccupations. Comme nous l'avons déjà évoqué (chapitre II), Antipa prônait l'ouverture de certains canaux stratégiques afin

[81] Du fait que le référentiel limnimétrique utilisé à l'époque diffère de celui que nous disposons actuellement, nous avons estimé le débit 7 600 m^3/s à partir de la conversion du niveau de débordement fourni par l'auteur, soit 2,7 m (au-dessus du niveau d'étiage à Tulcea) avec celui fourni par Bondar et Panin (2001), soit 2,9 m.

d'augmenter la circulation des eaux vers les lacs du delta et, par conséquent, la production piscicole.

Après les travaux pionniers d'Antipa, un nouvel ouvrage de référence, majoritairement consacré aux eaux deltaïques, n'a été produit que lors de la période communiste par Almazov *et al.* (1963), il s'intitulait : "La zone d'embouchure du Danube"[82]. De manière plus synthétique, l'étude hydrologique de Diaconu et Stânescu (1970) nous fournit une description intéressante des processus d'inondation et de partage des eaux danubiennes à travers le réseau hydrographique de la plaine deltaïque déjà modifié par le creusement de nombreux canaux dès le début du XXe siècle. Complémentairement, Gâsteşcu (1970) présente les principales caractéristiques hydrologiques et morphologiques des lacs de la plaine deltaïque roumaine ; d'après sa description, nous pouvons remarquer que la circulation décrite par Antipa (1910) avait été profondement modifiée : *"Une caractéristique des lacs du delta du Danube est leur liaison permanente avec les principaux bras du fleuve par un réseau de chenaux. Les cotes du profil longitudinal de fond des chenaux de liaison sont inférieures à la moyenne des niveaux minimaux des lacs et des bras, ce qui rend impossible l'interruption des liaisons dans les conditions d'un régime naturel" (p. 178)*. Dans une démarche prospective, Hancu et Duma (1970) se préoccupaient principalement des problèmes hydrauliques posés par le début imminent des aménagements lourds prévus sur la plaine deltaïque, et envers lesquels ils étaient visiblement très enthousiastes : *"Pour mettre en valeur les immenses richesses naturelles du delta il faut l'aménager par des constructions hydrotechniques de très grande ampleur, parmi lesquelles l'endiguement des bras, et dans une étape future la construction de barrages pour la production d'énergie hydroélectrique et pour la réalisation d'améliorations foncières" (p. 454)*.

Encore dans les années 1970, Verger (1976) publiait un bref article sur l'hydrologie et la géomorphologie du delta du Danube, dont l'originalité reposait sur le support utilisé : des images prises par le satellite Landsat-2 lors du 1er juillet 1976 ; ce fut probablement la première analyse scientifique par télédetection satellitaire du delta du Danube.

Durant les années 1980, une certain nombre de publications se consacraient au suivi des modifications survenant sur le phytoplancton et les macrophytes qui poussaient dans les lacs deltaïques ; une synthèse de ces évolutions, concernant sept lacs, fut élaborée par Vadineanu *et al.* (1992). Selon les auteurs, l'eutrophisation des eaux du Danube était à l'origine des changements de composition et d'abondance des espèces observés depuis le début des années 1980. Ces mêmes sept lacs on fait l'objet d'une recherche sur les facteurs contrôlant la

[82] *"Zona de varsare a Dunarii"*, en roumain. Cet ouvrage, qui compte près de 400 pages, est cependant de difficile accès, aucun exemplaire n'est disponible dans les bibliothèques françaises et il n'existe pas de version numérisée en libre accès. Ce document n'a pu être consulté qu'à une seule reprise, à Bucarest, mais ce fut malheureusement avant le début de ce doctorat.

pénetration de la lumière dans les eaux deltaïques (Cristofor *et al.*, 1994) : les résultats ont indiqué une contribution de l'ordre de 64 % pour le phytoplancton, suivie de 11 % pour les détritus en suspension et 7 % pour le zooplancton ; la part des sédiments en suspension a été considérée comme insignifiante ; il convient toutefois de préciser qu'aucun des lacs analysés n'était connecté directement aux bras ou aux canaux principaux du delta, d'où la très faible contribution de la fraction minérale. Une partie de ces lacs fut réanalysée plus tard par le même groupe de scientifiques (Cristofor *et al.*, 2003) qui ont pu vérifier certaines continuités et dicontinuités avec les évolutions observées durant les années 1980.

Après la création de la réserve de biosphere sur le delta roumain, les études portant sur l'écologie et la conservation de l'espace deltaïque sont devenues plus nombreuses. Dans ce contexte, un partenariat scientifique a été établi entre l'Institut National de Recherche et Développement du delta du Danube (INDD, Roumanie) et l'Institut pour la gestion des eaux continentales et le traitement des eaux usées (RIZA, Pays-Bas) ; ensemble, ces structures ont élaboré un rapport portant sur les gradients écologiques des lacs du delta du Danube (Oosterberg *et al.*, 2000). Un autre aspect important, mis en place par le biais de cette coopération INDD-RIZA, fut l'élaboration d'un modèle hydrologique "global" (le delta ukrainien exclu) pour le delta du Danube (figure 51).

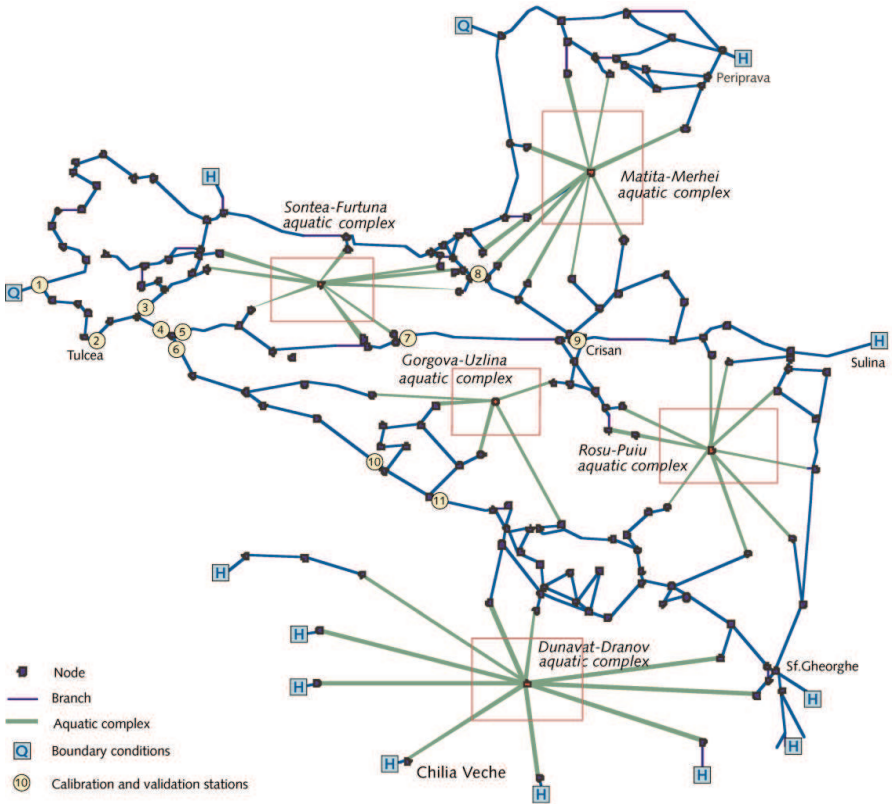


Figure 51 : Architecture générale du modèle hydrologique du delta du Danube produit par INDD/RIZA - basé sur le modèle de simulations Sobek. *Source : Oosterberg et al., (2000).*

Curieusement, un autre modèle hydrologique pour le delta du Danube a été développé, probablement simultanément, et fut publié une année après par Bondar et Panin (2001). Les approches utilisées diffèrent sensiblement entre les deux modèles, ainsi que les résultats que leurs simulations peuvent fournir ; une différence d'échelle est également à prendre en compte : tandis que celui publié par Oosterberg *et al.* (2000) peut fournir des informations individualisées par lac, les sorties du modèle de Bondar et Panin (2001) ne concernent que les grandes sous-unités hydrologiques du delta (chacune composé de dizaines de lacs).

Toujours au regard des aspects hydrologiques, l'ouvrage de Driga (2004) présente une autre apporche du système de circulation des eaux du delta du Danube, dont un certain nombre d'éléments furent repris dans l'ouvrage, plus générique, de Gâştescu et Stiuca (2008). Dans cette même perspective, nous pouvons citer le cinquième volume de la série "Géographie roumaine" sous la coordination de Badea *et al.* (2005), au sein de laquelle nous retrouvons une description du fonctionnement hydrologique du delta, ces auteurs émettant toutefois plus de réserves sur la précision des estimations concernant les échanges d'eau entre les bras et le réseau interne de la plaine deltaïque.

En effet, la plupart des publications considère qu'environ 10 % des eaux du Danube quittent les bras pour pénétrer dans le réseau interne de la plaine deltaïque, 90 % du débit danubien étant alors conduits directement vers la mer Noire. L'origine de cette estimation est attribuée à différentes publications de Constantin Bondar, sorties dans les années 1990 ; selon les informations présentées dans les plus récentes publications de l'auteur à ce sujet (Bondar, 1996; Bondar et Panin, 2001), il ressort que ce pourcentage provient du volume moyen quittant les bras du Danube vers les zones dépressionnaires de la plaine, calculé pour la période 1980-1989 : soit environ 19,57 km^3/an, correspondant ainsi à un débit moyen de 620 m^3/s. Ce débit moyen concerne à la fois les eaux quittant les bras via le réseau de distributeurs et celles cédées à la plaine deltaïque lors des débordements du fleuve (débits estimés à 407 m^3/s et 113 m^3/s respectivement par Bondar et Panin, 2001)[83]. Après soustraction de la quantité d'eau perdue par évaporation (3,39 km^3/an), le delta rendrait un volume de 15,9 km^3/an aux bras, ou directement à la mer Noire[84]. Sachant que le delta possède un volume de stockage d'eau de 6,04 km^3, les auteurs affirment que le renouvellement des eaux du delta se produit, en moyenne, trois fois par an.

Les temps de résidence, calculés à l'échelle des lacs par Oosterberg *et al.* (2000), indiquent en revanche une très forte variabilité selon l'emplacement et le degré de connexion aux bras

[83] A noter que 407 + 113 = 520 et non 620 ; selon les informations de l'article il est impossible de savoir laquelle des trois valeurs est erronée (407, 113 ou 620).
[84] A noter que 3,39 + 15,9 = 19,29 et non 19,57 ; cette deuxième imprécision arithmétique figure dans les deux références (Bondar, 1996; Bondar et Panin, 2001).

deltaïques : si le temps de résidence moyen estimé pour le lac Furtuna n'est que de 9 jours, le lac Merhei en compte 82, alors que le petit lac Plin ne voit son volume renouvelé qu'au bout de 322 jours. Bien entendu, ces valeurs sont susceptibles de varier sensiblement d'une année à l'autre en fonction des fluctuations du niveau du Danube.

En rapport avec la diversité de lacs du delta, certaines études (Coops *et al.*, 2008; Coops *et al.*, 1999; Oosterberg *et al.*, 2000) ont cherché à définir des typologies spécifiques à ces corps d'eau en fonction de divers critères physico-biologiques. Les classifications proposées par chacune des trois références citées ci-dessus se basent en grande partie sur les mêmes données de terrain, récoltées à la fin des années 1990, et associées essentiellement au partenariat scientifique INDD-RIZA. Une particularité commune à ces trois classifications a été l'utilisation de l'imagerie satellitaire en tant que source d'information complémentaire aux données de terrain : plus spécifiquement, il s'agissait d'une seule image, prise par le capteur TM (Landsat-5) en juin 1996, qui a fait l'objet d'une classification supervisée dont les résultats ont permis notamment de séparer les eaux claires des eaux turbides, ainsi que de celles présentant des macrophytes.

La classification la plus récente (Coops *et al.*, 2008) a néanmoins traité une série de données supplémentaire, acquise entre 2001 et 2002, et semble être la plus aboutie parmi les trois ; elle distingue alors trois types de lacs pour le delta du Danube : 1) lacs situés à proximité du fleuve avec un fort renouvellement d'eau, un fort taux de sédiments en suspension, de faibles concentrations en chlorophylle-a, un fort recouvrement par des macrophytes (submergées et à la surface), et majoritairement occupés par de poissons eurytopiques ; 2) lacs grands et relativement profonds avec un temps de résidence relativement élevé, une forte couverture de macrophytes du genre *Potamogeton* qui s'effondre en été, et présentant une dominance de poissons eurytopiques ; 3) petits lacs isolés, situés à des distances importantes du fleuve, avec un temps de résidence élevé, fortement influencée par l'apport des eaux traversant les roselières (eaux "noires"), avec une forte couverture estivale de macrophytes *Ceratophyllum demersum* et *Nitellopsis obtusa*, et présentant une communauté de poissons limnophiliques capables de tolérer des eaux faiblement oxygenées.

L'imagerie satellitaire a été également employée par Grigoraş (2002) pour étudier les variations morphologiques survenant sur certaines portions du delta du Danube : à travers l'analyse diachronique de 5 images satellitaires prises entre les années 1975 et 2000, l'auteur a pu mettre en évidence quelques évolutions morphologiques le long du rivage deltaïque, ainsi que sur le contours de lacs situés sur le delta fluvio-marin. Un autre point intéressant étudié par l'auteur concernait l'estimation des volumes d'eau stockés à l'intérieur de la plaine deltaïque lors de différents niveaux du Danube ; l'intégration d'un modèle numérique de terrain (MNT) au

modèle hydrologique du delta (Sobek), lui a permis d'élaborer de cartes d'inondation à l'échelle de la partie roumaine de la Réserve de biosphère du delta du Danube (figure 52).

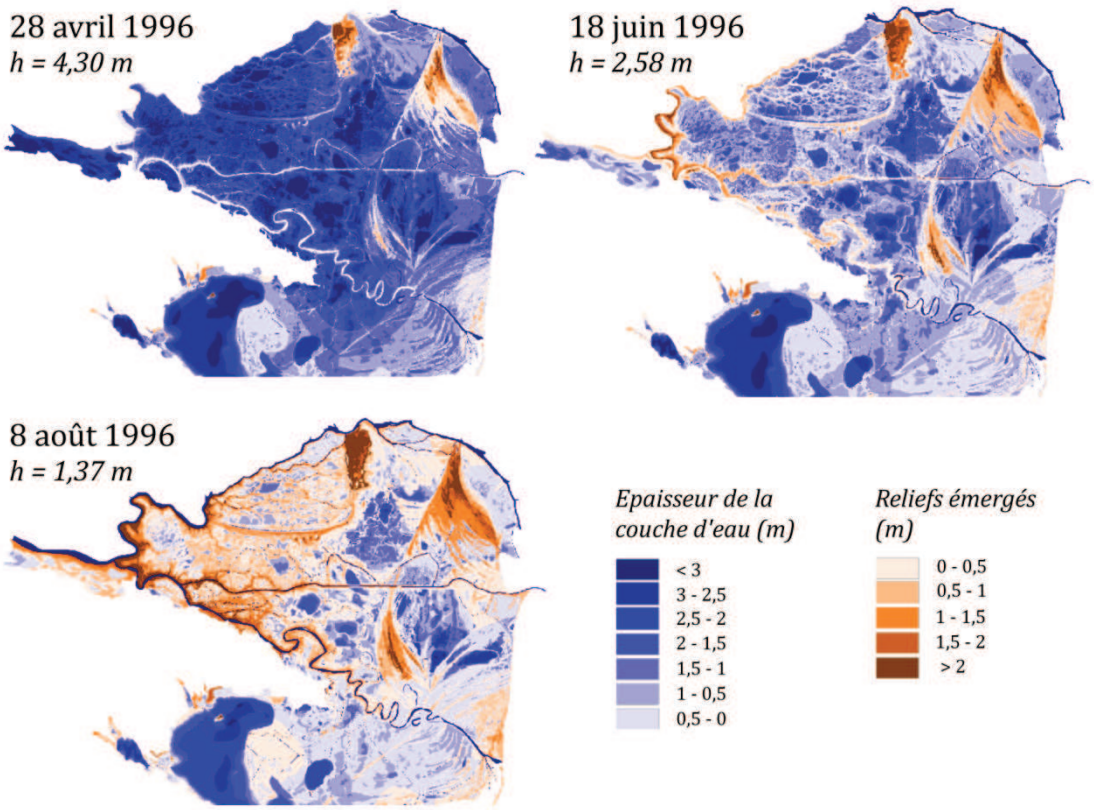


Figure 52 : Zones inondées (simulations) sur le delta du Danube en fonction des niveaux du fleuve (h) observés à trois différentes dates de l'année 1996. A noter cependant que le MNT présente la situation de la plaine avant la création des principaux polders agricoles, en effet il a été crée à partir de levés topographiques détaillés mais effectués en 1962. *Images extraites de Grigoraş (2002).*

Depuis la mise en place d'un réseau de suivi de la Réserve de Biosphère du delta du Danube dans les années 1990, environ une vingtaine de lacs ont été échantillonnés de manière plus ou moins régulière. Au vu de l'hétérogénéité vérifiée dans les rapports et publications se servant de ces données (DDNI et IVL, 2005; INDD, 2007b; Oosterberg *et al.*, 2000; ainsi que divers articles publiés dans les annales scientifiques de l'INDD), il semblerait que le nombre de lacs, les paramètres de qualité d'eau mesurés, ainsi que la répétitivité des échantillonnages, ont vraisemblablement beaucoup varié au cours des années. Malgré une très importante quantité de données récoltées à travers ce réseau de suivi, les conclusions fournies par les publications citées ci-dessus se revèlent fréquemment contradictoires.

La récapitulation de publications présentée jusqu'ici ne prétend pas être exhaustive, un grand nombre d'études ciblées sur de secteurs restreints du delta, ou émanant de thématiques éloignées de la nôtre, ne figurent pas dans ce chapitre ; nous aurons néamoins l'occasion d'aborder certaines d'entre elles dans les derniers chapitres de la thèse.

D'une manière générale, nous avons pu vérifier que l'utilisation de l'imagerie satellitaire est restée assez marginale au sein des études réalisées sur les eaux du delta du Danube : après l'étude pionnière, mais peu approfondie, de Verger (1976), très peu de publications ont utilisé des données satellitaires, la plupart se contentant d'analyser une image unique (Coops *et al.*, 2008; Coops *et al.*, 1999; Oosterberg *et al.*, 2000). Ce constat global reste valable pour les eaux côtières situées immédiatement au large des embouchures danubiennes : depuis le début des années 2000, la télédétection satellitaire a été utilisée pour diverses études à l'échelle de la mer Noire (Barale *et al.*, 2002; Kopelevich *et al.*, 2004; Kopelevich *et al.*, 2002), mais à partir de données dont la résolution spatiale ne permet pas une observation précise de la zone côtière ; plus récemment, certaines études focalisées sur les secteurs ouest et nord-ouest de la mer Noire (Karageorgis *et al.*, 2009; Tsiaras *et al.*, 2008) ont employé des données satellitaires, mais cela visait essentiellement à réaliser de comparaisons avec leurs résultats principaux.

2. Les potentialités de la télédétection satellitaire appliquée à l'étude des eaux deltaïques et côtières

Compte tenu de son développement relativement récent, associé à des intérêts variés et parfois opposés, l'accès aux données acquises par télédétection satellitaire n'a jamais été très aisé, même pour la communauté scientifique (coût élevé des images, licences onéreuses pour les logiciels spécialisés, faible disponibilité de données selon les zones d'étude ...) ; s'il est vrai que ce contexte a sensiblement évolué au cours des dernières années, il pourrait expliquer en partie le faible nombre de recherches réalisées sur le delta du Danube avec l'utilisation d'images satellitaires.

La télédétection satellitaire n'a pas une origine très noble : elle est née, en effet, après la Deuxième Guerre mondiale : c'était du concept du missile balistique "V2", développé par les Nazis dès 1938, que les premiers lanceurs spatiaux se sont inspirés. Selon Lillesand *et al.* (2008), entre 1946 et 1950, plusieurs missiles V2 capturés à la fin de la guerre ont été lancés depuis le Nouveau Mexique (États-Unis). A bord de ces fusées, on a rajouté de petites caméras qui ont ainsi enregistré les premières photographies de la Terre depuis l'espace.

L'évolution de la qualité des photographies de la Terre a accompagné les grands avancements technologiques de l'ère spatiale, emblématiquement initiée avec la mise en orbite du premier satellite artificiel, le Spoutnik-1, par l'URSS en 1957. Dans le contexte de la Guerre Froide, les deux grandes puissances ont entrepris de nombreux programmes confidentiels concernant la télédétection satellitaire, dont une partie est rendue publique récemment (Cloud et Clarke, 1999; NRO, 2011). Nous ne rentrerons pas dans le détail de cette discussion, mais il est

important d'avoir conscience qu'il a toujours existé un très important décalage, technologique et temporel, entre la télédétection spatiale développée pour de buts militaires et de sécurité nationale, et celle destinée au monde civil[85].

Pour ce dernier, ce n'était qu'à la fin des années 1970 que le nombre et la variété de satellites pour l'observation de la Terre ont pris un élan significatif. Au cours de l'année 1978, le troisième[86] satellite de la série Landsat a été mis en orbite tout comme le satellite océanographique Seasat. En plus du satellite Seasat (doté d'une série de capteurs opérant principalement sur les microondes), deux autres satellites équipés de capteurs spécifiques à l'étude des océans ont été lancés en 1978 : le Nimbus-7 embarquant le capteur optique CZCS (*Coastal Zone Color Scanner*) et le Tiros-N embarquant le capteur thermique AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*).

Selon Allan (2008), l'année 1978 a marqué le début "du jour au lendemain" de l'océanographie satellitaire. Même si le satellite Seasat n'a fonctionné que pendant quelques mois, les capteurs CZCS et AVHRR (ce dernier embarqué par la suite dans d'autres satellites de la NOAA) ont transmis des données concernant la couleur et la température des océans (et des zones côtières) pendant plusieurs années de façon continue.

Au cours des années 1980, on assistait à un perfectionnement notable des capteurs optiques à bord des satellites civils. Le programme Landsat a lancé deux nouveaux satellites : Landsat-4, en 1982, et Landsat-5, en 1984. La nouveauté par rapport aux prédécesseurs de la série était le capteur TM (*Thematic Mapper*), doté de sept bandes spectrales dont la résolution spatiale était de 30 m, et la résolution radiométrique de 8 bits (contre les 6 bits pour les quatre bandes du capteur MSS).

Le lancement du satellite SPOT-1 (Satellite Pour l'Observation de la Terre) ne fut effectué qu'en 1986 ; conçu et développé par le CNES (Centre National d'Études Spatiales)[87], le capteur HRV (Haute Résolution Visible) était sensible à seulement trois bandes spectrales, il a toutefois porté la résolution spatiale à 20 m et introduit une série d'innovations technologiques à la télédétection spatiale civil (par ex. le système de dépointage et une bande panchromatique à 10 m de résolution spatiale). Les satellites SPOT-2 et SPOT-3, lancés en 1990 et 1993

[85] A titre d'exemple, nous pouvons souligner qu'en 1972, au moment du lancement du premier satellite civil conçu pour l'observation de la Terre, le ERTS-1 (*Earth Resources Technology Satellite* - rebaptisé plus tard Landsat-1), plus de 200 satellites de reconnaissance et surveillance militaire avaient déjà été mis en orbite par les services secrets des Etats-Unis ; si la résolution spatiale du capteur MSS (*MultiSpectral Scanner* - à bord d'ERST-1) était de 68 x 83 m (grossièrement la taille d'un terrain de foot), la caméra satellitaire KH-6 (programme LANYARD de la CIA) avait déjà obtenu des images avec une résolution d'environ 0,6 m en 1963. Ce niveau de détail, deux ordres de grandeur plus important que celui du capteur MSS, n'a été atteint par les capteurs civils que lors du lancement du satellite QuickBird, en 2001.

[86] Les capteurs à bord du satellite Landsat-3 étaient très similaires à ceux de ses prédécesseurs, la différence majeure a été l'ajout d'une nouvelle bande au capteur MSS, dans le domaine de l'infrarouge thermique.

[87] En plus de la France, la Suède et la Belgique ont participé également au programme SPOT.

possédaient essentiellement les mêmes caractéristiques techniques du premier satellite de la série.

L'exploitabilité de ces données satellitaires pour l'étude des eaux en milieu côtier (ou lacustre) est attestée par un nombre relativement important de publications scientifiques parues au début des années 1990. Une grande partie concernait des images MSS et TM (Forster *et al.*, 1993; Harrington Jr *et al.*, 1992; Pattiaratchi *et al.*, 1994; Tassan, 1993), tandis que d'autres études présentaient également des résultats prometteurs avec des images SPOT (Froidefond *et al.*, 1991; Lathrop et Lillesand, 1989; Ouillon *et al.*, 1997). Quelques essais à partir d'images AVHRR ont été également réalisés sur les zones côtières (Froidefond *et al.*, 1996; Stumpf *et al.*, 1993), même si la résolution spatiale assez grossière du capteur (1,1 km) le rendait beaucoup plus adapté à l'étude des océans.

Ceci était le cas aussi pour les images du capteur CZCS : malgré les mots "*Coastal Zone*" présents dans son acronyme, très peu d'applications exclusivement côtières ont pu être entreprises à partir de ces données à basse résolution spatiale (850 m). De plus, l'absence de bandes spectrales destinées aux corrections atmosphériques (dans le domaine de l'infrarouge) a rendu l'utilisation de ces images très compliquée dans les eaux présentant des propriétés optiques complexes (Doerffer *et al.*, 1999). Ce souci de correction atmosphérique a été résolu avec l'emblématique capteur optique SeaWiFS (*Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor*), lancé en 1997 et doté de huit bandes spectrales spécialement conçues pour l'étude biogéochimique des océans (Lillesand *et al.*, 2008). Cependant, même dans le réglage "zone de couverture locale (LAC)", la résolution spatiale du capteur SeaWiFS n'était que de 1,1 km.

Essentiellement orientés vers les applications terrestres, les capteurs des séries Landsat et SPOT ont encore évolué jusqu'aux débuts des années 2000. Suite à l'échec du lancement du sixième satellite de la série Landsat en 1993, la NASA n'a mis en orbite la plate-forme Landsat-7 qu'en 1999. Elle était équipée d'un nouveau capteur nommé ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) qui a cependant repris l'ensemble des bandes spectrales du capteur TM et a conservé la résolution spatiale à 30 m ; seule, la résolution du canal thermique a été améliorée, et une nouvelle bande panchromatique à plus fine résolution spatiale (15 m) fut ajoutée. Pour la part du programme SPOT, le quatrième satellite a été mis en orbite en 1998 et le cinquième en 2002. La résolution spectrale s'est enrichie à partir de SPOT-4 dont le capteur HRVIR (Haute Résolution Visible et InfraRouge) présentait une nouvelle bande sur l'infrarouge moyen, alors que la résolution spatiale et les autres trois bandes ont été conservées. Le satellite SPOT-5 a conservé les mêmes propriétés spectrales de son prédécesseur toute en affinant la résolution

spatiale à travers le nouveau capteur HRG (Haute Résolution Géometrique) qui a été amené à 10 m, en mode multispectral, et à 5 m, en mode panchromatique[88].

Les images SPOT se sont révélées particulièrement utiles à la quantification des matières en suspension dans des eaux côtières très turbides, comme par exemple celles de l'estuaire de la Gironde (Doxaran *et al.*, 2002) ou celles de la Guyane française (Froidefond *et al.*, 2004).

Les avancées dans le domaine de l'océanographie satellitaire furent également notables : de nombreux algorithmes furent développés pour l'estimation de paramètres biogéophysiques (concentration en chlorophylle-a, en sédiments en suspension, etc.) des eaux du cas 2, c'est-à-dire les eaux proches à la côte[89] (Doerffer et Schiller, 2007; Gitelson *et al.*, 2008; Gohin *et al.*, 2002; Le *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2003; Ouillon *et al.*, 2008; Petus *et al.*, 2010; Shen *et al.*, 2010b; Zhang *et al.*, 2010). Des nouveaux capteurs optiques, comme MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) et MERIS (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*), ont contribué amplement à l'amélioration des estimations biogéophysiques sur la zone côtière, leur importante richesse spectrale associée à des résolutions spatiales plus fines (entre 250 m et 1 km pour MODIS - entre 300 m et 1,2 km pour MERIS) ayant été décisives dans les progrès observés.

Cette nouvelle génération de capteurs a permis un rapprochement entre les deux grands groupes de capteurs optiques qui ont évolué dissemblablement depuis les années 1970 : d'une part, les instruments conçus pour des applications préférentiellement terrestres (occupation des sols, études sur la végétation, les structures géologiques, planification du territoire, etc.) représentés emblématiquement[90] par les satellites des séries Landsat et SPOT ; et d'autre part, les capteurs à vocation océanographique (large champ de vision, bandes spectrales définies spécifiquement en fonction des pigments, des particules et des substances présents dans l'eau).

Ce rapprochement est de grand intérêt pour l'étude des zones côtières en général, et spécialement les zones d'embouchure des fleuves, où les interactions entre les eaux fluviatiles et maritimes se produisent à de multiples échelles spatiales, par ex. dès les processus de dépôt survenant au niveau des barres d'embouchure, jusqu'aux transferts des nutriments influant sur la productivité des eaux côtières situées à plusieurs dizaines de kilomètres de la côte.

---

[88] A partir du traitement de deux images acquises simultanément par le capteur HRG il est possible de créer une image à 2,5 m de résolution spatiale en mode panchromatique.

[89] En opposition aux eaux océaniques (cas 1). Cette différentiation fut proposée originalement par Morel et Prieur (1977) : dans les eaux du cas 1, la couleur dépend essentiellement de la biomasse du phytoplancton (estimée à travers les concentrations des pigments comme la chlorophylle-a), tandis que pour celles du cas 2, la couleur résulte non seulement du phytoplancton, mais aussi des concentrations en particules minérales et en substances organiques dissoutes (souvent nommées substances jaunes).

[90] De façon non exhaustive, d'autres satellites avec des caractéristiques proches ont été lancés, par ex., par l'Inde (série IRS-1 entre 1988 et 1997) ou par l'URSS (série RESURS entre 1985 et 1998). Nous n'avons pas inclus dans ce groupe les capteurs à très haute résolution spatiale (par ex. IKONOS, QuickBird, GeoEye-1) dont le niveau de détail spatial très élevé, accompagné d'un faible champ de vision, ne représente pas un atout fondamental pour l'étude des eaux deltaïques et côtières.

Dans ce contexte, la télédétection satellitaire présente un avantage non négligeable par rapport aux techniques traditionnelles d'échantillonnage : elle rend possible la perception simultanée, et répétée, de vastes étendues. Ceci est d'autant plus important que l'instabilité caractéristique des secteurs côtiers soumis à l'influence de fleuves impose un nombre significatif de mesures in situ, réalisées avec de faibles écarts temporels, afin de restituer des informations représentatives du milieu aquatique. Dans la mesure où la répétitivité et l'inter-comparabilité des observations satellitaires sont assurées, il devient alors possible de saisir des évolutions spatiotemporelles, à partir desquelles on peut en déduire de dynamiques.

Malgré les atouts des deux grands groupes de capteurs optiques, pouvant potentiellement fournir des informations nouvelles sur les eaux du delta du Danube, ils demeurent encore assez distincts d'un point de vue technique. Par conséquent, les données satellitaires qu'ils nous livrent ne peuvent pas faire l'objet de méthodes de traitement d'images similaires. Avant de présenter les stratégies que nous avons adoptées pour faire face à ces obstacles, il convient d'aborder les bases théoriques régissant la télédétection optique dans le domaine des eaux.

2.1. Principes de la télédétection optique appliquée à l'étude des eaux

Au sens large du terme, et d'une manière officielle, la télédétection est définie comme étant "*l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci*" (Journal officiel du 22/09/2000). D'une façon plus appliquée, Bonn et Rochon (1992) considèrent que c'est à partir de mesures et d'images obtenues à l'aide de plates-formes aéroportées, spatiales, terrestres ou maritimes que cette discipline scientifique procure des informations utiles à l'observation, à l'analyse, à l'interprétation et à la gestion de l'environnement.

Au sein de notre recherche, l'utilisation d'images satellitaires a pour but principal de nous permettre de disposer d'un regard le moins fragmenté possible sur le système côtier complexe formé à l'embouchure du Danube. A différentes échelles spatiales, les données satellitaires doivent être susceptibles de nous fournir des informations utiles à l'observation et à la caractérisation des eaux du delta du Danube. Complémentairement, elles doivent permettre la détection, et si possible la discrimination, des groupements de végétaux (macrophytes) dont le développement saisonnier modifie sensiblement l'aspect des corps d'eau du delta du Danube (essentiellement les lacs mais aussi les baies et golfes sur la côte).

Les capteurs satellitaires répondant le mieux à nos objectifs de recherche sont ceux travaillant dans le domaine du spectre optique[91], plus spécifiquement dans l'intervalle allant du visible jusqu'au proche infrarouge. Pour cette raison, nous n'aborderons pas les systèmes satellitaires opérant sur les microondes (par ex. RADAR) qui présentent, certes, de nombreuses applications en océanographie et en hydrologie, mais qui ne permettent ni de quantifier ni de cartographier les sédiments en suspension, le phytoplancton ou les substances dissoutes.

Les capteurs optiques sont des radiomètres capables d'enregistrer l'énergie émise ou réfléchie depuis la surface de la Terre, ils utilisent ainsi le rayonnement électromagnétique naturel comme véhicule de l'information, et appartiennent à la catégorie des capteurs passifs. Du fait que nous nous intéressons spécifiquement à la portion du rayonnement comprise entre les longueurs d'onde du visible et du proche infrarouge, l'énergie enregistrée par ce type de capteur représente essentiellement la part du rayonnement d'origine solaire ayant été réfléchie par la surface de la Terre, dans la direction du satellite. D'autres facteurs, comme les particules et les gaz présents dans l'atmosphère, peuvent faire varier sensiblement l'énergie enregistrée par le capteur, celui-ci se situant généralement à plusieurs centaines de kilomètres de la surface qu'il observe.

L'enregistrement sélectif, mais simultané, sur plusieurs portions du rayonnement (bandes spectrales) donne origine à des images numériques multispectrales (ou multibandes)[92]. L'énergie enregistrée sur chacune des bandes du capteur varie en fonction des propriétés physico-chimiques des surfaces visées et des interactions variables qu'elles entretiennent avec les portions du rayonnement électromagnétique en question. Ainsi, la connaissance des interactions entre le rayonnement solaire et l'eau est à la base de l'interprétation des images satellitaires appartenant aux domaines du visible et du proche infrarouge.

D'une manière générale, les interactions du rayonnement solaire avec la surface de l'eau, peuvent être simplifiées par l'analyse des trajets lumineux d'un rayon solaire à l'interface air/eau (figure 53).

[91] Ce terme provient du fait que les lentilles et miroirs peuvent être utilisées pour réfracter et réfléchir cette énergie, correspondant aux longueurs d'onde situées entre 0,3 et 14 µm (l'ultra-violet, le visible, l'infrarouge proche, l'infrarouge moyen et l'infrarouge thermique) (Lillesand *et al.,* 2008).

[92] Selon Bonn et Rochon (1992) le terme multibande – employé aussi bien par rapport à un capteur qu'à une image – serait préférable à celui de multispectrale car il y a plusieurs bandes mais un seul spectre électromagnétique ; malgré son fondement logique, l'utilisation du terme multibande est très rare.

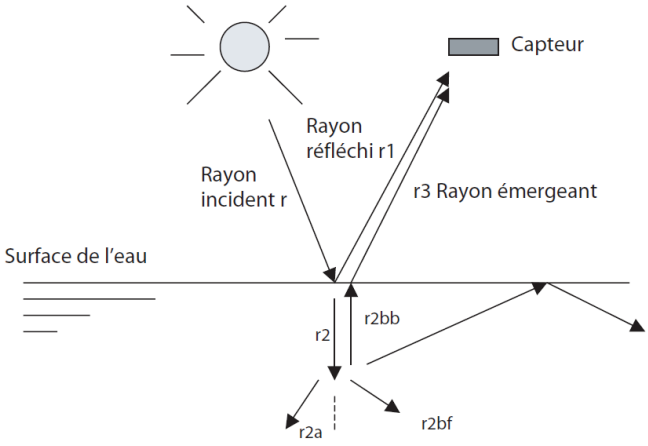


Figure 53 : Schéma général des trajets lumineux lors de l'interaction d'un rayon solaire avec la surface de l'eau. *Source : Froidefond et Doxaran (2004)*

Lorsque le rayon incident (r) atteint la surface de l'eau, une partie est réfléchie (r1), tandis qu'une autre partie est réfractée (r2) et pénètre dans l'eau. Une fraction du rayon pénétrant dans l'eau sera absorbée (r2a) et l'autre sera diffusée en fonction de la longueur d'onde ainsi que des constituants moléculaires et particulaires du milieu. Cette diffusion se fera dans toutes les directions et en partie vers la surface (r2bb), par rétrodiffusion. Si cette partie rétrodiffusée arrive à la surface avec un angle proche de la verticale, elle pourra alors émerger et se diriger vers le capteur satellitaire (r3). C'est cette portion de la lumière - rétrodiffusée en fonction des processus d'absorption et de diffusion dans l'eau, et enregistrée par le capteur satellitaire - qui porte l'information utile à l'étude de la couleur de l'eau.

Les différentes bandes spectrales du capteur enregistrent alors des quantités d'énergie variables selon les constituants particulaires et dissous présents dans l'eau ; d'un point de vue optique les trois principaux sont : les matières minérales en suspension (MES), les matières organiques dissoutes colorées (MODC) et le phytoplancton. De plus, une partie du signal émergeant de l'eau résulte des interactions du rayonnement avec les molécules d'eau et, dans certains cas (eaux très claires et peu profondes), la lumière réfléchie par le fond pourra, elle aussi, atteindre le capteur (figure 54).

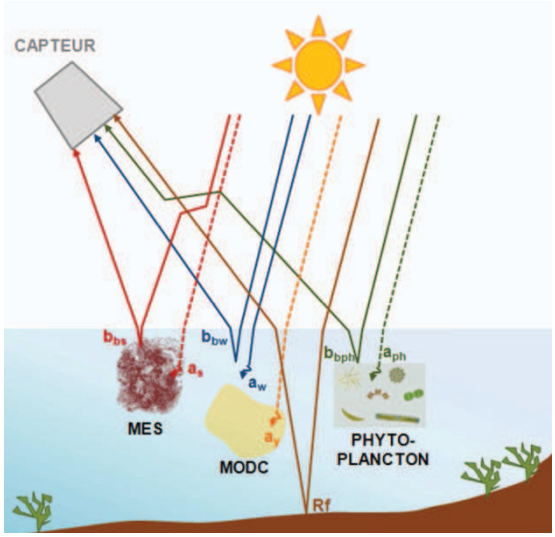


Figure 54 : Composants influençant la lumière émergeant de la surface de l'eau. *Source : Petus (2009)*

L'importance relative des composants conditionne par conséquent l'allure de la courbe spectrale des eaux et, inversement, l'analyse des courbes permet potentiellement d'estimer la contribution de chacun de ces composants. Pour ce faire, de nombreux types d'approches furent développés (empirique, analytique, semi-analytique, réseau neuronal). Le degré de précision de cette estimation sera en grande partie déterminé par la capacité du capteur satellitaire à distinguer l'information spectrale (notion de résolution spectrale).

3. Choix des données satellitaires en fonction des spécificités de la zone d'étude

Idéalement, la zone d'étude de la présente recherche correspondrait, dans un sens cartographique, à la projection de l'espace occupé par l'hydrosystème du delta du Danube et par son prolongement en mer Noire. Cependant, il n'est pas aisé d'établir de frontières cartographiques arbitraires pour isoler les eaux deltaïques des eaux fluviales, en amont, et des eaux côtières et marines, en aval. La distribution spatiale de ces eaux s'avère à la fois hétérogène et continue.

A cet effet, deux repères importants nous ont guidé dans la délimitation cartographique de l'hydrosystème deltaïque. Tout d'abord, l'apex du delta (Ceatal Izmaïl) représente le point de départ de la plaine deltaïque où le partage des eaux danubiennes s'initie effectivement. En aval de ce point, le réseau hydrographique se complexifie progressivement et les lacs occupent une place de plus en plus importante dans le paysage deltaïque. L'observation du réseau de distributeurs, et plus encore, de l'enchaînement de lacs, permet de comprendre spatialement comment se distribuent, interagissent et évoluent les eaux fluviales au sein de la plaine du delta.

Plus loin, l'ensemble des embouchures deltaïques représente un deuxième repère spatial majeur qui marque l'amplification des interactions des eaux deltaïques avec la mer Noire. Si, dans un premier temps, cette transition (delta-mer) peut paraître plus simple que la distribution imbriquée des eaux fluviales à l'intérieur de la plaine deltaïque, une analyse plus approfondie révèlera que la zone de mélange des eaux du Danube avec celles de la mer Noire se caractérise par une notoire variabilité spatio-temporelle, faisant ainsi de la délimitation de la zone d'influence du fleuve en mer une problématique à part entière.

3.1. Découpage spatial

Afin de permettre la réalisation d'analyses spatiales diverses, et ayant comme base un système d'informations géographique commun, nous avons délimité deux sous-zones d'étude (figure 55) :

A – La plaine du delta du Danube ;

B – La zone côtière du delta du Danube.

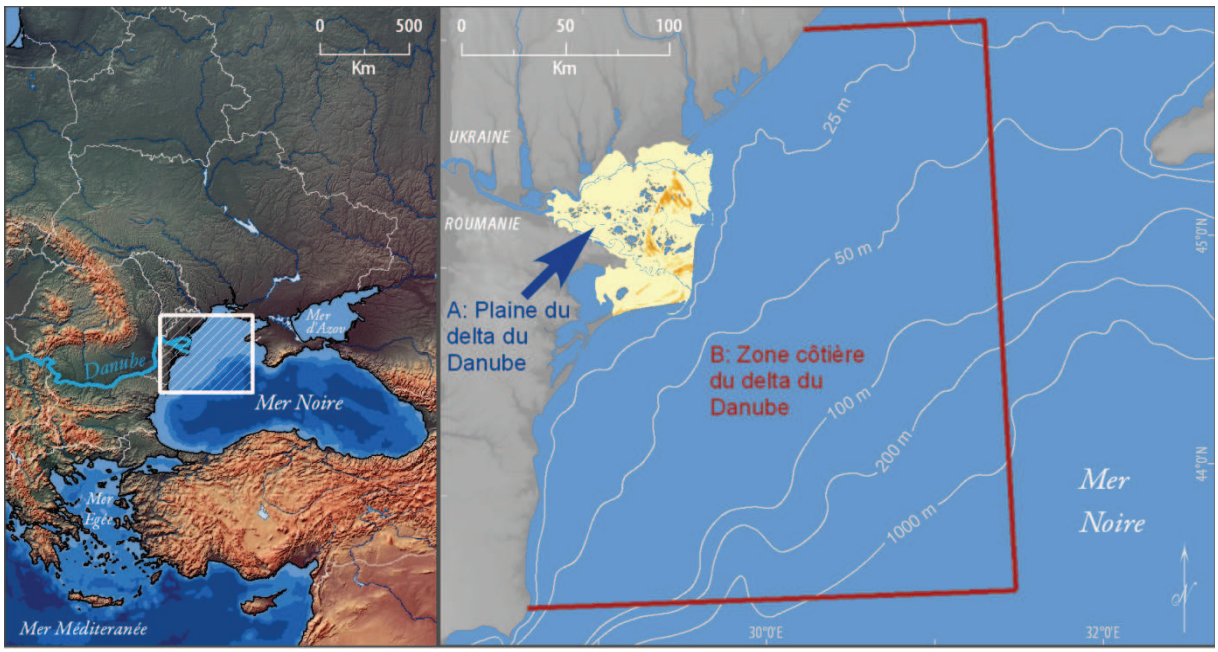


Figure 55 : Localisation des deux sous-zones d'étude (A et B) dans le contexte de la portion nord-ouest de la mer Noire.

Pour ce qui concerne la délimitation de la plaine du delta du Danube (A), nous avons utilisé les critères exposés dans le chapitre II. A l'intérieur de cette plaine d'environ 4 142 km^2, nous trouvons plus de 300 lacs de tailles et formes diverses. Leur distribution spatiale n'est pas homogène ni caractérisée par un gradient spatial marqué (par ex. de l'apex deltaïque vers le rivage) ; en réalité, la plupart des lacs se concentre notamment au sein de quatre zones

dépressionnaires. Le nom et le qualificatif utilisé pour chacune de ces zones varient selon les auteurs, et parfois plusieurs formules sont utilisées par un même auteur, les plus courantes sont : "unités hydrographiques", "sous-unités hydrographiques" "complexes lacustres", "dépressions lacustres" (Badea *et al.*, 2005; Bondar et Panin, 2001; Gâştescu et Stiuca, 2008; Oosterberg *et al.*, 2000). Nous avons opté pour la formule "sous-unité hydrographique" qui nous paraît moins restrictive, vu que les dépressions ne sont pas composées uniquement de lacs et que leurs frontières ne sont pas toujours bien marquées. Nous nous sommes servis de la délimitation spatiale ainsi que des noms proposés par Oosterberg *et al.* (2000) pour retracer les contours de ces zones dans notre SIG (figure 56).

Les sous-unités hydrographiques de la portion nord (Şontea-Furtuna et Matiţa-Merhei) sont délimitées principalement par le bras de Sulina au sud, par le bras Chilia et par les polders de Sireasa et de Pardina au nord et par la levée marine de Letea à l'est. La séparation des deux sous-unités septentrionales est peu marquée, l'élément physiographique que la détermine en majorité étant la première "boucle" (ou méandre) du tronçon fluvial connu originalement comme "le grand M" et devenu "*Dunarea Veche*" (vieux Danube) après sa coupure au XIXe siècle[93].

[93] Cf. l'historique des aménagements réalisés sur le delta du Danube présenté dans le chapitre II.

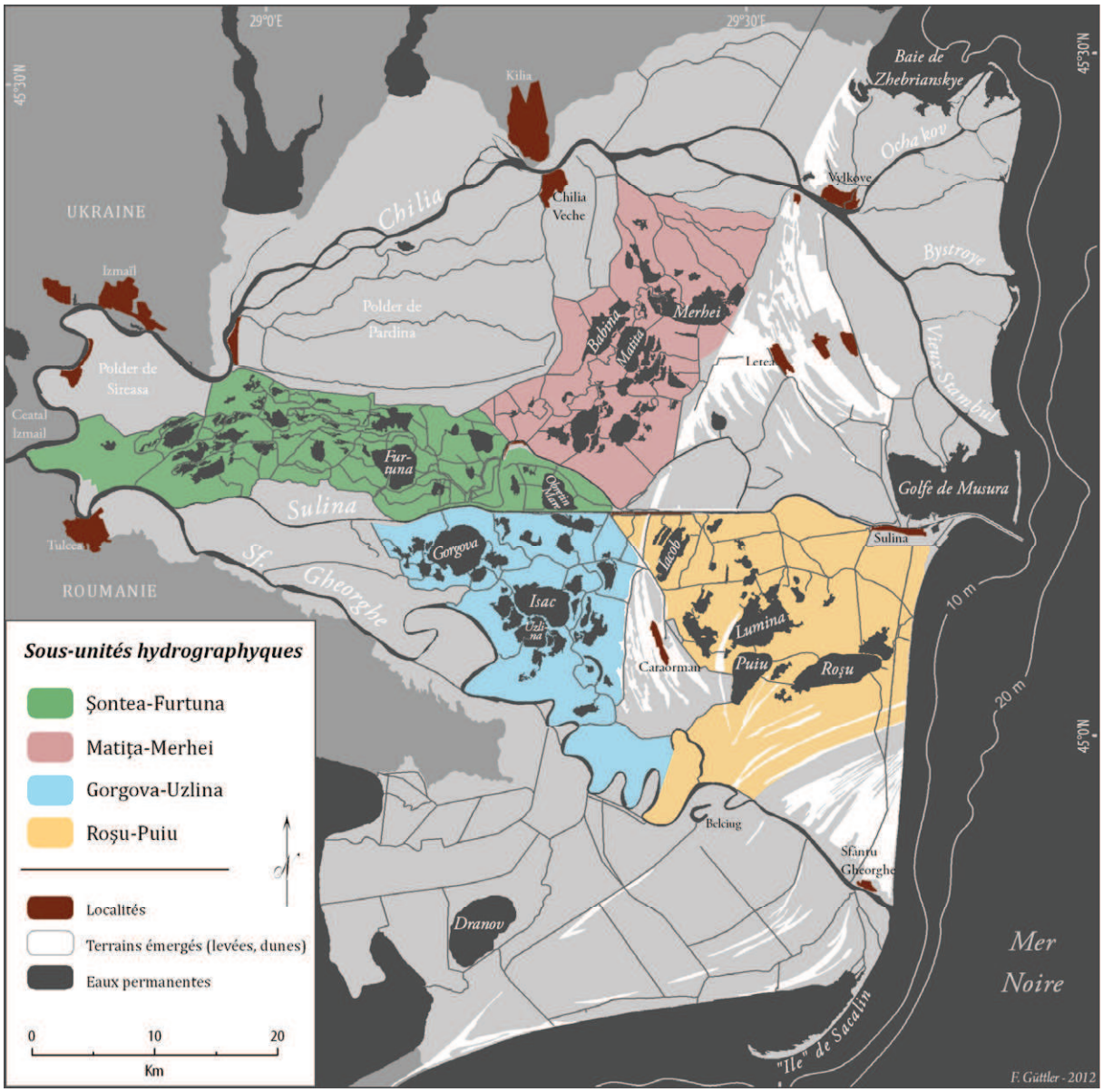


Figure 56 : Plaine du delta du Danube avec la délimitation de ses quatre principales sous-unités hydrographiques. Les frontières entre les sous-unités furent extraites d'Oosterberg *et al.* (2000).

La séparation des sous-unités de la portion sud (Gorgova-Uzlina et Roșu-Puiu) est davantage marquée par la levée marine de Caraorman, même si certains canaux construits dans le XXe siècle permettent le transit de l'eau de surface entre les deux dépressions. La limite nord des deux sous-unités méridionales est fixée par le bras de Sulina, alors que celui de Sf. Gheorghe marque la frontière sud et le rivage de la mer Noire borne le coté est.

En ce qui concerne les principales embouchures deltaïques, la ville de Vilkovo (nord-est de la plaine) marque le début du sous-delta de Chilia. En aval de ce point, les eaux traversant le principal bras danubien (55% du débit liquide) sont évacuées essentiellement par trois distributeurs, l'Ochakov (plus au nord du sous-delta), le Bistroye (au centre) et le Vieux Stambul plus au sud. Ce dernier représente également le prolongement de la frontière entre l'Ukraine et

la Roumanie, délimitée en amont par le bras de Chilia. Les deux autres bras deltaïques, Sulina et Sf. Gheorghe, ne possèdent qu'une embouchure principale, à travers laquelle ils évacuent la grande majorité de leurs volumes d'eau. Quelques distributeurs mineurs déversent toutefois une faible partie du débit du bras de Sulina directement dans le golfe de Musura. Le même constat est valable pour la baie de Sacalin qui est atteinte par des apports faibles, mais continus, issus d'un chenal prenant son origine à moins d'un kilomètre de l'embouchure du bras de Sf. Gheorghe.

L'ensemble des embouchures deltaïques signale le début de la zone côtière du delta du Danube (cf. figure 55). La délimitation de cette grande zone (carré rouge), au large, au nord et au sud des embouchures a été fondée sur l'observation de l'empreinte spatiale maximale du panache sédimentaire danubien visible sur un premier lot d'images satellitaires MERIS couvrant deux années consécutives, 2006 et 2007 (plus de détails dans la prochaine section de ce chapitre). D'une façon générale, cette zone s'étend jusqu'à environ 150 km au large des côtes deltaïques, à environ 80 km au nord de la baie de Zhebrianskye et à environ 160 km au sud de la flèche de Sacalin. Les isobathes (cf. figure 55) permettent d'observer la distribution inégale des petits fonds (< 50 m), beaucoup plus répandus sur la portion nord que sur le reste de la zone délimitée. La portion sud-est, en revanche, englobe une partie de la pente continentale de la mer Noire, où les profondeurs plongent rapidement de 100 m jusqu'à plus de 1 000 m.

En conclusion, le découpage spatial adopté a eu pour ambition de prendre en considération les eaux deltaïques dans leur intégralité, dès l'apex deltaïque, où elles peuvent être considérées comme pleinement fluviales, jusqu'à la pente continentale de portion NW de la mer Noire, où les eaux peuvent être désignées véritablement comme marines. Toutefois, l'observation effective des interactions ayant lieu tout le long de ce "continuum" spatial demeure dépendante, en premier lieu, de la temporalité des processus d'interaction existants et, en second lieu, de la capacité instrumentale et technique à les détecter. De ce fait, l'acquisition de données satellitaires a été une démarche progressive, réalisée en fonction des avancements et des besoins apparus tout le long de l'étude.

3.2. Etapes de l'acquisition de données satellitaires

D'une manière générale, l'acquisition des données satellitaires utilisées dans le cadre de ce doctorat s'est faite principalement en trois temps : un premier "lot" d'images en 2009, suivi d'un deuxième en 2010 et, enfin, d'un troisième en 2011 ; ces trois lots furent enrichis de quelques images complémentaires obtenues sporadiquement en 2012.

3.2.1. Définition d'une première période d'étude en fonction des fluctuations du niveau d'eau du Danube

Lors du début de l'étude en 2008, nous avons examiné le fonctionnement hydrique du delta du Danube à partir de la littérature spécifique disponible dans le domaine, notamment Bondar et Panin (2001), Driga (2004) et Oosterberg *et al.* (2000), de façon à déterminer une durée pertinente et une période d'analyse représentative.

Malgré certaines contradictions existant entre lesdites références, le comportement saisonnier des eaux deltaïques était toujours mis en avant, tout comme une variabilité interannuelle significative avec, d'une part, des années d'étiage prononcé et, d'autre part, des années marquées par d'importantes crues. Toutefois, les périodes traitées dans la littérature s'arrêtaient généralement dans les années 1990 et présentaient notamment des valeurs moyennées (annuelles, mensuelles, voire quelques extrêmes historiques) des débits liquides et solides du fleuve du Danube.

Cette lacune a pu être partiellement surmontée grâce à l'obtention d'une série temporelle, gracieusement mise à disposition par l'Institut National du Delta du Danube (DDNI), portant sur les niveaux journaliers du Danube, mesurés à la station de Tulcea, entre 1932 et 2008. L'analyse de ces hauteurs d'eau nous a permis de vérifier, en outre, que deux années récentes et consécutives (2006 et 2007) présentaient des fluctuations de niveau très contrastées et inhabituelles par rapport aux variations moyennes calculées à partir de ce jeu de données et en accord avec la littérature citée précédemment. La figure 57 synthétise la variabilité, enregistrée le long de ces 76 années de mesure, à travers l'indication des niveaux minimaux et maximaux pour chaque jour, ainsi que de la moyenne et de l'écart-type à la moyenne calculés sur l'ensemble de la période. Pour mieux visualiser les comportements contrastés observés en 2006 et 2007, leurs niveaux journaliers ont été également ajoutés à la figure 57.

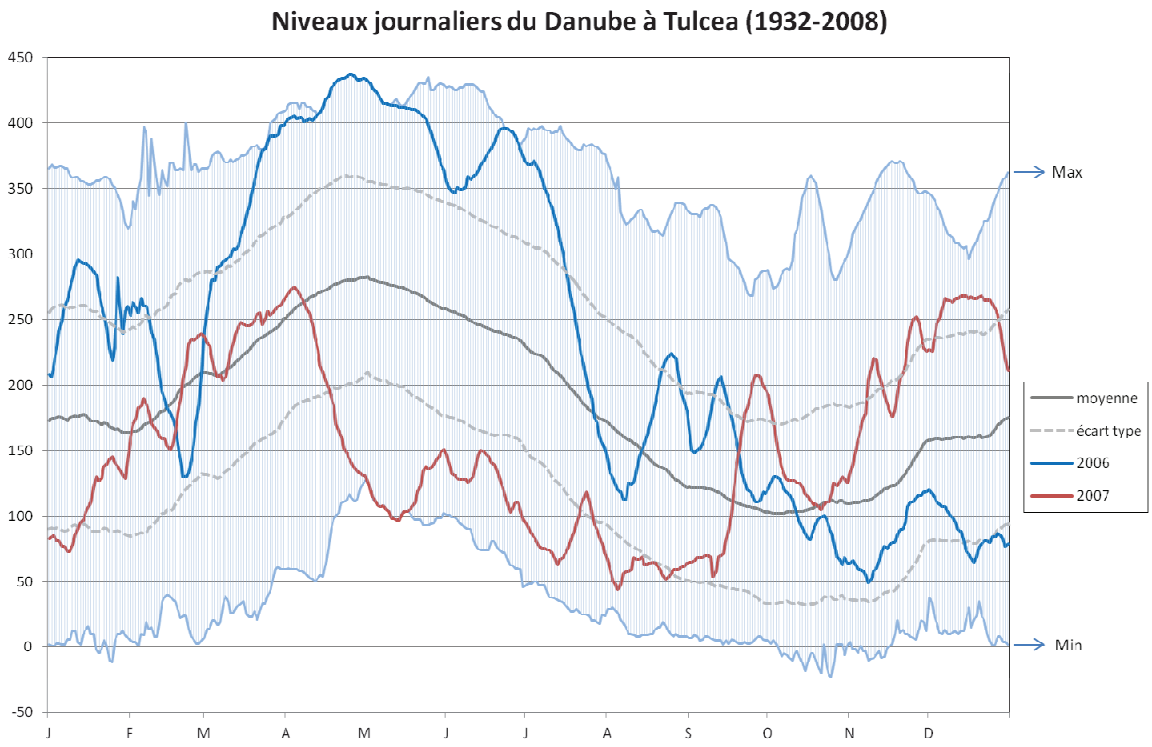


Figure 57 : Niveaux journaliers du Danube enregistrés à Tulcea entre 1932 et 2008. Mise en évidence des années 2006 et 2007, superposées à la moyenne, à l'écart type et aux valeurs extrêmes (min et max).

Dans une première analyse, le comportement saisonnier ressort bien du graphique ci-dessus. Les crues printanières sont particulièrement marquées aux mois d'avril et de mai où le niveau moyen reste au-dessus de 2,5 m. L'été est caractérisé par la chute des niveaux d'eau qui finissent pour atteindre les valeurs moyennes les plus basses (autour de 1 m) lors des mois de septembre et d'octobre. A la fin de l'automne, le niveau moyen remonte au-dessus de 1,5 m et reste à peu près stable jusqu'à février. La fin de l'hiver est ainsi caractérisée par une nouvelle ascension des niveaux qui se poursuivra pendant le printemps. En dehors de ce comportement général, le niveau enregistré pour un même jour sur différentes années présente une amplitude importante (de l'ordre de 3 m) et presque identique sur l'ensemble de l'année. L'écart-type à la moyenne présente un comportement également stable le long de l'année, compris le plus souvent entre 0,7 et 0,8 m.

Concernant les années sélectionnées, 2006 a été caractérisée par une remarquable période d'inondation étalée sur la totalité du printemps et sur la moitié de l'été. Dès le début du mois de mars, les niveaux ont dépassé la ligne de l'écart-type supérieur et ont rapidement atteint des hauteurs d'eau au-delà de 3,5 m. Cette situation s'est maintenue jusqu'à la moitié du mois de juillet. Pendant cette période, d'un peu plus de 4 mois, sur environ un tiers des jours figurent les niveaux maximaux enregistrés pour l'ensemble de la série temporelle (1932-2008). L'année 2007, en revanche, affiche une chute abrupte des niveaux printaniers dès le début du mois

d'avril. Cette chute s'est prolongée jusqu'à la moitié du mois de mai, durant lequel plusieurs jours sont devenus la référence minimale de niveau d'eau pour l'ensemble de la série temporelle. L'étiage prononcée du printemps 2007 a persisté jusqu'à la fin de l'été, et ce n'est qu'à la fin du mois d'août que les niveaux ont dépassé durablement la limite fixée par la ligne de l'écart-type inférieur.

A partir de ces observations préliminaires, mais probantes, nous avons décidé de concentrer nos efforts sur la période 2006-2007. Ceci permettrait de disposer de deux cycles saisonniers complets et consécutifs, présentant une vaste amplitude de hauteurs d'eau qui incluaient des valeurs extrêmes d'inondation et d'étiage. Afin de commander des images satellite portant sur ces deux années, une étape importante a consisté à choisir les capteurs appropriés.

3.2.2. Choix des capteurs satellitaires

La détermination d'une période d'étude relativement récente présentait également quelques avantages d'un point de vue technique, notamment à l'égard de l'utilisation possible de "nouveaux" capteurs satellitaires, présentant des évolutions techniques (postérieures à l'année 2000) importantes pour l'étude des zones côtières.

Du fait de l'hétérogénéité des dimensions des objets géographiques au sein des sous-zones d'étude, il nous semblait indispensable d'acquérir des images satellite avec différents champs de vision et à différents niveaux de précision spatiale. Le niveau de détail était particulièrement important pour la plaine du delta du Danube, avec ses bras, chenaux, canaux et lacs de largeurs et d'étendues variables (de quelques dizaines de mètres jusqu'à quelques kilomètres). Un champ de vision large, en revanche, était primordial pour la zone côtière où le panache sédimentaire danubien s'étend régulièrement sur quelques dizaines de kilomètres au large des embouchures deltaïques.

Parmi les instruments proposés dans le marché, et plus spécifiquement ceux dans le domaine de l'optique que nous avions la possibilité d'acquérir[94], deux capteurs ont été choisis, dans un premier temps :

- MERIS (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*), à bord du satellite ENVISAT lancé en 2002 par l'Agence Spatiale Européenne (ESA)
- AVNIR-2 (*Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type-2*), à bord du satellite ALOS lancé en 2006 par l'Agence Spatiale Japonaise (JAXA)

[94] En fonction notamment des programmes de recherche associés à ce sujet de thèse et aux coûts d'acquisition.

Le capteur MERIS s'adaptait particulièrement bien à la zone côtière du delta du Danube puisqu'il allie, dans le réglage *"full resolution"*, un champ de vision de 582 x 650 km à une résolution spatiale au nadir de 260 x 290 m (cette résolution sera généralisée par la suite comme étant de 300 x 300 m). La figure 58 (page suivante) permet de visualiser l'empreinte spatiale d'une scène MERIS et le niveau de détail sur le delta du Danube. De plus, ce capteur se prête particulièrement bien à l'étude des eaux côtières du fait que ses 15 bandes spectrales (disposées du visible au proche-infrarouge) ont été spécialement conçues pour saisir la "couleur de la mer". Cette couleur de la mer est sélectivement enregistrée par MERIS, et il est possible de la convertir en d'autres paramètres, tels que la concentration en chlorophylle-a ou la concentration de sédiments en suspension. Le tableau 7 apporte plus de détails sur la spécificité des bandes spectrales de MERIS à l'étude des eaux côtières :

Tableau 7 : Les bandes spectrales du capteur MERIS et ses applications.
Source : ESA (2011)

Bande	*λ centrale (nm)*	*Largeur (nm)*	*Applications*
1	412,5	10	Substances jaunes et pigments des détritus
2	442,5	10	Max. d'absorption de la chlorophylle
3	490	10	Chlorophylle et autres pigments
4	510	10	Sédiments en suspension, marées rouges
5	560	10	Min. d'absorption de la chlorophylle
6	620	10	Sédiments en suspension
7	665	10	Absorption et référence de fluorescence de la chl.
8	681,25	7,5	Pic de fluorescence de la chlorophylle
9	708,75	10	Référence de fluorescence, corrections atmosphériques
10	753,75	7,5	Végétation, nuages, référence pour l'absorption d'O_2
11	760,625	3,75	Absorption d'O_2 – branche R
12	778,75	15	Corrections atmosphériques
13	865	20	Corrections atmosphériques
14	885	10	Végétation, référence pour la vapeur d'eau
15	900	10	Vapeur d'eau

D'un point de vue plus appliqué, nombre d'études récentes attestent la pertinence et l'applicabilité de ce capteur pour l'étude d'une grande variété de zones côtières en Europe et dans le monde (Doerffer et Schiller, 2007; Gitelson *et al.*, 2008; Gohin, 2011; Shen *et al.*, 2010a).

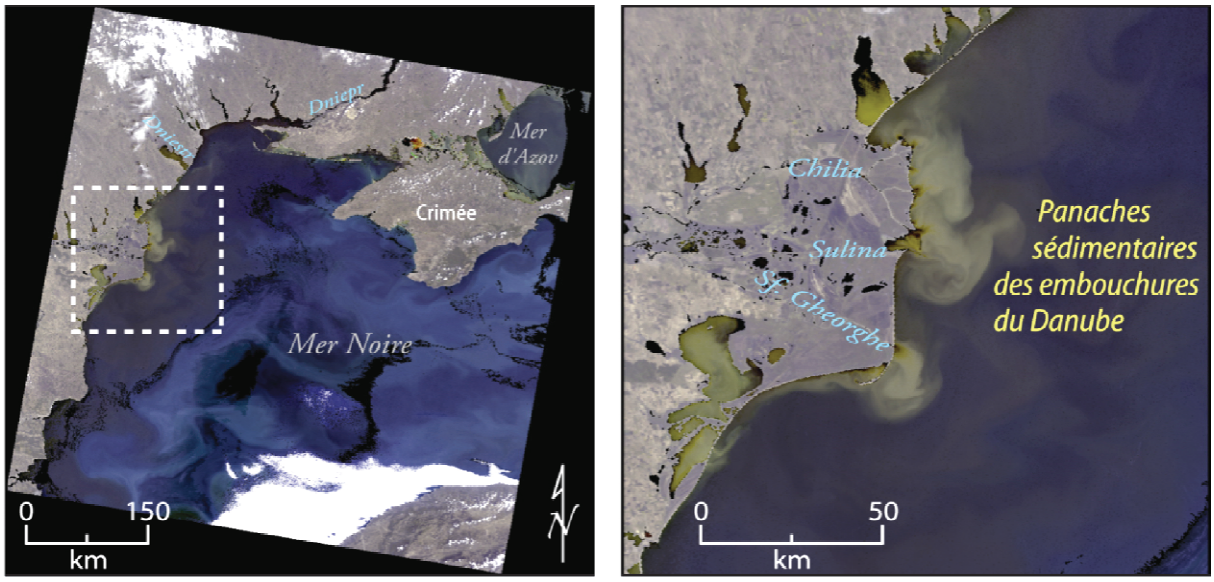


Figure 58 : Restitution graphique en "vraies couleurs" (*Tristimulus*) d'une scène MERIS (*Full resolution-level2*) acquise dans des conditions météorologiques optimales lors du 23 mai 2006. L'image permet une observation nette des panaches sédimentaires issus des principales embouchures du delta du Danube (cf. l'aperçu à droite).

En ce qui concerne le capteur AVNIR-2, doté de quatre bandes spectrales (trois dans le visible et une dans le proche-infrarouge), la résolution spatiale de 10 x 10 m se prêtait bien aux objets d'intérêt sur la plaine deltaïque. Selon Girard et Girard (2010), pour qu'un objet quelconque puisse être détecté sur une image satellite, les dimensions des pixels de celle-ci doivent être inférieures ou semblables aux dimensions de l'objet recherché. Si l'on prend en compte les dimensions de plus petits objets d'intérêt sur la plaine deltaïque – les cours d'eau – nous observons que :

- les trois bras possèdent une largeur moyenne de 200 à 400 m, avec des valeurs extrêmes de l'ordre de 850 m, sur la section du bras de Chilia située à la proximité de la ville de Vilkovo, et d'environ 120 m, sur les sections les plus étroites du bras de Sulina ;
- la largeur des distributeurs à l'intérieur des sous-unités hydrographiques est très variable, le plus large étant le canal de Crişan-Caraorman (80-90 m), suivi par certaines sections du chenal de Şontea, où des valeurs semblables peuvent être vérifiées, même si la largeur du chenal demeure le plus souvent voisine de 30-40 m. Le canal de Mila 35, à son tour, présente une largeur assez régulière de 50 m. D'autres rares cours d'eau, comme celui de Perilovca ou encore celui de Eracle-Lopatna, dépassent par endroits les 50 m de largeur ;
- enfin, certains cours d'eau également importants, comme celui de Litcov, Uzilina et Craniala, présentent des largeurs plus constantes, mais sensiblement plus modestes (20-

25 m), les autres cours d'eau existant à l'intérieur des sous-unités hydrographiques dépassent rarement une vingtaine de mètres de largeur.

Toutefois, en pratique, surtout quand on s'intéresse à des espaces aquatiques, le niveau de résolution exigé pour détecter un objet n'est pas suffisant pour le caractériser. Du fait que la grille constituée par le positionnement des pixels sur la zone étudiée est entièrement arbitraire et que, par conséquent, les limites des objets sur le terrain ne seront d'aucune manière liées aux limites des pixels entre eux, il est très commun de voir apparaître des pixels "mixtes" d'un point de vue spectral, parfois nommés "mixels"[95]. Ainsi, pour le cas des cours d'eau du delta, nous avons convenu que la taille du pixel doit être au moins trois fois plus petite que la largeur de l'objet afin de pouvoir caractériser ce dernier. Autrement dit, une image AVNIR-2 permet la détection de voies d'eau très étroites (de l'ordre de 10 m), mais une caractérisation quelconque portant sur la qualité de l'eau n'est envisageable que pour les voies de plus de 30 m de largeur.

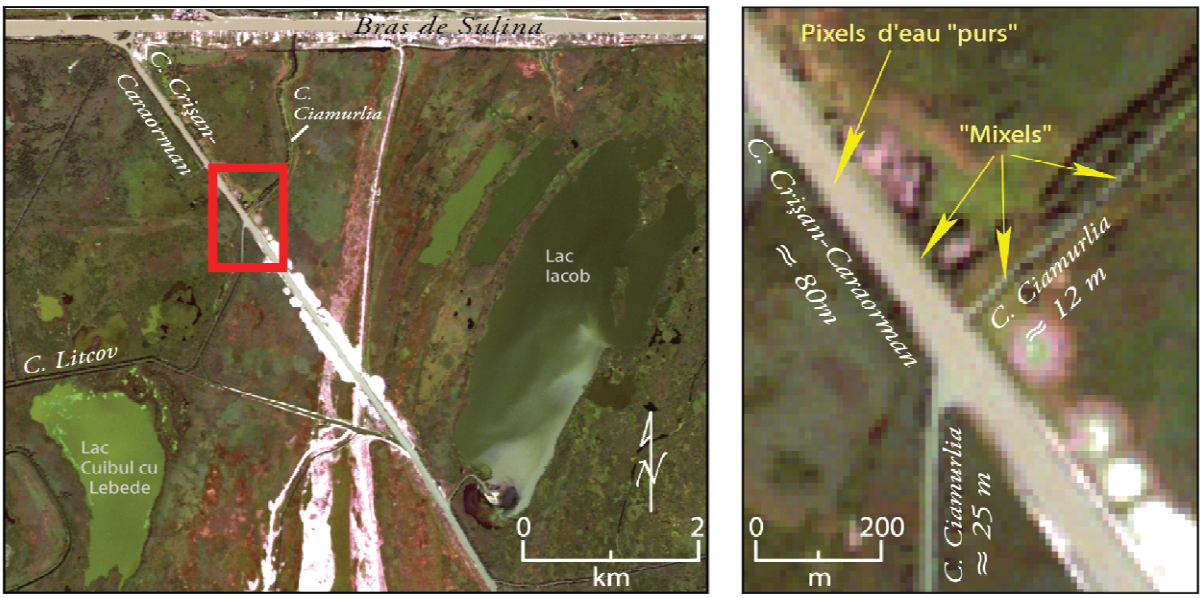


Figure 59 : Exemple des limites de détection et de caractérisation des objets d'intérêt sur la plaine du delta du Danube. Aperçus issus d'une composition colorée en vraies couleurs d'une image AVNIR-2 du 17 septembre 2007.

La figure 59 permet d'apprécier le potentiel des données AVNIR-2 pour caractériser les objets d'intérêt sur la plaine deltaïque. Concernant les lacs (cf. l'aperçu de gauche), nous pouvons observer tout d'abord une distinction remarquable entre les eaux "vertes", présentes sur le lac Cuibul cu Lebede, indicatrices d'une biomasse massive de phytoplancton, par opposition à celles du lac Iacob qui dénoncent, à travers un gradient bien marqué, l'apport en eaux turbides assuré par un distributeur connecté au canal Crişan-Caraorman. La résolution

[95] Appellation adoptée par Girard et Girard (2010), en anglais l'expression "mixed pixels" est plus souvent employée, comme par exemple sur l'ouvrage de référence de Lillesand *et al.*(2008).

spatiale est tout à fait satisfaisante au regard de la taille des lacs et la richesse spectrale permet désormais une première caractérisation de la qualité de l'eau sans aucun traitement spécifique d'image.

De même, les cours d'eau majeurs, comme c'est le cas du bras de Sulina et du canal Crişan-Caraorman, peuvent être aisément analysés puisque, malgré la présence de mixels sur les berges (cf. aperçu de droite sur la fig. 59), une largeur considérable de pixels "purs" reste disponible. Pour les voies d'eau plus étroites la caractérisation devient plus délicate, comme l'illustre l'exemple du canal Ciamurlia. Sur sa portion sud, même si l'on peut avoir une idée approximative de l'aspect turbide de l'eau, la largeur du canal, de l'ordre de 25 m, n'est pas entièrement satisfaisante pour assurer une continuité de pixels "purs" dont la réponse spectrale ne provient pas exclusivement des eaux. Sur la portion nord du canal, la largeur étant seulement d'une douzaine de mètres, le canal ne peut être alors que détecté. Toutefois, même sa détection devient floue lorsque les houppiers de la végétation riparienne cachent une partie de la surface d'eau (cf. portion la plus éloignée au NE de l'intersection). Dans ce cas, le repérage du tracé du canal s'inspire plutôt du contexte environnant (végétation riparienne et continuité logique du cours d'eau) que de la réponse spectrale de l'objet proprement dit.

En dépit des atouts présentés par le capteur AVNIR-2, la quantité d'images disponible sur le delta du Danube s'est révélée très faible. En effet, pour l'ensemble de la période choisie (2006-2007), seulement deux images exploitables ont pu être commandées. Cela s'explique en partie par le cycle orbital du satellite qui est relativement long (46 jours) ; cependant, lors de chaque cycle complet, deux orbites recensent partiellement la plaine deltaïque (champ de vision au sol de 70 km), réduisant ainsi le temps de revisite de la zone d'étude à environ 23 jours. Dans une estimation théorique où les conditions météorologiques seraient favorables lors de 50 % des passages, ce capteur aurait pu fournir entre 7 et 8 images du delta du Danube par an, ce qui semblerait tout à fait adapté à une analyse prenant en compte les variations saisonnières. En réalité, le nombre d'images disponibles[96] par an (depuis le lancement du satellite jusqu'à 2011 quand l'appareillage est tombé en panne) a oscillé entre 1 et 2 seulement. Ainsi, afin de disposer d'un nombre suffisamment important d'observations par an, nous avons également acquis des images provenant de capteurs plus classiques[97] :

- HRVIR (Haute Résolution Visible et Infrarouge), à bord du satellite SPOT-4, lancé en 1998 par le CNES ;
- TM (*Thematic Mapper*), à bord du satellite Landsat-5, lancé en 1984 par la NASA ;

[96] A partir du moteur de recherche de la JAXA et également à travers l'ESA (EOLI-SA).
[97] Les caractéristiques techniques de ces capteurs classiques ont déjà été brièvement énoncées lors de la section 2 de ce chapitre.

- ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), à bord du satellite Landsat-7, lancé en 1999 par la NASA.

Dans le but de comparer les principales caractéristiques de l'ensemble de capteurs utilisés, leurs résolutions spatiales et spectrales ainsi que leurs champs de vision sont exposés simultanément sur les figures 60, 61 et 62 (le capteur ETM+ ne figure pas sur ces comparaisons du fait de sa similarité avec le capteur TM).

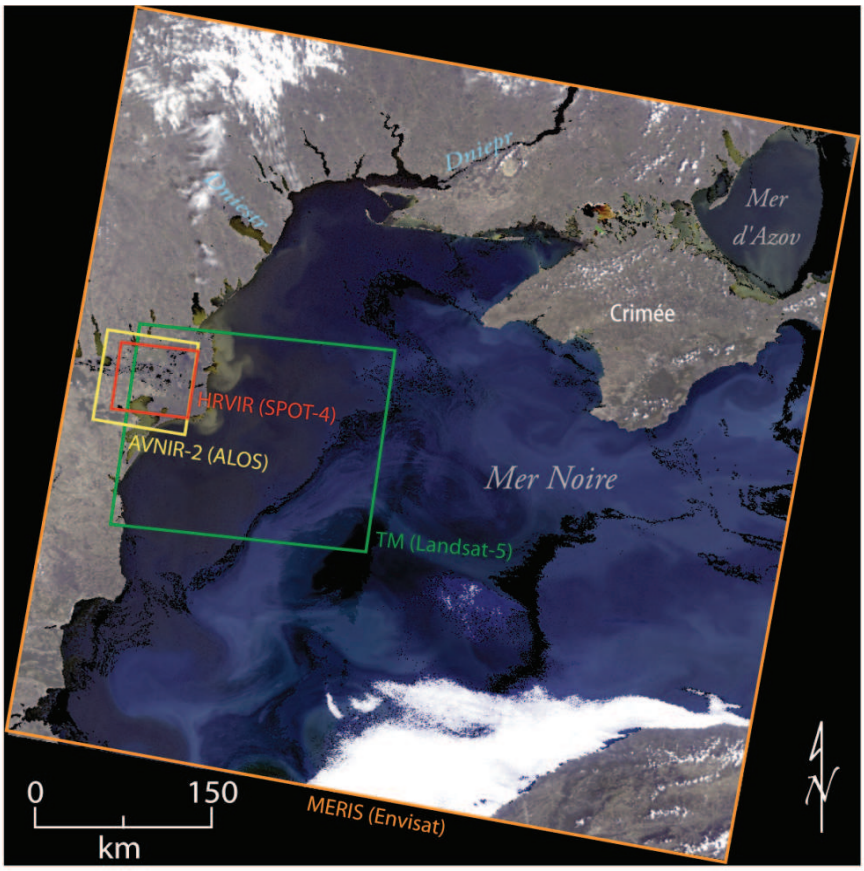


Figure 60 : Reconstitution graphique de l'empreinte réelle au sol (champ de vision) de la scène de chacun des capteurs satellitaires utilisés. L'image MERIS utilisée à titre d'exemple date du 23 mai 2006.

Mis à part le champ de vision de MERIS (déjà discuté précédemment), la figure 60 montre que l'empreinte au sol pose quelques contraintes à l'égard d'une observation globale du delta du Danube à partir des capteurs à haute résolution spatiale. Le capteur choisi au départ, AVNIR-2, présente un assez bon compromis entre champ de vision (70 km) et taille de pixel (10 m). Les images TM et ETM + recouvrent une zone beaucoup plus large (≈ 185 km), ceci compense quelque part la plus faible résolution spatiale (30 m) de ces appareils. Le capteur HRVIR, en revanche, se révèle être le moins adapté à la zone d'étude puisque, malgré sa résolution spatiale intermédiaire (20 m), son champ de vision est le plus réduit (60 km).

La combinaison du champ de vision avec le positionnement des orbites satellitaires ne permet à aucun des quatre capteurs à haute résolution d'inventorier l'ensemble de la plaine deltaïque à travers une seule image (scène). La figure 61 montre l'emplacement des scènes régulières disponibles pour les quatre capteurs (le champ de vision du capteur ETM+ est très proche de celui affiché pour le TM).

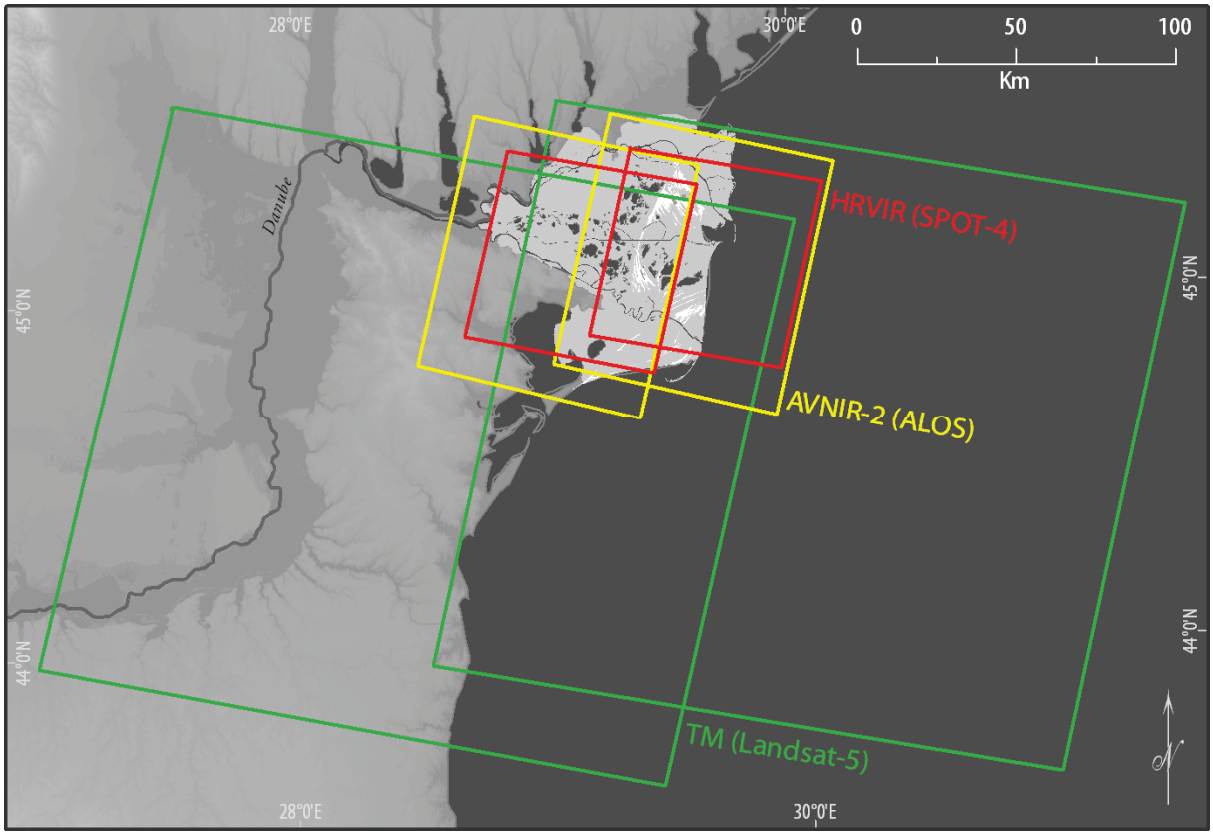


Figure 61 : Emprise au sol des scènes à haute résolution spatiale selon l'orbite du satellite sur la plaine du delta du Danube. Pour chacun des capteurs, il est possible de considérer deux orbites, une occidentale et une orientale (cette appellation s'applique également aux scènes respectives).

A partir de la disposition spatiale des scènes (cf. figure 61), nous pouvons observer que, malgré le recouvrement partiel systématique, la majorité des lacs de la plaine deltaïque est représentée dans n'importe quelle scène capturée. Certains lacs situés plus en périphérie de la plaine sont, par conséquent, moins souvent répertoriés (par ex. Roşu et Roşulet) toute comme la dépression Şontea-Furtuna qui ne peut être entièrement représentée qu'à partir des orbites occidentales.

Concernant les images MERIS, plusieurs orbites du satellite Envisat autorisent l'enregistrement de la zone côtière du delta du Danube, quoique, sur certaines le recouvrement est partielle. Dans ces cas, l'acquisition de l'image n'a été effective qu'à condition que plus de la

moitié de la zone côtière soit répertoriée et que l'intégralité des embouchures deltaïques figure sur la scène.

Si, c'est le champ de vision du capteur qui permet l'observation complète ou partielle des objets et phénomènes d'intérêt, ce sont les résolutions spatiales et spectrales qui définissent les limites de détection et de caractérisation des objets. La figure 62 fournit une base pour la comparaison des capteurs selon ces deux résolutions.

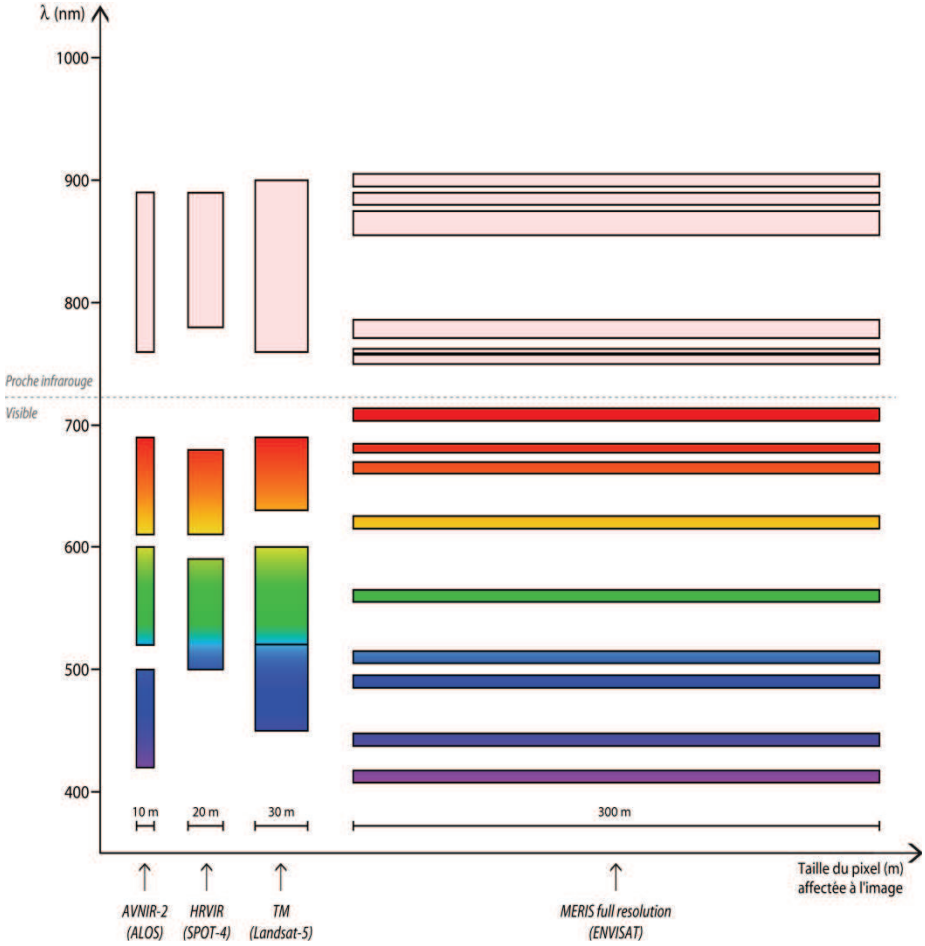


Figure 62 : Représentation graphique (proportionnelle) des résolutions spectrales et spatiales des capteurs optiques utilisés dans la présente recherche (AVNIR-2, HRVIR, TM et MERIS).

L'analyse de la figure 62 permet de faire ressortir rapidement deux grands groupes de capteurs en fonction de leurs résolutions spatiales et spectrales. D'une part, le capteur MERIS doté d'une très grande richesse spectrale, mais d'une résolution spatiale nettement plus grossière et, d'autre part, les trois autres capteurs caractérisés par une plus fine résolution spatiale, mais dont le nombre de bandes spectrales[98] est réduit (3 ou 4).

[98] Les bandes dans l'intervalle de l'infrarouge moyen et de l'infrarouge thermique n'ont pas été prises en compte.

Les appellations pour les différents types d'images satellite varient en fonction des auteurs. Concernant la richesse spectrale, les capteurs AVNIR-2, HRVIR, TM et EMT+ appartiennent sans doute à la catégorie des capteurs multispectraux. Le capteur MERIS, avec ses 15 bandes d'une largeur spectrale d'environ 10 nm, pourrait être considéré comme un capteur hyperspectral par certains auteurs. Toutefois, à l'instar de la plupart d'ouvrages de référence (Caloz et Collet, 2001; Lillesand *et al.*, 2008), nous réserverons le terme hyperspectral aux capteurs[99] acquérant des images sur quelques dizaines de bandes spectrales, ainsi nous considérons le capteur MERIS comme étant un capteur multispectral.

A l'égard de la résolution spatiale, les termes "moyenne résolution", "haute résolution" ou "très haute résolution" sont utilisés de façon assez variable selon l'auteur, la date de parution de la référence et son domaine d'application. Dans la présente recherche, nous utiliserons arbitrairement ces termes en fonction de plages de dimension de pixel, comme suit :

a) Basse résolution → supérieur à 800 m (par ex. : SeaWiFS, CZCS, AVHRR)

b) Moyenne résolution → entre 30 et 800 m (par ex. : MERIS, MODIS[100], MSS)

c) Haute résolution → entre 5 et 30 m (par ex. : AVNIR-2, HRVIR, TM, ETM+)

d) Très haute résolution → inférieur à 5 m (par ex. : IKONOS, GeoEye-1, Pleiades-1)

En prenant en compte la période 2006-2007, au total 37 images satellite ont été acquises. A l'intérieur de ce lot, figuraient 16 images à moyenne résolution spatiale (MERIS) et 21 images à haute résolution spatiale (AVNIR-2, HRVIR, TM et ETM+). La sélection et la commande des images ont été réalisées en partie sur le logiciel de l'ESA "EOLI-SA" (pour les images MERIS, AVNIR-2 et HRVIR) et en partie sur l'outil en ligne "Earth Explorer" de la NASA/USGS (pour les images TM et ETM+).

3.2.3. Élargissement de la période d'étude et du nombre d'images satellitaires

Les analyses réalisées sur le premier lot d'images (2006-2007) ont suscité une série de questionnements à propos de l'interprétation des évolutions spatiales observées à partir de ces données. Du fait qu'il s'agissait de deux années "atypiques" à l'égard des fluctuations hydrologiques, il était délicat d'en tirer des conclusions sur l'importance relative des phénomènes dynamiques spatialement identifiées. Il nous semblait important de disposer d'une

[99] Par exemple le capteur Hyperion (EO-1) ou le capteur CHRIS (Proba).
[100] Les sept premières bandes spectrales de MODIS présentent des résolutions de 250 x 250 m ou 500 x 500 m, les autres 29 bandes toutefois présentent une résolution spatiale de 1 x 1 km.

période complémentaire d'étude où la variabilité hydrologique était plus proche des valeurs moyennes.

Parmi les années récentes (depuis 2000), trois années ont présenté des fluctuations voisines à la moyenne historique : 2004, 2008 et 2009. Nous avons ainsi décidé d'élargir notre période d'étude avec l'ajout des années 2008 et 2009. Ce choix a été motivé par la possibilité de garder la continuité avec la période antérieure 2006-2007, de pouvoir disposer d'images AVNIR-2 (satellite ALOS lancé en 2006) et, enfin, d'associer davantage les observations de terrain (détaillées à la fin de ce chapitre) aux analyses par télédétection. La figure 63 illustre le comportement hydrologique des années 2008 et 2009 dans le contexte de la variabilité journalière enregistrée sur la période 1932-2009.

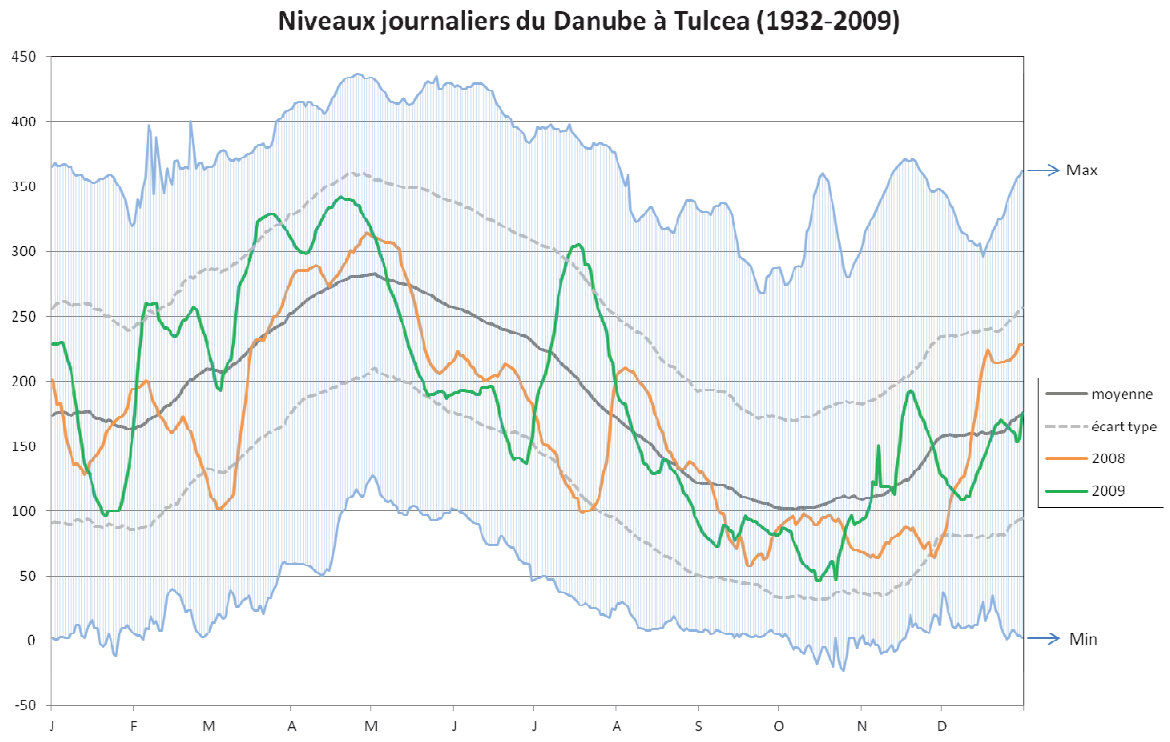


Figure 63 : Niveaux journaliers du Danube enregistrés à Tulcea entre 1932 et 2009. Mise en évidence des années 2008 et 2009, superposées à la moyenne, à l'écart-type et aux valeurs extrêmes (min. et max.).

Les fluctuations de niveau d'eau enregistrées pour les années 2008 et 2009 (cf. figure 63) ont été d'une amplitude nettement inférieure à celles observées pour 2006 et 2007 (cf. figure 57). Aucun niveau extrême n'a été atteint et la grande majorité des variations observées s'est produite entre les seuils supérieurs et inférieurs de l'écart-type. Cependant, d'une manière générale, les niveaux de 2008 ont été plus faibles que ceux de 2009. A cet effet, il est possible de noter qu'à trois reprises le niveau d'eau est tombé en dessous du seuil inférieur fixé par l'écart-type en 2008 contre une seule en 2009. Inversement, le seuil supérieur de l'écart type a été

franchi à trois reprises le long de l'année 2009, mais jamais en 2008. Tous ces franchissements (des seuils supérieurs et inférieurs) ont été de faible magnitude (rarement au-delà de 20 cm d'écart du seuil) et de courte durée (environ 2 semaines).

L'acquisition d'images satellite pour ces deux années a été entreprise d'une manière quelque peu distincte de celle relative à la première période d'analyse. En effet, le nombre d'images a été plus important, 48 (contre 37 pour 2006-2007) et nous avons surtout privilégié une répétitivité plus élevée pour les images MERIS le long de l'année 2008. La quantité de scènes exploitables pour cette année était supérieure à celle des autres années, avec l'avantage de disposer d'une notable continuité temporelle, même pour les mois d'hiver quand les conditions météorologiques sont souvent défavorables à l'observation satellitaire passive. Ainsi, pour l'ensemble de la période 2006-2009, un total de 85 images a été acquis, dont 52 à moyenne résolution spatiale (MERIS) et 33 à haute résolution spatiale (AVNIR-2, HRVIR, TM et ETM+).

Cette série d'images contemporaines (2006-2009) a été complétée par trois images TM de 2010, utilisées notamment pour des fins de validation méthodologique (cf. chapitre IV), ainsi que deux de 2011, déjà exploitées à plusieurs reprises dans le chapitre II et qui nous ont permis de dresser la situation actuelle de la plaine deltaïque. En plus des images satellitaires, nous avons complété notre jeu de données avec des produits hebdomadaires "chlorophylle-a" (2006-2008), calculés à partir d'images SeaWiFS et MODIS pour l'ensemble de la mer Noire, et mis à disposition par l'IES-JCR[101].

3.2.4. Images satellitaires historiques

De manière à pouvoir effectuer des analyses diachroniques diverses, comme par exemple les évolutions spatiales de la plaine et du rivage deltaïque présentées dans le chapitre II, une quantité importante d'images anciennes de la série Landsat (MSS, TM et ETM+) a été acquise. Ce lot compte 62 images et couvre la période comprise entre 1972 et 2005 (annexe 1).

Un peu moins de la moitié des images historiques dont nous disposons furent acquises par le capteur MSS (*MultiSpectral Scanner*), qui présente des caractéristiques spectrales et spatiales assez différentes de capteurs TM et ETM+. Sa résolution spatiale est d'environ 80 m, contre 30 m pour les deux autres ; ses quatre bandes spectrales sont juxtaposées entre 0,5 nm (vert) et 1,1 nm (proche infra-rouge). En revanche, le champ de vision est similaire entre les trois capteurs (≈ 185 km).

[101] *IES (Institute for Environment and Sustainability) – JCR (Joint Research Centre),* produits *ocean colour* disponible sur : http://oceancolour.jrc.ec.europa.eu/

En appui aux données satellitaires, nous nous sommes investi par la suite dans l'obtention de données *in situ*. Une partie de ces données a été acquise directement sur le terrain, alors qu'une autre partie a été compilée à partir de données demandées auprès d'un certain nombre d'institutions, centres et réseaux internationaux.

4. ACQUISITION DE DONNÉES NON-SATELLITAIRES

4.1. Mise en place d'une base de données hydrologiques et météo-océanographiques récente

Afin de permettre une exploitation pertinente des images satellite, nous avons réalisé une récolte sélective des données météorologiques, hydrologiques et océanographiques disponibles sur la zone d'étude. Cette procédure avait notamment pour objectifs de :

- contextualiser les images acquises, de manière à retrouver rapidement quelles étaient les conditions environnementales lors de chaque prise de vue ;
- constituer une référence fiable et détaillée (dès que possible à partir de données "primaires") pour l'ensemble de la période d'étude (2006-2009) ;
- disposer d'un certain nombre de mesures sur le terrain susceptibles de contribuer à l'analyse et à la vérification des résultats issus des traitements d'image.

La recherche de ces données s'est faite progressivement, tout au long du doctorat, et auprès de différentes établissements. Si certaines démarches n'ont malheureusement pas abouti, la plupart des données recherchées a été, au moins partiellement, obtenue.

4.1.1. Données hydrologiques

Les données hydrologiques acquises concernent particulièrement la plaine deltaïque et ont émané de cinq différentes stations de mesure, comme l'illustre la figure 64.

Les séries temporelles de données hydrologiques obtenues sont les suivantes :

a) le **niveau d'eau journalier** du fleuve, mesuré à *Tulcea,* de 1932 à 2011 ;

b) le **débit liquide journalier** du Danube**,** mesuré à *Ceatal Izmail,* de 1931 à 2008 ;

c) le **débit liquide journalier** des trois bras**,** mesurés aux trois stations du réseau ICPDR (*Vilkovo, Sulina et Sf. Gheorghe*), de 1997 à 2007 ;

d) la concentration en **sédiments en suspension et la température de l'eau,** mesurés environ une fois par mois aux trois stations du réseau ICPDR, de 1997 à 2008 ;

e) la **biomasse de phytoplancton** (concentration en chlorophylle-a), mesurée entre deux et trois fois par an aux trois stations du réseau ICPDR, de 2005 à 2008.

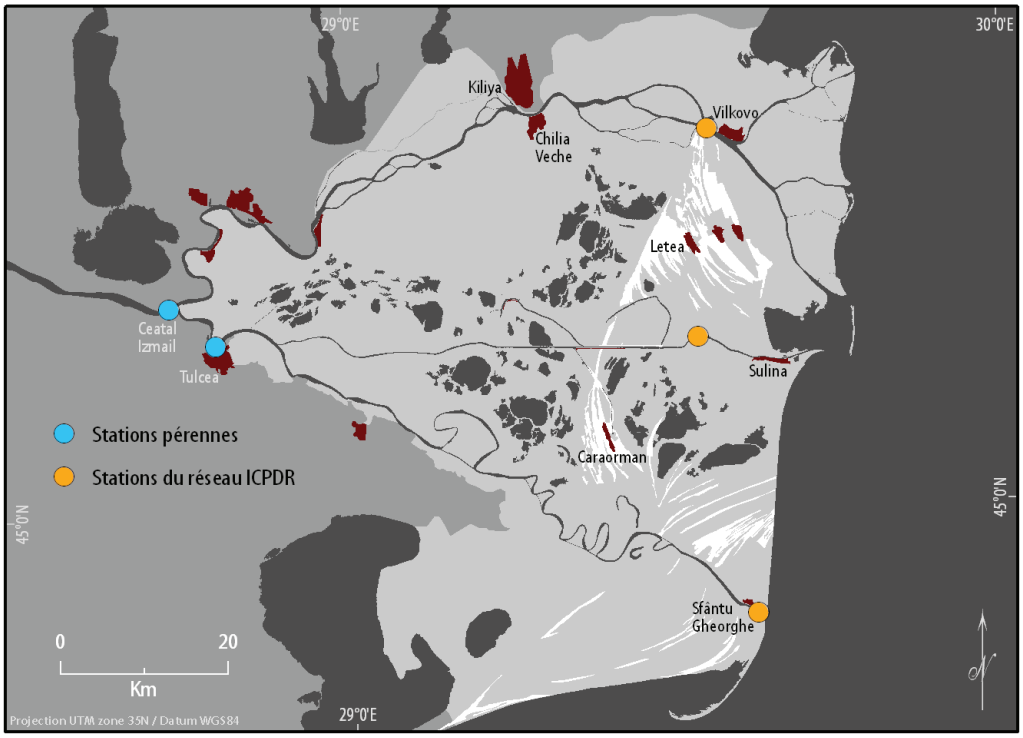


Figure 64 : Localisation des stations hydrologiques sur la plaine du delta du Danube.

La série de données "a" a été gracieusement transmise par l'INDD (Institut National du delta du Danube - Roumanie), tout comme la série "b" l'a été par le GRDC (*Global Runoff Data Centre* - Allemagne). Les séries "c", "d" et "e" ont pu être téléchargées à partir de la base de données de l'ICPDR (*International Commission for the Protection of the Danube River* - Autriche) après l'accord de ladite commission.

4.1.2. Données océanographiques et météorologiques

La quantité de données disponible sur la zone côtière était sensiblement plus réduite que sur la plaine deltaïque et la périodicité des observations n'est pas régulière. La totalité de données collectées sur la mer Noire a été gracieusement expédiée par l'INCDM (*National Institute for Marine Research and Development "Grigore Antipa"* - Roumanie) à travers l'infrastructure numérique paneuropéenne *SeaDataNet.* Ces données correspondent à des prélèvements et mesures réalisés lors de missions océanographiques opérées au large de la côte roumaine entre 2006 et 2009. Il est important de noter que le nombre et la localisation des points de mesure

(figure 65) varient selon la variable choisie (profondeur Secchi, sédiments en suspension, chlorophylle-a).

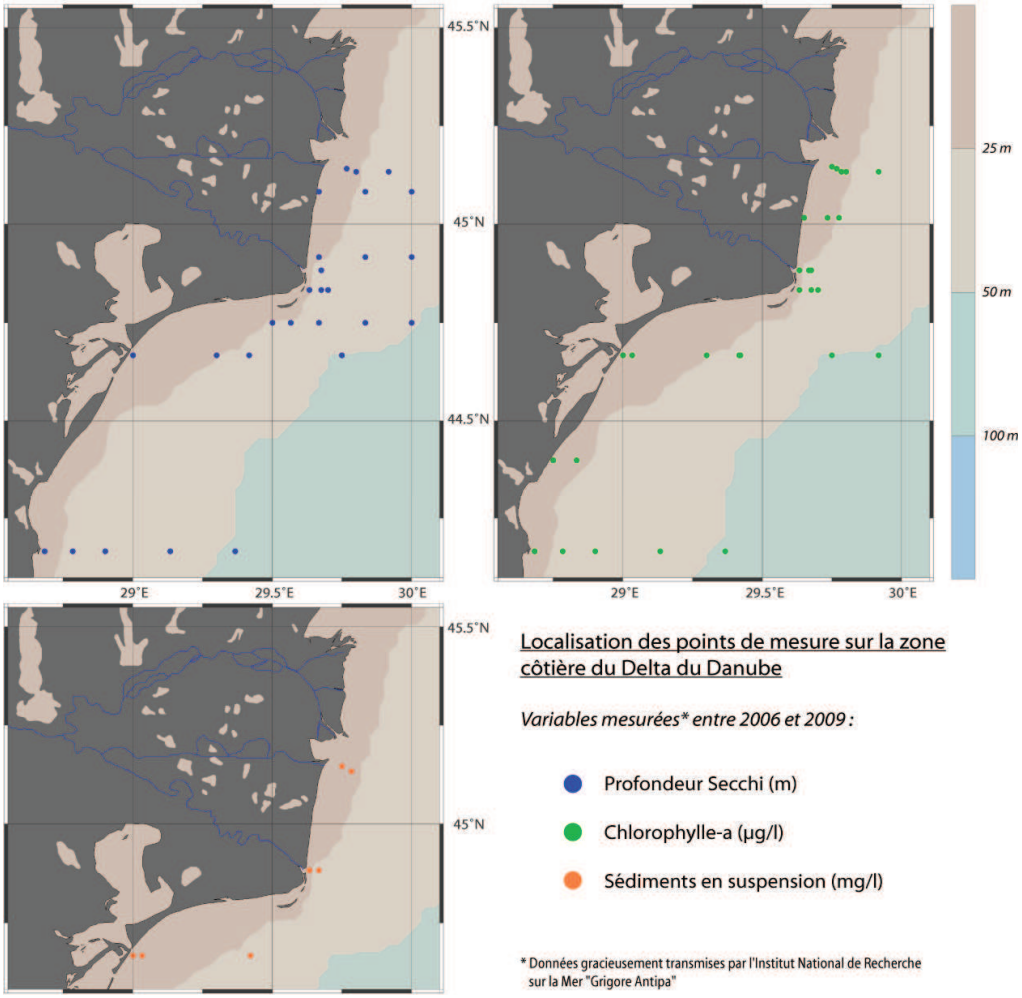


Figure 65 : Localisation des points de mesure in situ sur la zone côtière du delta du Danube selon les variables sélectionnées. La présence d'un point indique qu'au moins une mesure a été réalisée entre 2006 et 2009.

Les points indiqués dans la figure précédente correspondent à l'existence d'au moins une mesure sur les quatre ans. Toutefois, avec une périodicité variable, la plupart de ces points a été revisitée et au total nous disposons de :

- 79 observations de transparence (Secchi) ;
- 106 mesures de la biomasse de phytoplancton (concentration en chlorophylle-a) ;
- 10 mesures du taux de sédiments en suspension.

D'une manière beaucoup plus régulière, nous avons eu accès à des données météorologiques pour la localité de Sulina. Les variables retenues ont été la température, la vitesse et la direction des vents. Deux sources de données ont été utilisées : d'une part, les données archivées du modèle GFS-NOAA (résolution spatiale de 0,5 degré et pas de temps de 6 heures) et, d'autre part,

les données archivées du réseau international de stations météorologiques mises à disposition par *Weather Underground* (données horaires, journalières, hebdomadaires et mensuelles).

4.2. Missions sur le terrain

Le delta du Danube a été visité à plusieurs reprises entre 2007 et 2010. Les deux premières missions (mai 2007 et mai 2008) ont été entreprises en dehors du cadre de la présente recherche ; elles ont, en effet, été réalisées lors de deux stages de Master (Güttler, 2007, 2008). Ces sorties ont tout d'abord permis de découvrir la vie des habitants du delta, d'observer leurs activités, l'organisation spatiale des villages et les adaptations au milieu deltaïque. A travers divers entretiens[102] informels réalisés dans plusieurs villages deltaïques, nous avons pu récolter les points de vue des habitants à l'égard de questions comme les inondations, la qualité de l'eau, la pêche, la récolte du roseau, les brûlis et, plus généralement, sur les transformations qui se sont produites sur le delta depuis la fin de la période communiste. Notre attention a également porté sur les aspects paysagers et la végétation, ceci notamment au printemps 2008. Des photos et des données GPS (figure 66) ont été systématiquement acquises lors des missions de terrain.

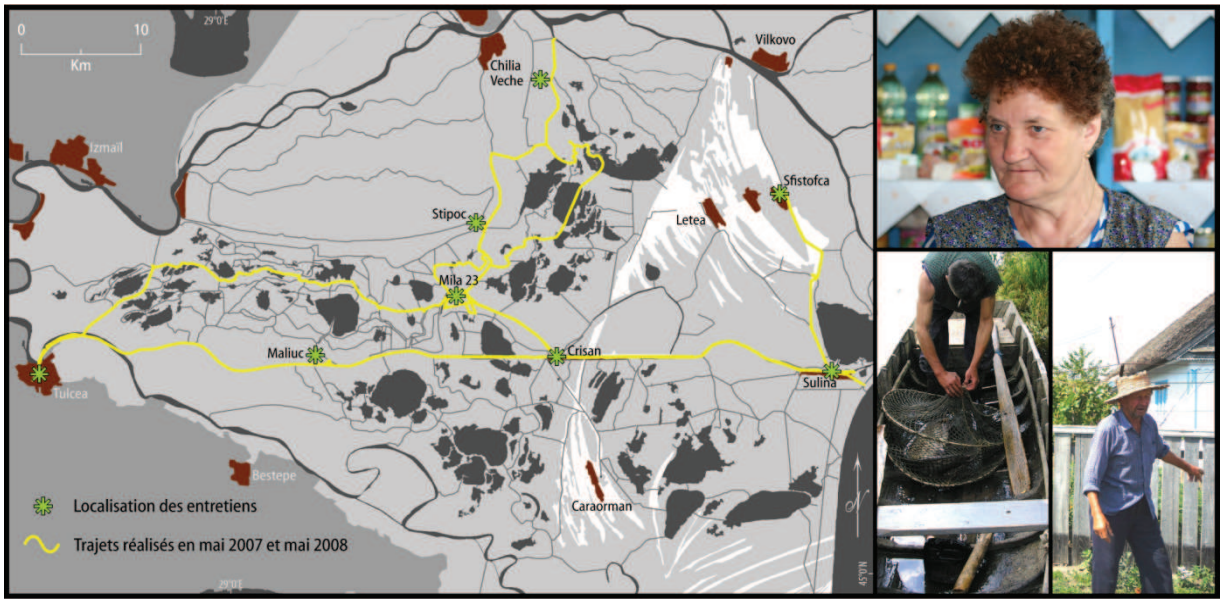


Figure 66 : Trajets et entretiens réalisés lors des missions de terrain de mai 2007 et de mai 2008 (avant le doctorat). Clichés : A. Badea, 2007 (haut) ; F. Güttler, 2007 et 2008 (bas).

Dans le cadre de ce doctorat, quatre missions ont été réalisées entre août 2008 et juin 2010 (figure 67). Outre l'observation directe et la réalisation de quelques entretiens (avec les

[102] Ces entretiens ont été menés principalement par Simona Niculescu, les principaux témoignages récoltés en 2007 ont fait l'objet d'une synthèse en langue française, produite par S. Niculescu (non publiée).

habitants du delta et des scientifiques basés à Tulcea), un certain nombre d'activités spécifiques a été effectué :

a) Survol aérien : une grande partie de la plaine deltaïque, tout comme le rivage entre le golfe de Musura et la baie de Sacalin, a été survolé le 15 juillet 2009 pendant environ 2 heures à une altitude moyenne de 600 m (figure 68) ;

b) Spectres radiométriques : des mesures de réflectance de différents objets géographiques ont été acquises à l'aide d'un spectroradiomètre de terrain du 17 jusqu'au 20 juillet 2009 (figure 69) ;

c) Mesures physico-chimiques : les eaux d'un certain nombre de lacs ont fait l'objet de mesures réalisées directement sur le terrain (du 29 mai jusqu'au 11 juin 2010) concernant la température, la profondeur Secchi et les concentrations en nitrates et phosphates (figure 70) ;

d) Distribution spatiale des macrophytes : sur les mêmes lacs indiqués pour "c" (figure 70), la présence et la distribution spatiale des principales espèces des macrophytes ont été répertoriées entre le 29 mai et le 11 juin 2010.

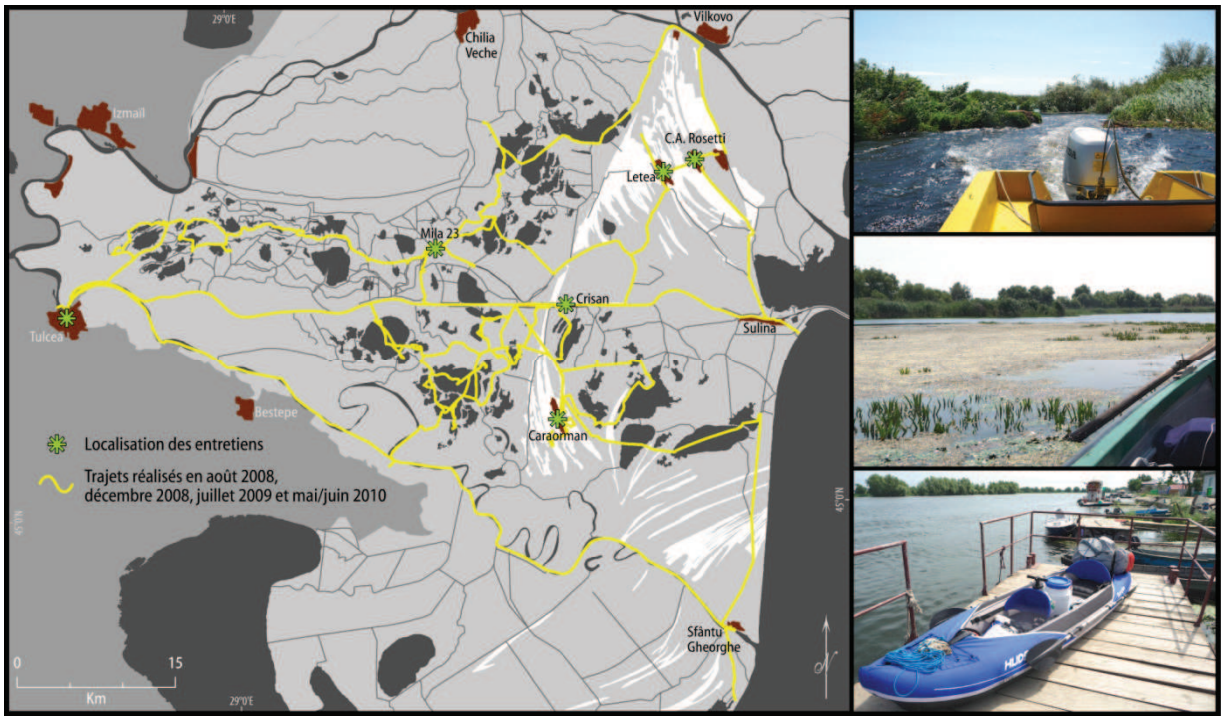


Figure 67 : Trajets et entretiens réalisés lors des missions de terrain spécifiques à ce doctorat (2008, 2009 et 2010). Clichés : F. Güttler, juillet 2009 et juin 2010.

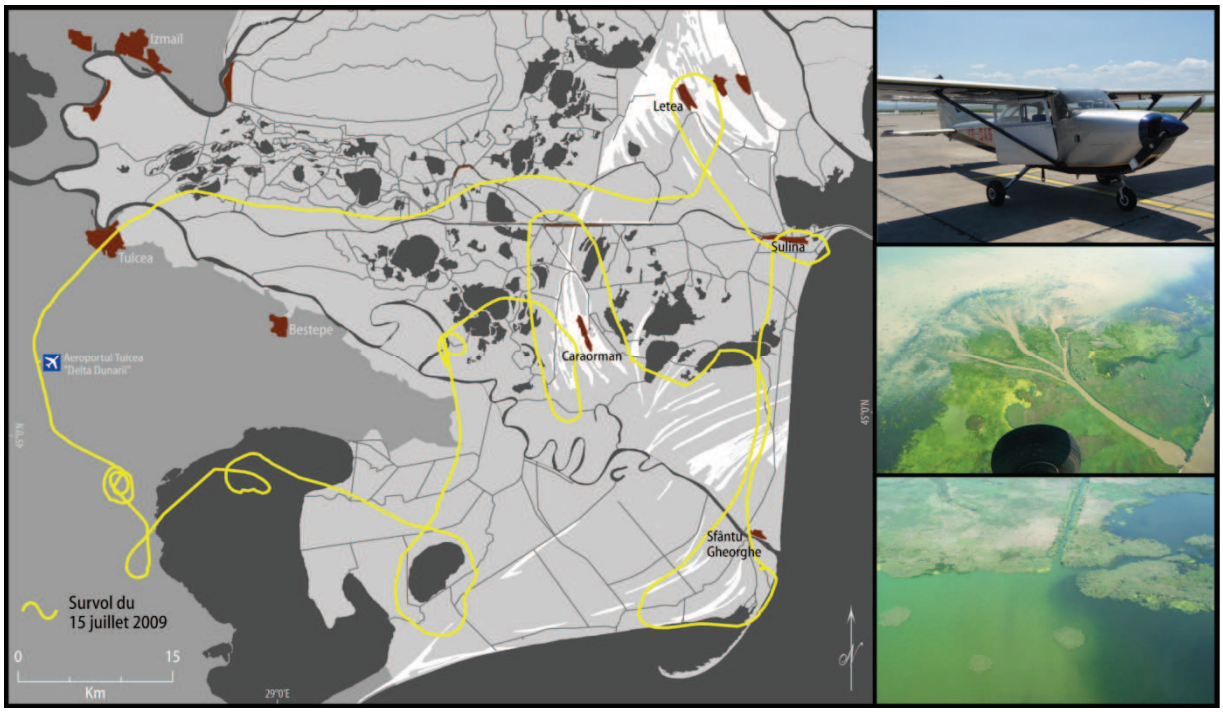


Figure 68 : Reconstitution des tracés au sol du survol réalisé le 15 juillet 2009. Clichés : F. Güttler.

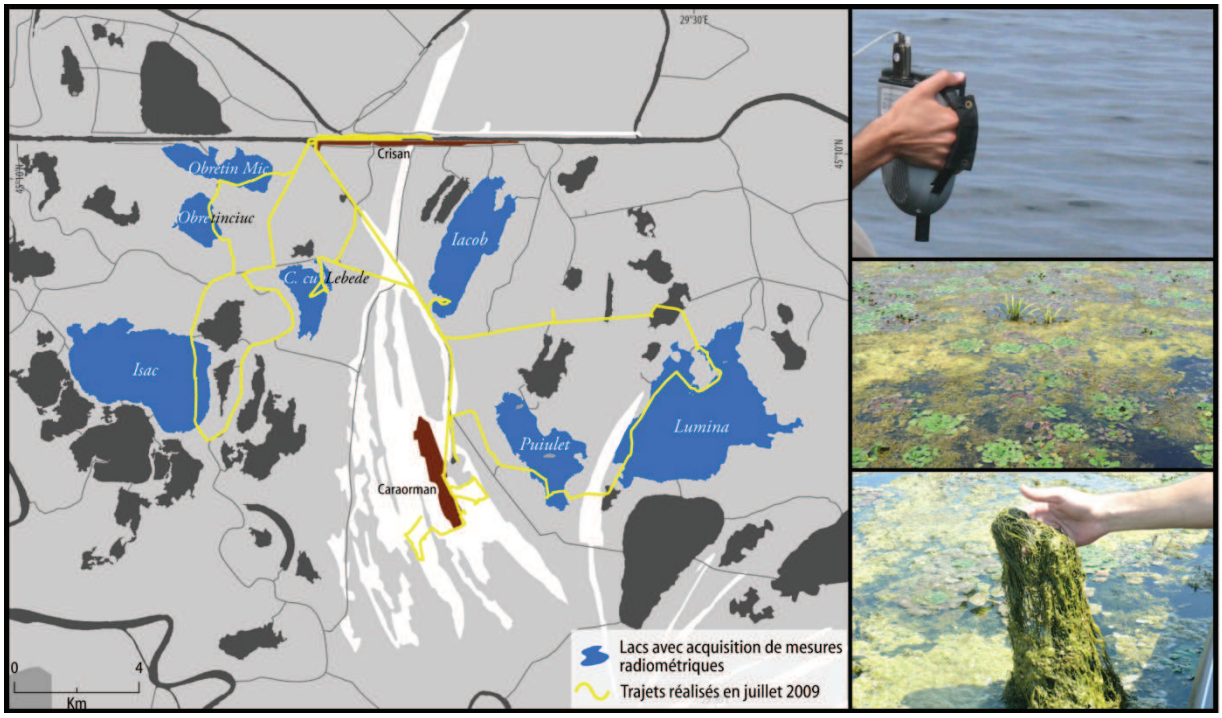


Figure 69 : Localisation des lacs où des mesures radiométriques ont été effectuées (campagne de l'été 2009). Clichés : S. Niculescu et F. Güttler, 2009.

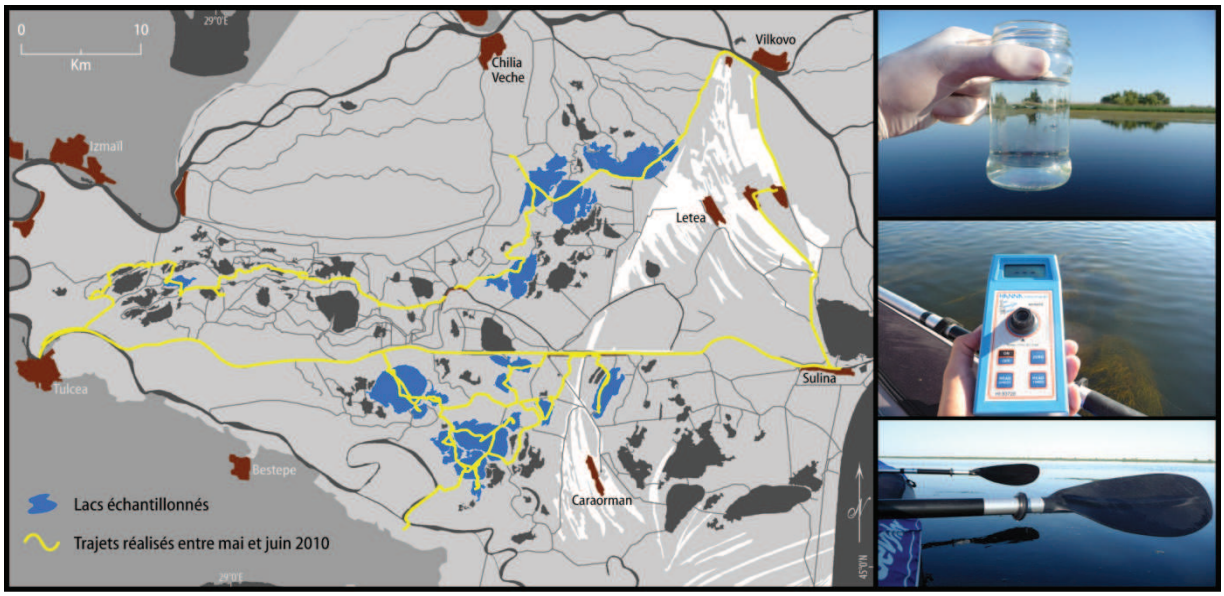


Figure 70 : Localisation des lacs échantillonnés (du 29 mai au 11 juin 2010) pour des mesures physico-chimiques, et concernés par l'étude de la distribution spatiale des macrophytes. Clichés : F. Güttler, 2010

4.2.1. Précisions méthodologiques

Mesures spectroradiométriques

L'acquisition de mesures spectroradiométriques sur le terrain a été réalisée à l'aide d'un spectroradiomètre *FieldSpec® HandHeld* opérant dans la portion du spectre électromagnétique comprise entre 325 et 1075 nm. Le protocole d'acquisition de spectres a suivi les instructions et consignes techniques selon la documentation fournie avec l'appareil.

Pour être opérationnel sur le terrain, le spectroradiomètre doit être obligatoirement connecté à un ordinateur portable sur lequel le logiciel *RS3* doit être préalablement installé. Il est nécessaire d'avoir un ciel ne présentant pas de fluctuations de l'intensité lumineuse ; ainsi, même si un temps ensoleillé est recommandé, la présence d'une couverture nuageuse homogène n'est pas forcément pénalisante. L'étalonnage du capteur est nécessaire avant la prise de mesures sur les cibles de terrain, cette procédure est semi-automatisée[103] et doit être renouvelée lors d'un changement des conditions d'illumination et à chaque démarrage de l'appareil. Les valeurs mesurées sur les cibles de terrain sont évaluées à partir du spectre de référence déterminé par l'étalonnage qui a précédé les mesures, les courbes spectrales sont affichées à l'écran de l'ordinateur lors de chaque acquisition et l'enregistrement numérique se fait directement sous la forme de réflectance.

[103] Le spectroradiomètre possède un cache noir permettant d'évaluer le *dark current* provenant des différents composants de l'appareil et de s'en affranchir. Par la suite, une mesure de "blanc" est effectuée à l'aide d'un *spectralon* (surface blanche lambertienne) placé sous le capteur.

L'ensemble des mesures a été réalisé avec un embout vissé sur la tête de l'appareil afin d'ajuster son angle de visée à 10° et d'obtenir une plus grande précision de pointage. A titre indicatif, si le capteur est placé à une hauteur d'un mètre de la cible, il obtiendra un spectre relatif aux composants d'une tâche au sol d'environ 20 cm de diamètre. Pour certaines surfaces hétérogènes (par exemple, des groupements de macrophytes sans espèce dominante), nous avons effectué des mesures additionnelles de type "balayage". Les principales cibles choisies sur le terrain ont été les macrophytes aquatiques, représentées tant par des groupements mono-spécifiques que plurispécifiques qui se trouvent le plus souvent en bordure de lac. Un certain nombre de mesures a été également réalisé directement sur l'eau des lacs et sur des « tapis » d'algues filamenteuses qui recouvrent, par endroits, entièrement les macrophytes émergentes. Pour chaque cible, un minimum de trois mesures successives a été effectué et, au total plus de 200 mesures ont été acquises sur le terrain entre le 17 et le 20 juillet 2009.

L'objectif de ce procédé était, dans un premier temps, d'identifier et de distinguer la signature spectrale des principales espèces de macrophytes (et des groupements de macrophytes) présentes sur les lacs du delta du Danube. Dans un deuxième temps, cette information spectrale devait contribuer au traitement numérique des images à haute résolution spatiale (selon les démarches décrites dans le chapitre suivant).

Mesures physico-chimiques et distribution spatiale des macrophytes

La collecte de données sur la qualité des eaux et sur la distribution spatiale des macrophytes a été réalisée lors de la campagne de mai/juin 2010. Cette mission a été quelque peu particulière puisqu'elle a été réalisée majoritairement à bord d'un kayak biplace gonflable (trajets indiqués dans la figure 70). Cette "mini-expédition" qui a durée 14 jours a été conçue dans le but d'apporter des réponses à une série de questionnements apparus le long des deux premières années de doctorat.

Afin de mieux comprendre l'ampleur et le réel effet des fluctuations de niveau d'eau à l'intérieur du delta, il semblait important d'y être lors d'une véritable période de crue, ce qui n'était pas le cas lors des missions réalisées auparavant. Il paraissait également très utile de visiter les lacs au moment où les macrophytes présentent un développement maximum. Ceci devait permettre de caractériser, à la fois globalement, mais avec un niveau de détail accru, la distribution spatiale de ces éléments inhérents au paysage deltaïque, et qui sont potentiellement des bioindicateurs de la qualité des eaux environnantes. Ainsi, il était important de mesurer concomitamment certaines variables physico-chimiques desdites eaux. De plus, pour pouvoir englober une partie représentative de la diversité de lacs et de voies d'eau existantes dans la plaine deltaïque, il était nécessaire de disposer d'un moyen de locomotion pouvant assurer

l'accessibilité aux sites localisés en dehors des voies de circulation les plus empruntées et, par conséquent, les plus entretenues et les plus artificialisées. Le choix d'un kayak gonflable permettait de répondre à ces exigences, tout en gardant un faible coût financier pour la mission ; sa portabilité et son faible encombrement étaient également des atouts, tant pour l'organisation logistique depuis la France que pour l'adaptation à des imprévus sur place.

Toutefois, le fait de ne pas disposer d'un moteur n'était pas anodin, surtout lors qu'il s'agit d'une période d'inondation, et compte tenu des dimensions du delta du Danube. Pour pouvoir mener à bien cette tâche, il a fallu organiser et estimer les déplacements en prenant en considération soigneusement les probables sens de circulation des eaux et en estimant la vitesse approximative des courants. Un travail quelque peu intuitif puisqu'il n'existe pas véritablement d'informations fines à ce propos, les références les plus détaillées (Bondar et Panin, 2001; Driga, 2004; Gâştescu et Stiuca, 2008) étant assez généralistes sur certaines portions du delta. L'espacement géographique, parfois important entre les villages, et l'absence d'endroits "à sec" sur plusieurs kilomètres étaient également à traiter avec attention afin de préétablir la localisation d'éventuels points d'arrêt où le camping pouvait être envisagé.

Les méthodes de terrain ont été ainsi adaptées aux contraintes d'espace à bord de la petite embarcation, et à l'impossibilité de stocker des échantillons pour des analyses ultérieures. Il était ainsi indispensable de réaliser les mesures directement sur le terrain. Pour ce faire, nous nous sommes basé notamment sur des guides et manuels de techniques de terrains proposant des protocoles pour l'étude de la qualité de l'eau et des macrophytes aquatiques[104]. Le matériel spécifique utilisé sur le kayak était composé d'un thermomètre de terrain flottant, d'un disque de Secchi (20 cm de diamètre), d'un ruban de 5 m, d'un analyseur de nitrates, d'un analyseur de phosphates, d'un appareil photo submersible et des fiches d'indentification pour les macrophytes.

Les points d'échantillonnage sur les lacs avaient été définis au préalable, en fonction, préférentiellement, de la localisation approximative de la profondeur maximale du lac. Pour les plans d'eau qui ne présentaient pas, de manière évidente, un secteur plus profond, nous avons utilisé le centre géométrique du lac. Les coordonnées des points d'échantillonnage ont été introduites dans l'appareil GPS avant le début de la mission. Des fiches de terrains, adaptées des références citées dans le paragraphe antérieur (note de bas de page), avaient été également élaborées pour permettre une acquisition de données standardisées pour chaque lac sélectionné. Au total, 19 lacs ont été échantillonnés (cf. figure 70), et avaient été choisis en fonction de l'importance relative des macrophytes et de la variabilité de la couleur de l'eau, évaluées à partir

[104] Protocoles et guides issus notamment de : RSVL – Réseau de Surveillance Volontaire des Lacs du Québec (MDDEP *et al.*, 2009), *Maine Volunteer Lake Monitoring Program* (MCIAP, 2007) et Cemagref (Dutartre *et al.*, 2006).

de l'interprétation des images satellitaires[105]. Nous avons également choisi de concentrer les analyses sur les sous-unités hydrographiques les plus centrales (Matița-Merhei et Gorgova-Uzlina), notamment puisqu'elles présentent une plus grande diversité de lacs (à l'égard des conditions d'approvisionnement d'eau, d'isolement et de développement de macrophytes), mais aussi parce que les orbites des satellites à haute résolution utilisés répertorient cette portion de la plaine deltaïque avec une fréquence supérieure à celle des autres unités.

Les données collectées sur le terrain et, d'une manière générale, les observations que nous avons pu faire sur place ont été décisives pour la mise en place des chaînes de traitement de l'imagerie satellitaire, l'objet du chapitre suivant.

[105] En raison d'une quantité très importante d'arbres tombés dans un chenal à l'est du lac Alb, nous avons pris du retard sur le planning, nous obligeant ainsi à laisser de côté les lacs Furtuna et Ligheanca, qui figuraient sur la liste originale composée de 21 lacs.

Ce chapitre s'organise en deux grandes sections : la première regroupe et explique les traitements d'image retenus, tandis que la seconde se concentre sur la vérification des résultats de ces traitements. La figure 71 présente les fluctuations du Danube durant la période 2006-2009, l'ensemble d'images acquises pour ces années fut superposée aux niveaux enregistrés à Tulcea.

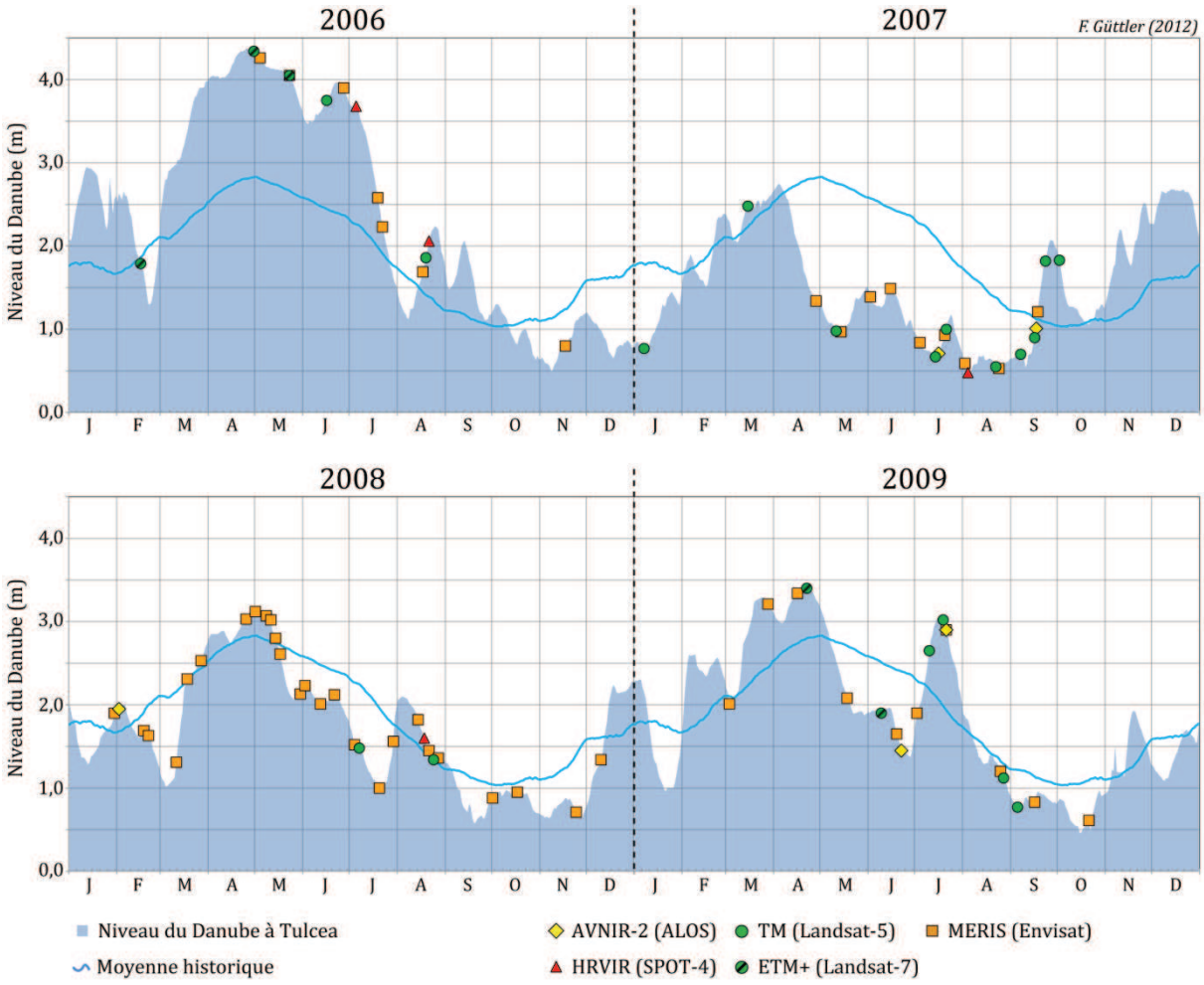


Figure 71 : Situation hydrologique du Danube lors de l'acquisition des images satellitaires pour la période comprise entre 2006 et 2009.

1. CHAÎNES DE TRAITEMENTS APPLIQUÉES AUX IMAGES SATELLITAIRES

Les traitements d'images effectués ont été variés et différentiels puisqu'ils n'ont pas concerné la totalité d'images satellitaires acquises. Les techniques employées pour l'extraction d'informations thématiquement utiles et exploitables ont été ainsi organisées dans trois grandes "chaînes" de traitement d'image qui correspondent aux catégories de support utilisées : les images à moyenne résolution spatiale prises par le capteur MERIS (2006-2009), les images à haute résolution spatiale venant de plusieurs capteurs (2006-2009), et enfin les images historiques prises par les satellites de la série Landsat (capteurs MSS et TM).

1.1. Images à moyenne résolution spatiale (2006-2009)

La chaîne de traitements exposée dans cette section a concerné les 52 images prises par le capteur MERIS. L'ensemble de ces données fut fourni par l'ESA en mode *full-resolution level2*, ce qui correspond à des images avec 13 bandes spectrales ($\lambda \approx 400 \sim 900$nm) dont la résolution spatiale est de 300 m et les niveaux de gris correspondent à de valeurs de luminance émergeante normalisée $Lw(\lambda)$.

En plus des bandes spectrales, l'ESA fourni plusieurs produits géophysiques qui sont issus des traitements standards de l'agence, les produits concernant l'eau sont trois : matières en suspension, chlorophylle-a et matières organiques dissoutes[106]. Cet ensemble d'informations est accompagné de masques thématiques (par ex. terre, eau, nuages) et de masques indiquant la validité des produits. Dans notre cas, ces masques indiquaient quasi-systématiquement que les produits n'étaient pas valides sur une très grande portion des images, recouvrant souvent l'ensemble de la zone côtière.

Une méthode alternative pour l'estimation des composants de l'eau a pu être effectuée à partir de l'application des algorithmes empiriques de l'IFREMER (Gohin, 2011). Ce procédé fut réalisé en collaboration avec Francis Gohin, qui est l'auteur de ces algorithmes. La méthodologie employée pour le traitement des données MERIS consiste en trois étapes principales :

a) Tout d'abord, la concentration en chlorophylle-a est calculée à partir d'une table de correspondance reliant ce composant à la réflectance spectrale sur cinq bandes MERIS. Cette méthode empirique, décrite en détail par Gohin *et al.* (2002), permet d'estimer de manière précise la concentration de chlorophylle-a même sur de zones côtières turbides (par ex. au large de l'embouchure des fleuves français de la Manche et de la façade atlantique) ;

[106] Les produits pour les eaux côtières (cas 2) sont calculés à partir de l'algorithme : *Case2Regional Processor.*

b) Ensuite, un modèle semi-analytique permet le calcul des matières minérales en suspension (MES). Ce modèle, défini par Gohin *et al.* (2005) mais amélioré plus tard, considère que l'effet des substances jaunes devient négligeable à partir de longueurs d'onde supérieures à 550 nm. Ayant déjà éliminé la variable chlorophylle-a (table de correspondance), il ira dériver les MES à partir des bandes faiblement influencées par la présence de substances jaunes. Ainsi, le modèle utilise l'une de deux bandes spectrales, 550 nm (vert) ou 670 nm (rouge), choisie en fonction d'un seuil de MES : si les deux bandes indiquent de valeurs de MES inférieures à 4 mg/l, c'est la verte qui sera retenue, dans tous les autres cas ce sera la rouge.

c) Enfin, la turbidité est calculée à partir de la formule suivante :

$$Turbidité\ (MERIS) = 0{,}54\ (MES_minérale + 0{,}234 Chl^{0{,}57})$$

reprenant ainsi les valeurs de MES (minérales) et de chlorophylle-a. Les valeurs de turbidité, qui sont fortement corrélées avec le coefficient de rétrodiffusion, représentent ainsi l'effet optique combiné du phytoplancton et des particules minérales en suspension.

Les trois produits principaux issus de l'enchaînement des algorithmes de l'IFREMER (chl-a, MES et turbidité) sont également accompagnés d'un masque indiquant la validité ou pas des résultats[107].

L'exploitation de ces produits IFREMER, ESA, ainsi que des bandes spectrales MERIS, a été réalisée majoritairement sur le logiciel VISAT-BEAM. L'ensemble de ces données fut alors projeté dans un système de coordonnées commun, en occurrence le système UTM, zone 35N, datum WGS-84 ; cette harmonisation des données, nous a permis de superposer des informations vectorielles diverses (isobathes, trait de côte détaillée, localisation précise des embouchures, points des mesures in-situ, …). Enfin, des échelles de couleurs furent créées pour chaque type de produit, facilitant ainsi les comparaisons entre produits et à différentes dates.

Afin d'étudier la structure des panaches sédimentaires, nous avons extrait et examiné l'allure d'une dizaine de transects embouchure-large, sélectionnés lors de configurations spatiales distinctes (grande/faible extension vers le large, orientation, taux de MES à l'embouchure). Ces analyses nous ont permis de fractionner les panaches sédimentaires en deux parties : le panache proximal, où le taux de MES est supérieur à 4 mg/l et la turbidité dépasse 3 NTU, et le panache distal, où le taux de MES varie entre 3 et 4 mg/l et la turbidité reste comprise entre 2 et 3 NTU. Au-delà de ces valeurs, nous considérons que les eaux sont faiblement influencées par les apports danubiens (figure 72).

[107] Quelques compléments techniques à propos des algorithmes de l'IFREMER sont présentés dans les annexes.

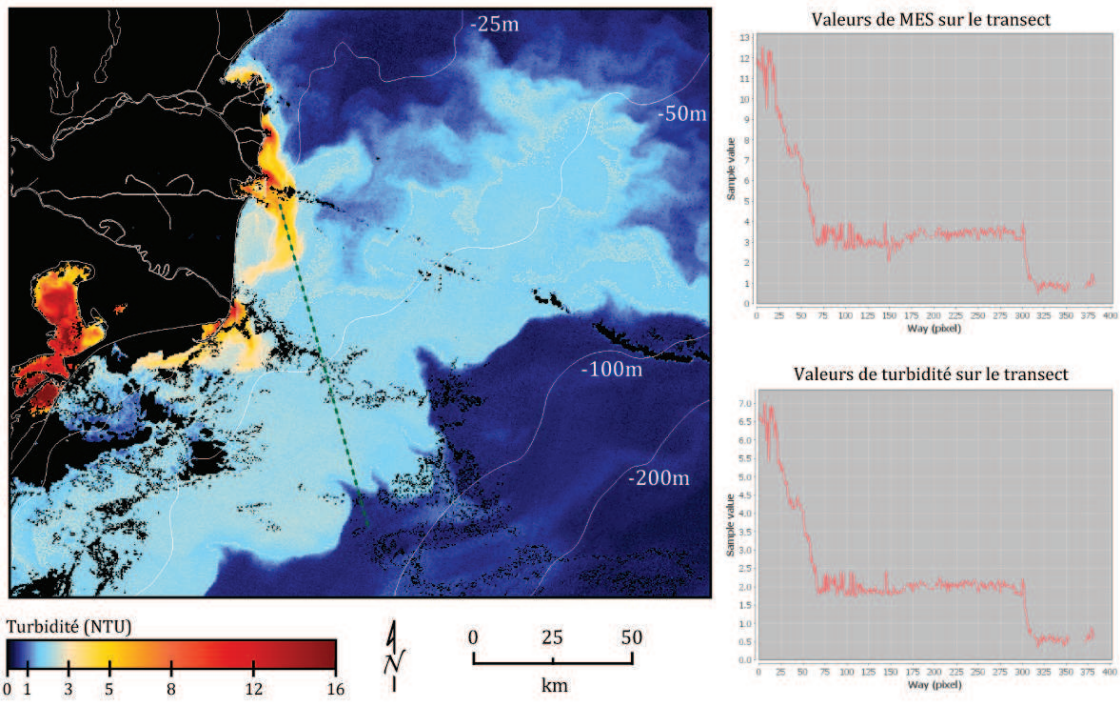


Figure 72 : Panache sédimentaire lors du 11 mai 2008. Les graphiques à droite illustrent les valeurs sur le transect, en haut, pour les matières en suspension (mg/l) et, en bas, pour la turbidité (NTU).

Cette distinction fut entièrement dérivée de l'analyse des images et de l'allure des profils de MES et de turbidité, donc en l'absence de toute donnée de salinité ou de température de l'eau (satellitaire ou in situ). Plus tard, nous avons découvert plus tard que le seuil de 3 mg/l avait été utilisé pour délimiter l'extension du panache sédimentaire de l'Adour, au sud du Golfe de Gascogne. Dans le cas de l'Adour, Petus (2009) a déterminé cette valeur à partir des mesures effectuées sur le terrain, plus spécifiquement de calculs basés sur un diagramme reliant température et salinité des eaux de surface.

1.2. Images à haute résolution spatiale (2006-2010)

Comme nous l'avons déjà précisé dans le chapitre III, les satellites dotés de capteurs à haute résolution spatiale présentent un temps de revisite plus long et souvent inadapté à l'observation de phénomènes à dynamiques rapides, comme c'est le cas des panaches sédimentaires d'origine fluviale et côtière. Notre stratégie a donc consisté à acquérir des images provenant de quatre différents capteurs satellitaires : AVNIR-2 (ALOS), HRVIR (SPOT-4), TM (Landsat-5) et ETM+ (Landsat-7).

Ces capteurs optiques n'ont pas été conçus spécifiquement pour l'étude des eaux. Leurs bandes spectrales ne se prêtent donc pas à l'application d'algorithmes d'interprétation de la couleur de l'eau, comme c'est le cas du capteur MERIS. En effet, sur la portion allant du visible

jusqu'au proche infrarouge, ces capteurs possèdent un nombre réduit de bandes spectrales, trois seulement pour HRVIR et quatre pour les autres (AVNIR-2, TM et ETM+). De plus, l'intervalle répertorié par chacune de ces bandes est de l'ordre de 50-100 nm, ce qui est très grossier par rapport à la largeur spectrale des bandes MERIS, d'environ 10 nm.

Malgré tout, ces satellites peuvent fournir des informations précieuses et utiles dans le domaine de la qualité de l'eau. Quelques études récentes ont utilisé ce même type d'imagerie satellitaire pour estimer la concentration de matières en suspension (MES) dans le fleuve du Danube, à partir de données ETM+ (Onderka et Pekárová, 2008), tout comme dans les estuaires de la Gironde et de la Loire, à partir de données SPOT (Doxaran *et al.*, 2002; Froidefond et Doxaran, 2004). Onderka and Rodný (2010) ont même proposé une méthodologie destinée à l'estimation du taux de sédiments en suspension à partir de l'imagerie multispectrale lors des situations où des mesures in situ ne sont pas disponibles pour une calibration directe.

Dans le cadre de la présente recherche, l'élaboration d'un modèle empirique destiné à établir des relations statistiques entre la réflectance de l'eau et la concentration des composants étudiés (MES, chlorophylle-a) n'était pas envisageable du fait du manque de données in situ, indispensable dans une telle approche. Par conséquent, le traitement des images à haute résolution spatiale a été, avant tout, un défi méthodologique puisqu'il ne s'agissait ni d'appliquer des algorithmes ou des chaînes de traitement déjà développés, ni de se lancer sur une démarche physico-optique pour lesquelles nous ne disposons ni du matériel ni des compétences techniques nécessaires. Ainsi, la chaîne de traitements qui sera exposée subséquemment est le résultat d'une démarche à la fois intuitive et autonome qui a pris sa forme finale après plusieurs essais et tâtonnements.

Les démarches méthodologiques retenues furent organisées dans trois "sous-chaînes" de traitement d'image, plus ou moins imbriquées entre elles. La première regroupe les techniques utilisées pour créer des couches d'information vectorielle de référence, alors que la deuxième sous-chaîne traite des procédés liés à l'extraction d'informations sur la turbidité et le phytoplancton et, enfin, la troisième sous-chaîne englobe les processus de détection et d'identification des groupements de macrophytes.

1.2.1. Création de références vectorielles pour la délimitation précise de l'espace aquatique

L'hétérogénéité des images provenant des quatre capteurs nous a posé une difficulté technique dans l'harmonisation des données spatiales. En réalité, nous avons toujours acquis, quand cela était possible, des images satellite sous la forme de produits déjà géoréférencées et

avec des corrections radiométriques et géométriques. Cependant, l'analyse inter-images a révélé une imprécision géométrique très élevée pour des produits de ce type, nous avons pu vérifier des décalages de l'ordre de 150 mètres et de nature complètement aléatoire, sans aucune direction préférentielle d'écartement selon les capteurs par exemple. Il n'était donc pas possible d'identifier quelles images étaient incorrectement géoréférencées sans avoir recours à des données spatiales fiables.

La résolution de ce problème s'est vite avérée primordiale puisque, d'une part, la fiabilité des analyses diachroniques et évolutives reposait en outre sur une superposition précise des images entre elles et, d'autre part, il nous était convenable d'établir un "espace aquatique commun", à travers duquel les traitements spécifiques seraient ciblés (et non sur l'intégralité de chaque image). Nous avons alors décidé de créer des couches d'informations vectorielles de manière à produire une référence spatiale avérée se traduisant par la restitution de trois éléments clés de l'hydrosystème deltaïque : le trait de côte, le contour des lacs et le réseau hydrographique des distributeurs à l'intérieur de la plaine.

Dans un souci de mise à jour et de maîtrise pleine de telles informations, nous avons décidé d'établir ces couches vectorielles à partir des images satellites les plus récentes disponibles lors du début de la recherche (2008-2009). Nous avons également fait appel à une couche vectorielle gracieusement mise à notre disposition par Ion Grigoraș (INDD, Tulcea-Roumanie) ; ces vecteurs reconstituaient de façon précise les principaux canaux et chenaux du delta du Danube. Toutes les images ont été repositionnées à partir de ces vecteurs sans besoin de les ré-échantillonner (ce qui aurait entraîné à une perte de l'information spectrale) ; du fait que les images étaient déjà "géoréférencées", la méthode employée a consisté à modifier les valeurs des coordonnées de référence de chaque image. Ces coordonnées ont été corrigées en fonction des décalages (longitudinaux et latitudinaux) mesurées entre les éléments du réseau hydrographique vérifiées sur l'image et la position des vecteurs de référence. Cette harmonisation spatiale nous a permis de créer d'autres couches vectorielles de référence, dont les techniques et critères employés seront présentés par la suite.

Délimitation du trait de côte et des lacs périphériques

Il existe de nombreuses techniques en télédétection qui permettent l'extraction, automatique ou semi-automatique, de l'interface terre-eau à partir d'une image satellite. Elles peuvent dériver, par exemple, d'une classification classique d'image (dirigée ou non dirigée), d'un seuillage à partir des valeurs radiométriques des bandes spectrales, d'un seuillage à partir de ratios spectraux et indices normalisés, ou encore des propriétés géométriques et spatiales des objets issus d'une segmentation d'image (selon une approche orientée objet). Généralement, il

est plus simple, et sans pour autant moins efficace, de privilégier les procédés basés sur les informations spectrales, vu que l'eau possède une signature spectrale relativement facile à distinguer par rapport aux objets géographiques présents sur la terre ferme.

Le support choisi pour faire cette extraction a été une mosaïque, composée de deux scènes Landsat-5 TM contigües[108], du 23 septembre 2007. L'emprise spatiale de la mosaïque nous a permis de recenser l'ensemble du trait de côte du delta du Danube tout en l'étendant sur une longueur supplémentaire d'environ 40 km au nord et de 60 km au sud. Le choix s'est porté sur cette mosaïque, outre son importante étendue spatiale, puisque les conditions environnementales d'acquisition sont représentatives d'une situation "ordinaire" où le vent soufflait de nord à une vitesse de 14 nœuds (7,2 m/s) et le niveau du Danube enregistré à Tulcea était de 2,38 m. Aucun phénomène météo-hydrologique extrême n'avait été enregistré lors des semaines qui ont précédé la prise de vue. A tout ce contexte favorable, il s'agit d'un couple de scènes de très bonne qualité, voire exceptionnelle, si l'on compare à d'autres images issues du capteur TM.

La netteté des contrastes au sein des bandes spectrales nous a incité à privilégier un seuillage radiométrique, même si nous avons testé également quelques-unes des techniques mentionnées précédemment. L'extraction retenue a été effectuée depuis un seuillage radiométrique simple sur la bande du proche infrarouge qui s'est avéré très pertinent, comme nous pouvons l'observer sur la figure 73.

[108] Les scènes ont été acquises l'une à la suite de l'autre, seulement à quelques secondes d'écart, dans une même orbite satellitaire.

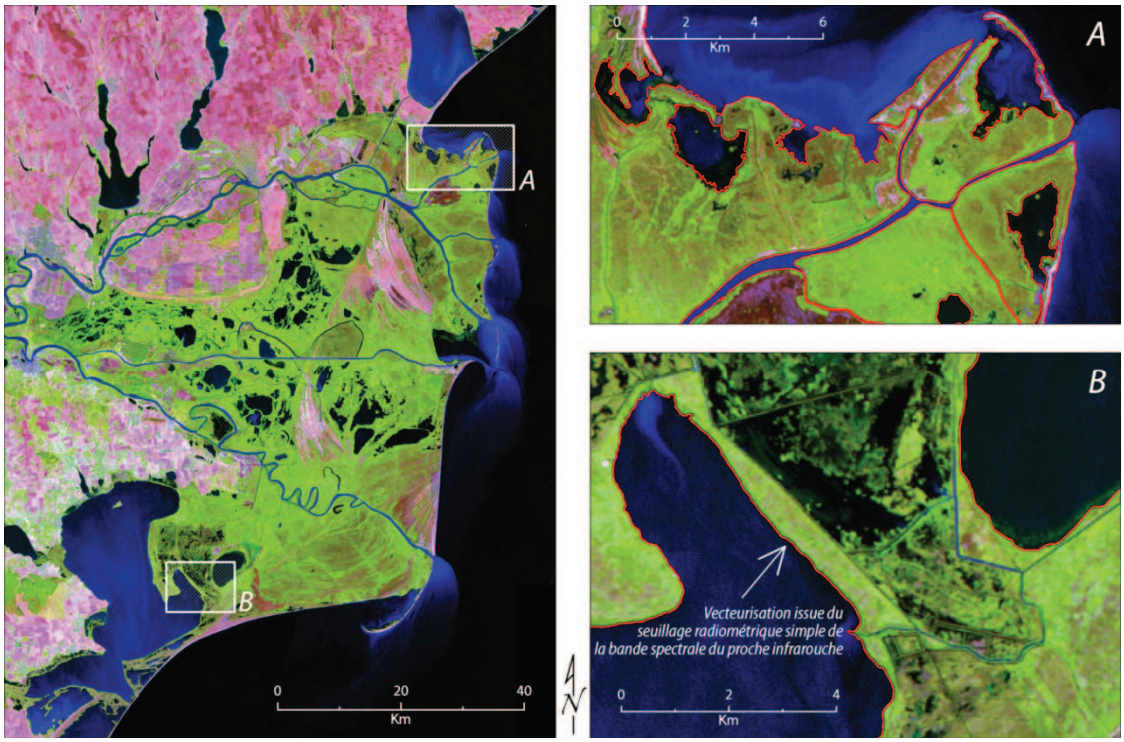


Figure 73 : Résultat de la délimitation automatique du trait de côte (aperçu A) et des contours des lacs (aperçu B) périphériques à la plaine deltaïque. En arrière-plan, la mosaïque se compose de deux images TM (Landsat-5) du 23 septembre 2007.

Les contours dressés (de façon automatique) à partir de ce seuillage radiométrique ont été ensuite exportés en tant que couche vectorielle vers un logiciel de SIG pour permettre d'entamer une démarche (manuelle) de vérification et sélection, afin de corriger des imperfections mineures et retenir seulement les contours qui nous intéressaient.

Au final, cette procédure nous a permis de définir, en tant que référence spatiale, la physiographie : a) du trait de côte, b) des berges des distributeurs majeurs (dont l'intégralité des bras), c) et des grands lacs en périphérie de la plaine deltaïque. En revanche, la délimitation des lacs à l'intérieur des sous-unités hydrographiques n'était pas suffisamment performante en raison notamment de la présence non négligeable de macrophytes flottantes, ou d'îlots de *plaur*, sur la plupart des lacs. La délimitation de ces lacs a fait, par la suite, l'objet d'une démarche spécifique.

Délimitation des lacs à l'intérieur de la plaine deltaïque

Les lacs situés à l'intérieur des quatre sous-unités hydrographiques (cf. chapitre III), détiennent des caractéristiques qui font de la délimitation exacte des contours une tâche relativement complexe.

Un premier facteur à prendre en compte est l'oscillation du niveau de l'eau à l'intérieur de chacune de ces dépressions et les modifications que ceci peut occasionner sur la configuration spatiale de certains lacs. En fonction d'un niveau élevé du Danube, les frontières entre les lacs proches à l'apex deltaïque tendent à disparaître par submersion ; à l'inverse, lors de débits d'étiage prolongés, certains lacs peuvent s'assécher ou avoir leurs surfaces réduites.

La croissance de macrophytes à la surface est un phénomène survenant sur une grande partie des lacs du delta durant une partie de l'année. Lorsqu'une communauté de macrophytes flottantes, ou un tapis d'algues filamenteuses, recouvre de façon continue les eaux proches au bord d'un lac, il devient particulièrement difficile de tracer ses limites à partir d'une vue verticale (cf. figure 74–A). La présence d'îlots de *plaur* apporte une difficulté supplémentaire à la délimitation des lacs. Ces îlots, très répandus sur les lacs de la sous-unité de Roşu-Puiu, sont généralement mobiles et particulièrement similaires aux berges, représentées en général par des roselières (cf. figure 74–B). Du fait que ces îlots sont régulièrement poussés par le vent, il est très commun qu'ils atteignent le bord et qu'ils y restent jusqu'à ce qu'un vent contraire puisse les déplacer à nouveau. Sur certains lacs, les courants peuvent également jouer un rôle dans ces déplacements, mais c'est surtout le vent qui déclenche le mouvement des îlots.

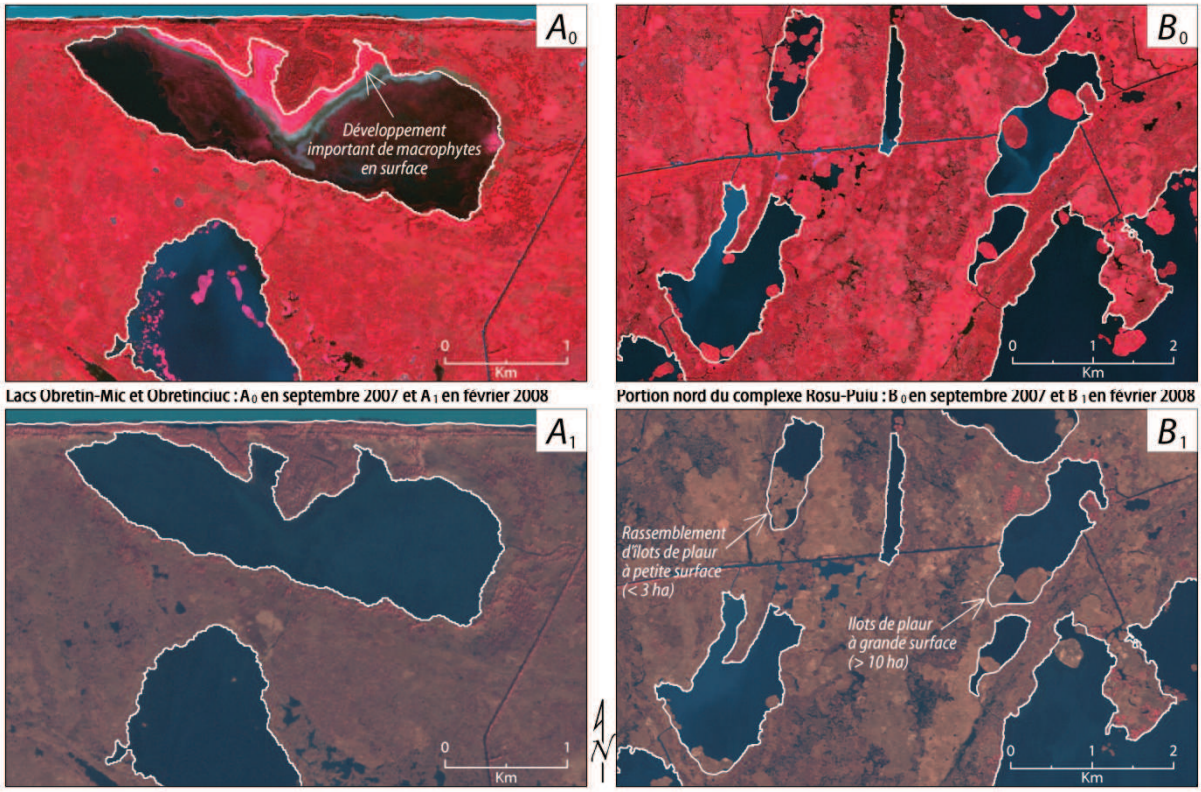


Figure 74 : Exemples contraignants pour la délimitation automatique des contours des lacs. Les aperçus situés à gauche (A) illustrent le développement massif de macrophytes près du bord du lac Obretin Mic, tandis que ceux à droite (B) permettent d'observer le déplacement des îlots de *plaur* entre les deux prises de vue. Images AVNIR-2 du 17/09/2007 (en haut) et 02/02/2008 (en bas).

La délimitation finale des contours des lacs, déjà partiellement dévoilée dans les aperçus ci-dessus, a été ainsi réalisée à travers une méthode semi-automatique et basée sur quatre images satellitaires.

Afin d'éviter toute incertitude associée aux macrophytes, nous avons utilisé l'image AVNIR-2 datant du mois de février 2008 comme source d'information principale. À cette période de l'année, ces végétaux aquatiques ne se développent pas, les roselières, en revanche, demeurent facilement repérables à cause de la grande concentration de tiges et feuilles sèches. De plus, le niveau de l'eau le jour de la prise de vue (2,51 m à Tulcea) était sensiblement le même de celui enregistré pour la mosaïque Landsat-5 TM (2,38 m) utilisée pour l'extraction du trait de côte.

À partir des bandes spectrales et d'indices spectraux calculés pour l'image hivernale (AVNIR-2), nous avons testé quelques techniques d'extraction automatique des contours. Le support qui a fourni la meilleure distinction, entre l'eau et les bords des lacs, a été obtenu à partir d'une image en niveaux de gris issue d'une relation mathématique des bandes spectrales du proche infrarouge et du vert, selon l'expression :

$$IDE = \frac{R_{(vert)} - R_{(PIR)}}{R_{(vert)} + R_{(PIR)}}$$

Cet indice spectral, que nous avons nommé "IDE - indice de distinction d'eau", nous permet de mettre aisément en évidence les pixels contenant de l'eau, représentés par des valeurs *IDE* positives. Il est une adaptation de l'indice normalisé de différence d'eau (NDWI) qui utilise, en revanche, les bandes spectrales du proche infrarouge et de l'infrarouge moyen (cette dernière bande n'étant pas disponible sur le capteur AVNIR-2).

Ensuite, l'exportation des vecteurs s'est faite à partir d'un seuillage radiométrique simple sur la bande thématique de l'IDE. Cette procédure a été répétée pour deux autres images AVNIR-2, l'une du 16 juillet 2007 et l'autre du 17 septembre 2007. Ces images estivales ont été prises lors des niveaux d'eau très bas (1,27 et 1,57 m respectivement). Les couches vectorielles issues des trois images AVNIR-2 ont été alors intégrées à un logiciel de SIG pour la suite des traitements.

Tout d'abord, il a fallu entamer une démarche de nettoyage des vecteurs non désirés, notamment ceux qui délimitaient de petits corps d'eau ou des objets déjà identifiés par le traitement de la mosaïque TM. Ce nettoyage s'est caractérisé dans un premier temps par la suppression des objets répétés, des voies d'eau non continues et des lacs ayant une surface inférieure à 6 ha. Dans un deuxième temps, il a fallu éliminer les contours référents aux îlots de *plaur* puisqu'ils faussaient le calcul de la surface des lacs et aussi parce qu'une grande partie se trouvait collée aux bords, induisant ainsi à une délimitation erronée des contours des lacs. Cette

correction manuelle des contours a fait appel à utilisation des trois images AVNIR-2 citées précédemment de façon à pouvoir identifier les îlots de *plaur* selon leurs déplacements entre les dates. Par endroits, où la mobilité des îlots n'avait pas été observée, nous nous sommes servi d'autres images satellitaires pour vérifier s'il s'agissait d'un vrai bord de lac ou d'un îlot juxtaposé.

À la fin des corrections manuelles, le nombre de lacs demeurait trop important (supérieur à 300) et nous avons répertorié une grande quantité de lacs à surface réduite, qui étaient de moindre importance par rapport à nos objectifs de recherche. Nous avons décidé par la suite de garder seulement les lacs dotés d'une surface supérieure à 20 ha, ce qui nous a laissé un total de 120 lacs. La distribution de ces lacs au sein des dépressions hydrographiques deltaïques est présentée dans le tableau 8.

Tableau 8 : Nombre de lacs retenus par sous-unité hydrographique après la délimitation des contours limitrophes.

Sous-unité hydrographique	*Nombre de lacs (> 20 ha)*
Şontea-Furtuna	38
Matiţa-Merhei	31
Gorgova-Uzlina	29
Roşu-Puiu	18
Autres (en dehors des sous-unités)	4

Enfin, pour conclure la délimitation des espaces aquatiques, il restait à démarquer les voies d'eau connectant les bras et distributeurs majeurs aux lacs de la plaine deltaïque.

Délimitation des chenaux et canaux à l'intérieur de la plaine deltaïque

En opposition aux techniques automatiques et semi-automatiques exposées jusqu'à ici, la délimitation des canaux et chenaux à l'intérieur de la plaine deltaïque a été entreprise principalement de manière manuelle.

D'une façon générale, cette étape a consisté à compléter une couche vectorielle fournie par l'INDD, reconstituant déjà les principaux canaux et chenaux du delta du Danube. La superposition de cette couche à l'image AVNIR-2 hivernale a permis la numérisation des éléments manquants du réseau hydrographique de la plaine deltaïque. Pour la portion est de la plaine (zone non couverte par l'image hivernale), nous avons utilisé l'image AVNIR-2 du 16 juillet 2007 et l'image TM du 23 septembre 2007.

L'objectif principal de cette procédure était d'identifier l'ensemble d'entrées et de sorties d'eau pour chacun des 120 lacs délimités, de façon à créer une trame de vecteurs suffisamment détaillée qui pourrait être ensuite superposée à chacune des images à haute résolution spatiale (ainsi qu'aux images MERIS). La figure 75 présente la superposition des couches vectorielles de référence sur la mosaïque TM du 23 septembre 2007.

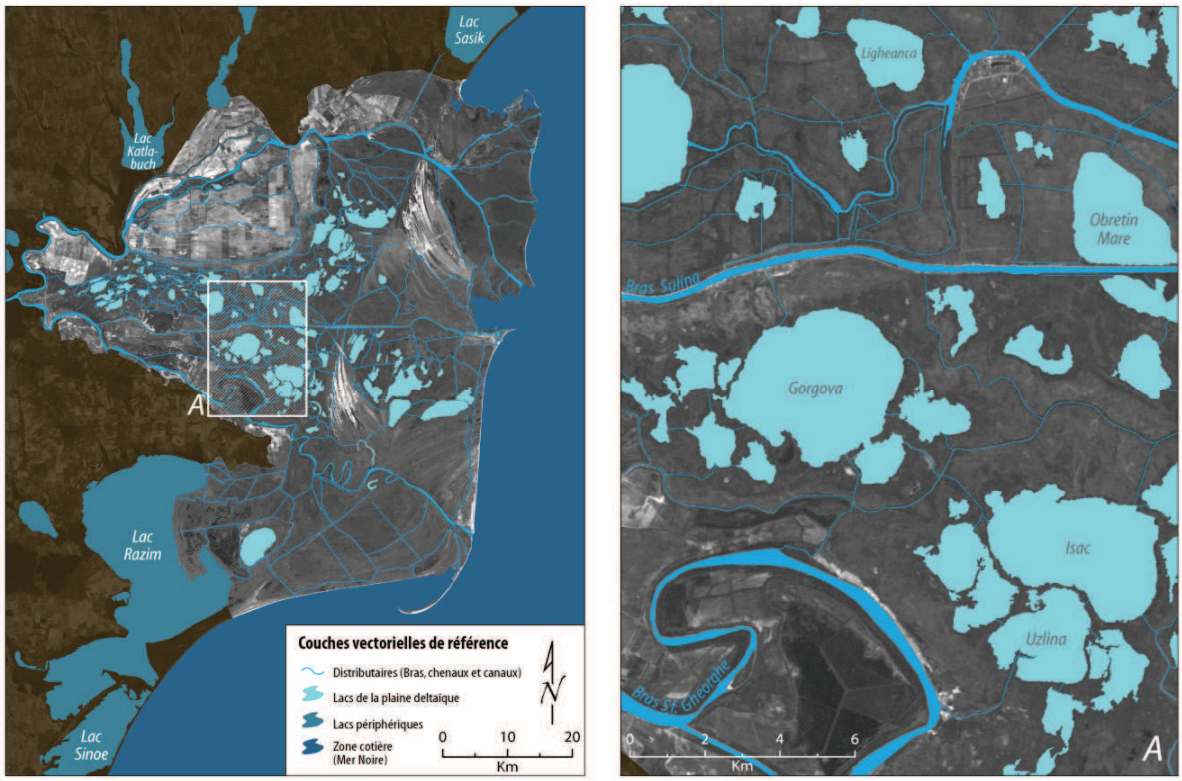


Figure 75 : Reconstitution visuelle des couches vectorielles de référence, superposées à la mosaïque TM (Landsat-5) du 23 septembre 2007. À gauche, vue de l'ensemble de la plaine deltaïque et, à droite, zoom partiel sur les dépressions de Gorgova-Uzlina et de Şontea-Furtuna.

La figure 75 regroupe toutes les entités délimitées à travers les trois procédures décrites précédemment. Ensemble, ces entités constituent l'espace aquatique qui a été pris en considération pour les traitements subséquents, notamment l'extraction d'informations sur la turbidité des eaux et la détection des macrophytes aquatiques.

1.2.2. Estimation de la turbidité satellitaire

De façon semblable à la méthodologie appliquée aux images à moyenne résolution spatiale, notre objectif ici était d'exploiter les radiances des bandes spectrales dans l'intervalle du visible et du proche-infrarouge pour parvenir à créer des nouvelles bandes (ou couches d'information) thématiques. Ces bandes thématiques devraient être capables de traduire des conditions

physico-chimiques et aussi biologiques des eaux deltaïques lors de la prise de vue de chaque image satellitaire.

Au cours des analyses préliminaires et exploratoires des images à haute résolution spatiale, nous nous sommes concentré sur l'identification de zones aquatiques stables dans le temps au sein de la plaine du delta. L'interprétation visuelle de l'ensemble des images (une trentaine au total, réparties sur une période de cinq ans) a révélé qu'un certain lac, nommé Belciug et situé au sud du bras de Sf. Gheorghe, présentait des valeurs de réflectance très basses et assez homogènes par rapport aux autres lacs du delta du Danube. La variabilité des réflectances s'est avérée faible, même dans des conditions environnementales contrastées puisque nous l'avons vérifié lors de différentes saisons de l'année et à des moments où les débits liquides du Danube étaient très variés. Ainsi, les eaux du lac Belciug ont toujours été parmi les eaux les moins turbides de la plaine deltaïque et nous n'y avons jamais observé un seul événement important de remise en suspension des sédiments ou un développement massif de phytoplancton en surface ; de plus, la présence de macrophytes flottantes n'a été recensée qu'à la proximité immédiate des bords, ne concernant ainsi qu'un très faible nombre de pixels.

A partir de ce constat, nous avons pris conscience de la possibilité d'établir une méthodologie ciblée sur "l'auto-calibration" des images. Cette stratégie visait, d'une part, à contourner les problèmes de correction atmosphérique et, d'autre part, à permettre une véritable comparaison diachronique entre les images provenant de n'importe quel des quatre capteurs à haute résolution spatiale et prises à différentes périodes de l'année.

Le première variable que nous avons cherché à estimer a été la turbidité. En effet, la turbidité peut fournir une information globale de l'eau dans la mesure où elle est le résultat de la combinaison d'une série de facteurs intervenant sur les propriétés optiques de celle-ci. Plusieurs définitions du terme "turbidité" ont été proposées (Anderson, 2005; Davies-Colley et Smith, 2001; NWEA, 2000; Petus *et al.*, 2010), nous avons retenu, comme définition générale, celle adoptée par l'USGS (*United States Geological Survey*) :

"La turbidité, qui peut donner l'apparence trouble ou fangeuse à l'eau, est causée par la présence de matières dissoutes et en suspension, comme de l'argile, du limon, de la matière organique finement fragmentée, du plancton et d'autres organismes microscopiques, des acides organiques, et des colorants" [109].

[109] Il s'agit de la traduction de la suivante définition : *Turbidity, which can make water appear cloudy or muddy, is caused by the presence of suspended and dissolved matter, such as clay, silt, finely divided organic matter, plankton and other microscopic organisms, organic acids, and dyes*. Originalement publiée par l'ASTM (*American Society for Testing and Materials*) International - Standards Worldwide (ASTM-International, 2003), elle a été reprise dans l'ouvrage électronique de référence de l'USGS - *National field manual for the collection of water-quality data* (Anderson, 2005).

Toutefois, même si la turbidité est l'expression des propriétés optiques d'un liquide, responsables de l'absorption et de la diffusion des rayons lumineux en opposition à leur transmission linéaire à travers un échantillon donné (ASTM-International, 2003), elle n'est pas pour autant une grandeur physique absolue, comme la température, le pH, etc. (Anderson, 2005; Davies-Colley et Smith, 2001).

De façon plus pragmatique, la mesure de la turbidité résulte de la comparaison entre la quantité de lumière diffusée par un échantillon et celle diffusée par un standard. Plus la quantité de lumière diffusée est importante, plus turbide est l'échantillon (NWEA, 2000). Habituellement, les mesures de turbidité s'effectuent à l'aide d'un néphélomètre, d'où l'acronyme NTU qui accompagne souvent les valeurs de turbidité et qui peut être traduit de l'anglais comme "Unité de Turbidité Néphélométrique". La turbidité mesurée par la plupart des néphélomètres[110] est obtenue à partir du ratio entre l'intensité de la lumière diffusée à 90° et la somme des intensités des lumières rétrodiffusées et transmises.

Du fait que la turbidité est par définition une mesure relative (dépendante d'un standard), nous avons essayé d'appliquer cette logique dans le but d'estimer la turbidité des eaux du delta du Danube en fonction notamment du comportement optique "standard" présenté par le lac Belciug.

Analogiquement aux procédés d'analyses en laboratoire, la réflectance aquatique du lac Belciug a rempli le rôle de l'étalon lors de l'estimation de la turbidité satellitaire. Nous avons alors considéré que cette turbidité est restée stable lors de toute la période d'étude, que ce soit d'une année à l'autre ou au sein d'une même année.

Cette présomption n'a pas été fondée uniquement sur des observations, mais également sur des caractéristiques spécifiques à ce lac. Comme l'on peut deviner d'après sa physiographie, l'origine du lac Belciug résulte de l'abandon d'un méandre du bras Sf. Gheorghe. Cette origine lui confère une profondeur, de l'ordre de 7 m, sensiblement plus importante que celle des lacs situés à l'intérieur de la plaine centrale, souvent comprise entre 2 et 3 m. La probabilité de remise en suspension des sédiments du fond du lac par un coup de vent est minime : en plus de son importante profondeur, le lac est bordé de roselières atteignant généralement au moins 2,5 m d'hauteur et, même si sa longueur est considérable (3,5 km), sa largeur ne varie qu'entre 280 m et 380 m.

Un autre élément très important est l'isolement de ce lac par rapport au fleuve. En effet, il n'existe pas de communication directe entre ces deux compartiments. Le seul véritable canal

[110] Colley et Smith (2001) nous avertissent cependant que les turbidités mesurées par différents néphélomètres fournissent couramment des valeurs distinctes de turbidité, par conséquent, il est fortement conseillé d'indiquer le nom et le modèle de l'instrument utilisé. De la part de l'USGS, Anderson (2005) présente un grand nombre de consignes et de procédures techniques à respecter afin de réduire la variabilité des mesures de turbidité.

d'accès au lac se situe au sud de celui-ci, et il se dirige vers le sud-ouest pour atteindre le canal Crasnicol au bout d'environ 8 km.

Les seuls phénomènes naturels pouvant vraisemblablement augmenter la turbidité des eaux du lac Belciug seraient : le débordement du fleuve ou un bloom de phytoplancton avec une très importante biomasse près de la surface. Comme ces deux phénomènes sont assez facilement identifiables sur les images satellitaires, la qualité de notre "standard" est ainsi vérifiable avant que la procédure d'estimation de la turbidité satellitaire soit lancée pour une image quelconque[111].

L'estimation de la turbidité a été fondée sur l'établissement d'un indice que nous avons nommé "indice de turbidité" (IT). De façon à pouvoir auto-calibrer cet indice pour chaque image de façon indépendante, il nous a fallu définir un deuxième point de référence qui exprimerait une turbidité maximale, en opposition à la turbidité minimale procurée d'après les eaux du lac Belciug. Dans un premier temps, nous avons fait de nombreux tests avec des tronçons des bras deltaïques ou même du fleuve du Danube avant l'apex du delta. Cependant, cette turbidité "maximale" n'était vraie que pour l'image concernée. La turbidité du fleuve étant variable dans le temps, les turbidités estimées pour chaque image ne pourraient pas ainsi être comparées entre deux différentes dates.

La plupart des zones émergées du delta étant recouvertes par de la végétation, il n'était pas recommandé d'y rechercher une cible à réflectance stable pour les mêmes raisons de variabilité temporelle préalablement vérifiées sur les tronçons fluviaux et, d'autant plus, que les variations saisonnières sur les réflectances sont bien marquées pour la végétation du delta du Danube (Güttler, 2008; Lamarche, 2009). Suite à quelques expérimentations, la cible qui correspondait à nos attentes a été trouvée sur une portion spécifique des dunes de la levée marine de Caraorman, dans un milieu assez homogène, situé à l'abri des fluctuations des eaux danubiennes et du développement d'une couverture végétale susceptible d'influer sur la réponse spectrale du sable. Nous avons observé que cette portion des dunes demeure sèche même lors de conditions d'élévation extrême du niveau d'eau sur le delta du Danube, comme lors du printemps 2006 ou de l'été 2010. Tout comme pour le lac Belciug, la comparaison inter-images a également montré une stabilité remarquable du comportement hautement réfléchissant de ces dunes sur l'ensemble de la période analysée (2006-2010), et également sur des images MSS historiques.

[111] Gâştescu et Stiuca (2008, page 339) affirment que les effets de l'eutrophisation sont peu ressentis sur le lac Belciug, en revanche ils suggèrent qu'il existerait, lors des périodes de crue, une communication active avec le fleuve. Cependant, aucune description ou précision sur cette "communication active" n'est malheureusement pas présentée.

A la suite de l'établissement de nos deux repères, également appelés "invariants" ou "pseudo-invariants" (Caloz et Collet, 2001; Hadjimitsis *et al.*, 2009; Schott *et al.*, 1988), le calcul de l'indice de turbidité a été établi selon la logique suivante :

$$\mathrm{IT}_{(x,y)} = \frac{\mathrm{CN}_{(x,y)} - \mathrm{CN}_{(rp_{min})}}{\mathrm{CN}_{(rp_{max})} - \mathrm{CN}_{(rp_{min})}}$$

où $IT_{(x,y)}$ est l'indice de turbidité pour un pixel de coordonnées (x,y) et CN le compte numérique[112] du pixel. Les appellations entre parenthèses, rp_{min} et rp_{max}, indiquent les pseudo-invariants décrits au préalable, à savoir : les eaux du lac Belciug et les dunes de Caraorman, respectivement.

Dans le but que chaque pseudo-invariant soit traduit par une valeur représentative et fiable, nous avons décidé d'utiliser un *CN* moyen, dénommé *mCN*, lequel est calculé à partir de la moyenne des *CN* situés à l'intérieur d'une fenêtre de 3 x 3 pixels (cf. équation ci-dessous), centrée sur le point "repère" désigné par l'analyste pour chaque image individuellement.

$$\mathrm{mCN} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \mathrm{CN}_i$$

où n= nombre de pixels de la fenêtre d'échantillonnage.

De manière à rendre l'indice de turbidité plus pertinent, nous l'avons converti sur une échelle allant de 0 jusqu'à 100, cette échelle a été ajustée à l'aide de valeurs empiriques pour une représentation optimale de la variance de l'indice. L'équation finale pour le calcul de l'indice de turbidité à pourcentage ajusté (IT%) a été alors défini de la manière suivante :

$$\mathrm{IT\%}_{(x,y)} = \left[\left(\frac{\mathrm{CN}_{(x,y)} - \mathrm{mCN}_{(rp_{min})}}{\mathrm{mCN}_{(rp_{max})} - \mathrm{mCN}_{(rp_{min})}} \times 100\right) + \mathrm{a}\right] \times \mathrm{b}$$

La première constante empirique d'ajustement *a* sert à prévenir l'apparition de valeurs négatives sur des zones éventuellement moins turbides que le pseudo-invariant rp_{min}, tandis que la deuxième constante *b* optimise la distribution de l'indice de turbidité sur une échelle de 0 à 100 % étalonnée à partir d'observations lors de situations extrêmes (turbidités très élevées). Cet étirement permet que les plus fortes turbidités (sur les bras et les embouchures) soient

[112] Le CN peut être remplacé par R_{rs} (réflectance télédétectée) ou L_{ap} (luminance apparente) selon le type de donnée disponible pour l'image examinée sans perte d'information.

traduites par des valeurs situées généralement au-dessus de 70 IT% alors que les eaux des lacs isolés, à très faible turbidité, restent en dessous de 10 IT%.

A présent, nous allons aborder la notion de longueur d'ondes. En effet, le choix des bandes spectrales a été une étape importante du développement de l'indice de turbidité. Dans un premier temps (avant l'introduction des constantes d'ajustement *a* et *b*), nous avons testé l'algorithme en utilisant une bande à la fois (sauf celle du bleu) ou les ratios PIR/rouge, PIR/vert et rouge/vert. Ces tests ont été faits sur deux images AVNIR-2, une hivernale et l'autre estivale. Chacune des bandes thématiques test a été comparée avec l'image satellitaire d'origine, représentée sous la forme d'une composition colorée en "vraies couleurs" rehaussée, à partir de laquelle les gradients de turbidité peuvent être observés avec un niveau de détail remarquable. Ces comparaisons visuelles ont révélé que l'indice calculé à partir de la bande du rouge répondait très bien aux variations observées sur les zones très turbides (par ex. panaches sédimentaires à l'entrée des lacs Gorgova, Uzlina, Iacob), mais aussi sur des lacs plus éloignés recevant une charge sédimentaire déjà assez diluée (par ex. Puiu, Matița). En général, l'indice dérivé de la bande du vert était moins sensible aux variations puisque les gradients n'étaient pas bien marqués et ses valeurs saturaient au niveau des panaches les plus turbides. L'indice dérivé du PIR ne détectait presque aucune différence de turbidité, les gradients n'étaient pas clairs ni même sur les panaches bien développés. Parmi les ratios, seul le PIR/rouge présentait une bonne adéquation avec l'image, il était toutefois moins précis pour distinguer les faibles niveaux de turbidité.

Notre choix s'est porté ainsi sur l'indice calculé à partir de la bande du rouge, mais cette meilleure adéquation à représenter la turbidité n'est pas une véritable surprise. En effet, des études pionnières menées par Lathrop et Lillesand (1986) avaient déjà annoncé que la bande TM3 (la bande rouge du capteur TM de Landsat) était très sensible aux variations de turbidité. De même, quelques temps après, des expérimentations en laboratoire ont démontré que l'intervalle optimal pour quantifier les matières en suspension se situait entre 550 et 650 nm (Novo *et al.*, 1989). Ensuite, Froidefond *et al.* (2004) ont comparé des mesures spectrales in situ avec l'imagerie SPOT, ils ont également conclu que la bande XS2 (bande rouge du capteur HRVIR) était la plus sensible aux concentrations de matières en suspension allant de 3,5 à 500 mg/l. A partir d'études sur des zones deltaïques, Ferrari *et al.* (1996) ont observé que l'effet d'absorption des substances jaunes devenait insignifiant au-delà des longueurs d'ondes 600-650 nm. Enfin, d'un point du vue technique, il y a aussi un avantage : l'intervalle spectral de la bande du rouge est assez similaire entre les capteurs sélectionnés (≈ 610-690 nm).

Prise en compte du phytoplancton

Afin d'estimer la contribution du phytoplancton à la turbidité globale nous avons développé un indice de phytoplancton dérivé de l'IT%. Sur les lacs du delta du Danube, nous observons fréquemment de fortes croissances de la biomasse phytoplanctonique (*blooms*) ; les images satellitaires permettent d'identifier facilement ces blooms sans aucun traitement spécifique.

Dans ces cas, nous déterminons visuellement trois ou quatre niveaux de biomasse phytoplanctonique en ajoutant des points de repère sur l'image, deux autres repères sont ajoutés également : l'un sur une zone avec une turbidité minérale évidente et l'autre dans un lac aux eaux claires. L'information spectrale de ces points est ensuite visualisée sous la forme d'histogrammes, à partir desquels nous déterminons des seuils radiométriques sur les bandes du bleu (sauf pour HRVIR), du vert et du rouge. Ces seuils sont combinés sous la forme d'un masque thématique visant à isoler les zones de blooms ; dès que la superposition de ce masque sur l'image s'avère réaliste, le masque est validé et les pixels non masqués sont désignés "dominés par le phytoplancton". Pour ces pixels, l'indice de turbidité est recalculé en ajoutant un coefficient de phytoplancton à l'équation de l'IT%, cette nouvelle formule va pouvoir générer la bande thématique de l'indice de phytoplancton. La combinaison des deux produits (indice de turbidité et indice de phytoplancton) donne origine à une troisième bande thématique, appelée "produit fusionné" (figure 76).

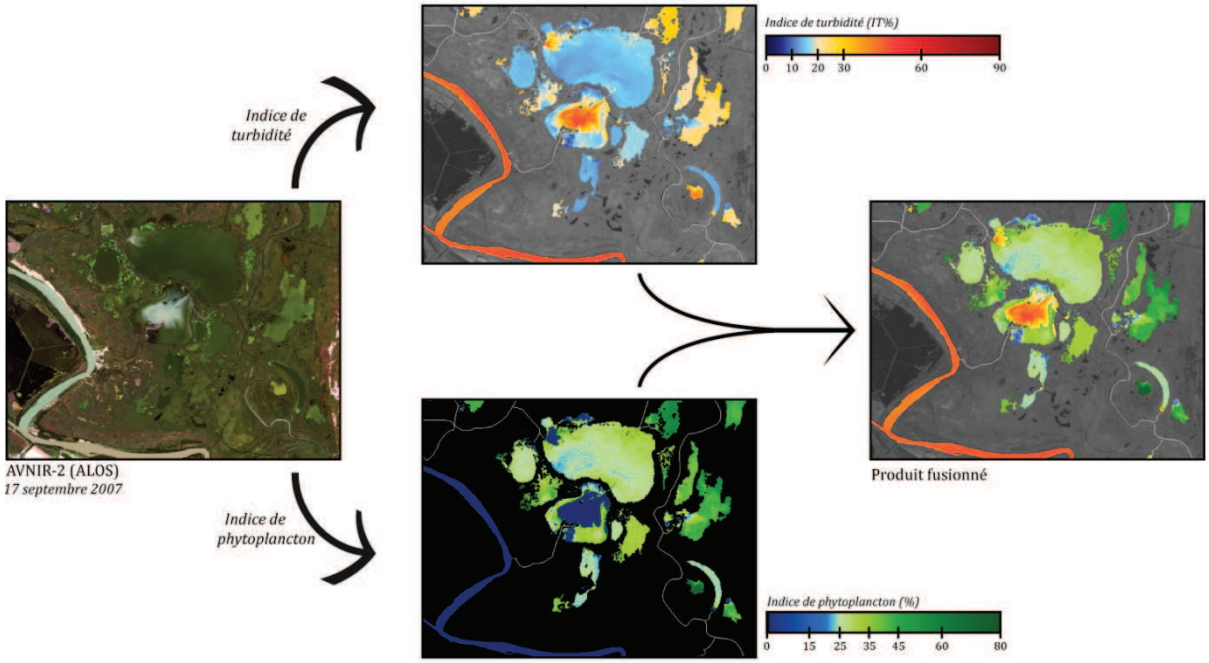


Figure 76 : Schéma de la création des trois bandes thématiques pour les images à haute résolution spatiale.

Un point d'intérêt majeur de l'IT% c'est qu'il accepte comme données d'entrée des valeurs en compte numérique, en réflectance ou en radiance. Il dispense de la réalisation systématique de l'étalonnage des comptes numériques et, plus important encore, il dispense de traitements concernant la correction des effets atmosphériques.

Il existe plusieurs manières d'essayer de soustraire les effets de l'atmosphère du signal enregistré par le capteur, les plus performantes dérivant souvent de modèles très détaillés des conditions atmosphériques durant l'acquisition des données, et exigeant des données d'entrée sur l'atmosphère lors du passage du satellite. Il existe toutefois de méthodes plus abordables qui fournissent des résultats relativement satisfaisants, comme le modèle 5S (Simulation du Signal Satellitaire dans le Spectre Solaire). Kergomard (2000) a discuté de la question du traitement radiométrique (étalonnage et correction des effets de l'atmosphère) des images à haute résolution dans le cadre des recherches en télédétection pratiquées par les chercheurs en SHS. Même si l'application d'un modèle de type 5S (ou même le 6S) se révèle souvent indispensable pour assurer une reproductibilité de méthodes, l'auteur émet des réserves importantes : "*dans l'état actuel dea méthodea, la correction atmoaphérique eat toujoura partielle et approximative ; elle eat inopérante loraque lea effeta de l'atmoaphère aont trop importanta. Elle repoae le plua aouvent aur dea hypothèaea aimplificatricea. L'uaage d'un logiciel tel que 5S conduira aouvent à une évaluation dea effeta de l'atmoaphère aur l'image traitée plutôt qu'à une correction effective.*" (p.14).

Puisque l'étalonnage des comptes numériques et les corrections de type 5S se réduisent, en termes pragmatiques, à des transformations linéaires sur l'ensemble de l'image, elles n'introduisent aucune différence sur les valeurs calculées par l'équation de l'IT%. Le fait de combiner les invariants rp_{min} et rp_{max} permet de soustraire implicitement les effets de l'atmosphère tels qu'ils sont considérés par les corrections linéaires. De ce fait, notre indice de turbidité repose également sur le postulat que les effets atmosphériques sont constants sur l'image à traiter.

1.2.3. Détection et identification dea macrophytea

A des fins pratiques, nous avons divisé les communautés de macrophytes aquatiques des lacs du delta en deux grands groupes : l'un composé des individus submergés et l'autre des individus à la surface. L'imagerie satellitaire employée dans cette étude s'est montrée incapable de détecter de manière satisfaisante les macrophytes submergées, la cause principale étant la très forte quantité de matières organiques dissoutes (CDOM). Ces matières sont très absorbantes sur les longueurs d'ondes du bleu et du vert. Comme ces longueurs d'ondes sont également celles

qui pénètrent le plus profondément dans l'eau, leur absorption presque intégrale dans la colonne d'eau (par les CDOM) ne permet pas le retour d'un signal suffisamment fort vers le capteur satellitaire.

Ce problème ne se pose pas pour le deuxième groupe puisque les macrophytes se trouvent à la surface ; dans ce cas, la bande du proche infrarouge permet de les détecter facilement. Dans ce grand groupe nous pouvons distinguer les individus avec des structures au-dessus la surface de l'eau (par ex. les nénuphars) de ceux qui se trouvent dans l'eau et très proches de la surface, pouvant émerger partiellement (par ex. *Elodea canadensis* et parfois *Ceratophyllum demersum*).

La méthode retenue pour la détection des macrophytes aquatiques (à la surface uniquement) est celle de produire un masque combinant la couche de vecteurs de référence pour les contours des lacs avec un seuillage radiométrique sur le PIR. Ce seuillage est déterminé en analysant premièrement la valeur du PIR sur la zone la plus turbide de l'image (située généralement au niveau des bras et des embouchures) ; cette valeur observée sera augmentée de quatre CN pour établir la valeur du seuillage.

Après l'isolement des zones recouvertes par les macrophytes il est possible d'effectuer une différenciation entre elles permettant d'identifier certains types de groupement selon l'espèce dominante (en termes de couverture spatiale). Cette différenciation est devenue possible à l'aide des mesures spectrales et des identifications réalisées sur le terrain, complétées par l'analyse des photographies du survol aérien.

Il a été possible d'identifier cinq types de groupement : a) dominés par les nénuphars, b) dominés par les *Trapa natans*, c) sans dominance claire - individus au-dessus de la surface, d) sans dominance claire -individus en subsurface, e) îlots de *plaur.* Il serait intéressant, du fait de la bonne distinction de ces groupes, de développer dans des recherches futures une automatisation de ce procédé.

1.3. Images historiques de la série Landsat (1972-2003)

Concernant les images historiques, les traitements numériques ont été beaucoup moins complexes. Ces images ont seulement fait l'objet de rehaussements et d'analyses par photo-interprétation. Parmi l'ensemble des images dont nous disposions, nous avons sélectionné une série de 21 images, afin de permettre la réalisation d'une analyse évolutive des eaux des lacs de la plaine deltaïque et de la zone côtière. Nous avons choisi les images en fonction de deux critères : le recouvrement de plus de la moitié de la plaine par l'image et la qualité visuelle de cette dernière. Ensuite, nous avons cherché à avoir au moins une image tous les deux ans, entre la période allant de 1972 (année de la première image MSS) jusqu'au début des années 2000. Les

images devaient être prises entre avril et septembre pour pouvoir réaliser les comparaisons sans une variation saisonnière très importante. Néanmoins, faute d'une quantité d'images remplissant l'ensemble de ces conditions, la série retenue ne garde pas toujours la fréquence visée au départ.

Un total de 29 lacs a été sélectionné au sein des sous-unités hydrographiques (entre 6 et 9 par sous-unité), ainsi que quatre secteurs sur la zone côtière. Les raisons de ces choix seront présentées avec plus de détails dans le chapitre V. Sur ces 33 corps d'eau sélectionnés, la méthode d'analyse mise en place visait à extraire des informations sur trois variables : les apports turbides venant du fleuve, les blooms de phytoplancton et le recouvrement des macrophytes à la surface. Une trame commune d'analyse a été créée pour permettre l'évaluation des corps d'eau sur les 21 images satellitaires ; dans cette trame chaque variable avait une échelle de valeurs possibles :

Apport turbide venant du fleuve : 1-inexistant, 2-faible à modéré, 3-fort ;

Phytoplancton : 1-pas de bloom, 2-bloom partiel (< 50 % du lac/secteur), 3-bloom partiel avec forte coloration de l'eau (< 50 % du lac/secteur), 4-bloom total (> 50 % du lac/secteur), 5-bloom total avec forte coloration de l'eau (> 50 % du lac/secteur) ;

Macrophytes : 1-absentes, 2-petites étendues isolées, 3-grandes étendues, 4-recouvrement supérieur à 75 % du lac/secteur.

De manière à réduire la subjectivité de cette méthode, toutes les images ont été rehaussées et préparées au préalable. L'évaluation des 33 lacs/secteurs sur les 21 images a ainsi pu être concentrée sur deux jours consécutifs, la trame étant appliquée systématiquement ainsi que l'ordre d'analyse des lacs.

2. VALIDATION DES PRODUITS "TURBIDITÉ"

2.1. Vérifications ponctuelles entre les estimations satellitaires et les données in situ

Les techniques employées pour déterminer la turbidité diffèrent selon le type d'image concernée (à haute ou à moyenne résolution spatiale), de ce fait, il nous semble indispensable de vérifier si, d'une part, les résultats des turbidités satellitaires correspondent aux données de terrain et si, d'autre part, les produits issus de chaînes de traitement d'images distinctes s'avèrent réellement inter-comparables. Ainsi, les résultats des trois principales vérifications

réalisées afin de valider le calcul des turbidités satellitaires seront exposés dans les pages suivantes.

2.1.1. Vérification des turbidités - I

Dans la première vérification, les valeurs des cartes de turbidité, issues du traitement des images satellites, ont été confrontées aux mesures de transparence d'eau prises sur le terrain, représentées ici par des profondeurs Secchi (m). Selon l'image d'origine, la turbidité a été calculée soit en NTU (images à moyenne résolution), soit en "indice de turbidité", représenté par l'acronyme IT% (images à haute résolution). Le résultat graphique des relations entre "turbidité satellitaire" et "transparence in situ" est exposé dans la figure 77.

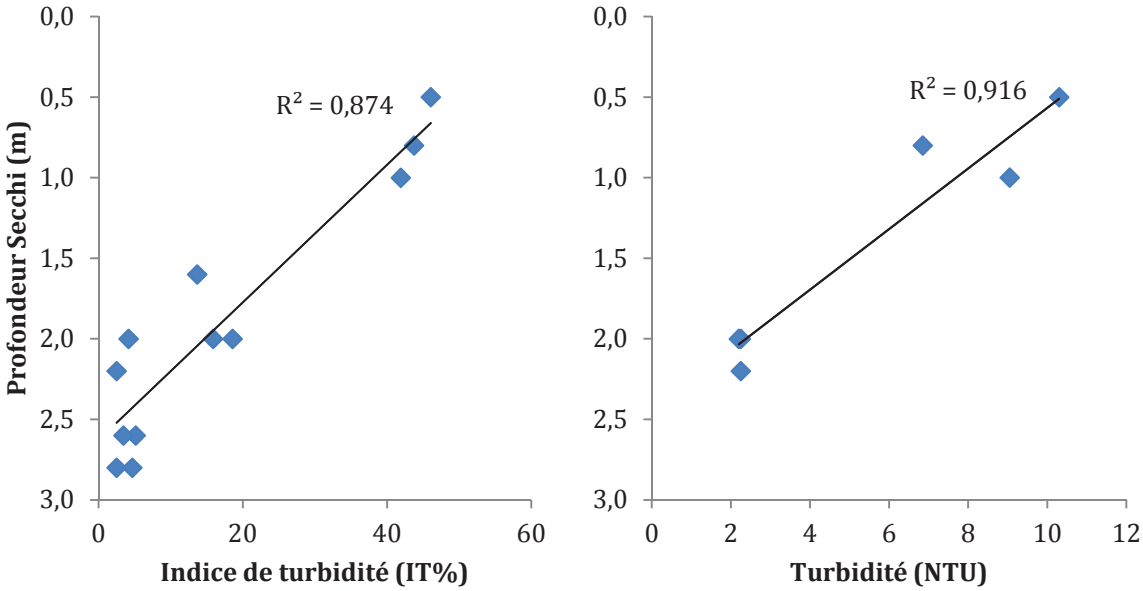


Figure 77 : Transparence de l'eau versus turbidités satellitaires. A gauche, à partir de données satellitaires à haute résolution spatiale (AVNIR-2 et LANDSAT TM) et à droite, de données à moyenne résolution (MERIS).

Le graphique de gauche compare l'indice de turbidité calculé pour trois images à haute résolution spatiale avec des profondeurs Secchi mesurées sur six différents lacs deltaïques et sur cinq points côtiers, situés immédiatement au large des embouchures des bras de Sulina et de Sfântu Gheorghe. Le décalage temporel maximum retenu entre l'acquisition de l'image satellite et les mesures de terrain a été de 2 jours. Le graphique de droite confronte les turbidités calculées pour une seule image à moyenne résolution (MERIS) avec des profondeurs Secchi mesurées en mer. Trois points de mesure sont situés au large de l'embouchure du bras de Sulina et deux autres au large de celle du bras de Sf. Gheorghe. Dans ce cas, l'image et les mesures in

situ ont été acquises lors d'une même journée, malgré un écart de quelques heures entre chacun des points de mesure en mer.

Le manque de mesures in situ temporellement proches des prises de vue satellitaires explique le nombre relativement réduit de points de vérification affichés sur les graphiques. En effet, l'analyse inter-images a révélé une variabilité spatiale très importante des gradients de turbidité sur des écarts temporels assez réduits et notamment sur la zone des embouchures du fleuve. Pour cette raison, nous avons décidé de conserver seulement les données de transparence acquises dans un intervalle maximum de 24 heures, en zone côtière, et de 48 heures, à l'intérieur du delta (avant ou après le passage du satellite).

La corrélation négative entre la turbidité satellitaire et la transparence in situ est évidente sur les deux types de support étudiés. Les coefficients de détermination (R^2), supérieurs à 0,87 pour les deux graphiques, confirment l'hypothèse de dépendance linéaire entre les deux variables analysées. Cette dépendance s'est avérée valable, aussi bien pour les deux groupes d'image (à haute et à moyenne résolution spatiale) que pour les deux types de milieu aquatique examinés (lacs et zone côtière).

Enfin, la détection de très faibles turbidités semble stagner autour de la valeur 4, en IT%, et de la valeur 2, en NTU. Ceci peut être interprété comme étant des valeurs "limites" de la sensibilité des capteurs satellitaires utilisés ou des techniques de calcul employées. Par conséquent, les turbidités en dessous desdites valeurs, et qui correspondent à des transparences supérieures à 2 mètres en profondeur Secchi, seraient moins bien distinguées sur l'ensemble d'images vérifiées.

2.1.2. Vérification des turbidités - II

La deuxième vérification a été réalisée à partir des taux de sédiments en suspension in situ (mg/l) mesurés sur les trois principaux bras deltaïques. La localisation exacte des stations d'échantillonnage peut être visualisée au sein des "démarches méthodologiques" (figure 64), néanmoins, à titre indicatif, elles se situent quelques kilomètres en amont des embouchures des bras de Chilia et de Sulina, et à environ un kilomètre de l'embouchure de celui de Sfântu Gheorghe.

Analogiquement au raisonnement utilisé pour la première vérification, le résultat graphique des relations entre "turbidité satellitaire" et "taux de sédiment en suspension in situ" est exposé dans la figure 78.

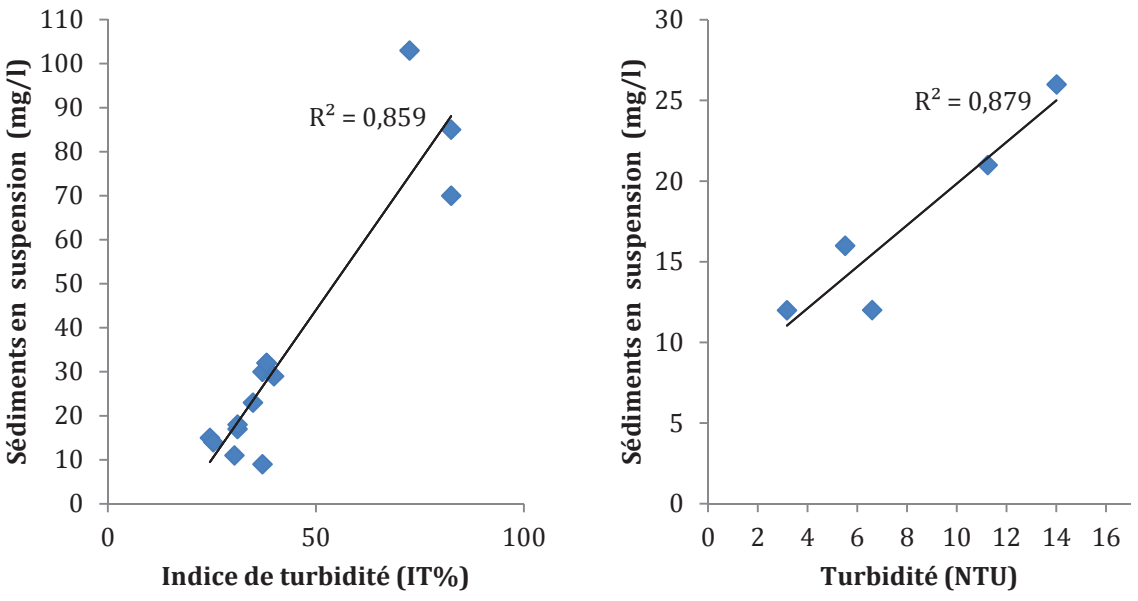


Figure 78 : Sédiments en suspension versus turbidités satellitaires. A gauche, à partir de données satellitaires à haute résolution spatiale (AVNIR-2, HRVIR et TM) et à droite, de données à moyenne résolution (MERIS).

Cette fois-ci, le graphique de gauche compare l'indice de turbidité calculé pour cinq images à haute résolution spatiale avec des taux de sédiments en suspension mesurés sur les trois stations mentionnées précédemment (partie terminale des bras deltaïques). Le décalage temporel maximum retenu entre l'acquisition de l'image satellite et les mesures de terrain a été de 5 jours. Cependant, les décalages supérieurs à 2 jours ont été retenus seulement dans les cas où le débit liquide du fleuve n'a pas présenté de variations importantes. En réalité, la turbidité des bras deltaïques présente généralement une stabilité plus importante que celles observées sur la zone côtière et sur certains lacs.

Le graphique à droite confronte les turbidités calculées pour cinq images à moyenne résolution (MERIS) avec des taux de sédiments en suspension mesurés sur la station du bras de Sf. Gheorghe. Seule, la station de ce bras a été prise en compte puisqu'elle est très proche de son embouchure (environ 1 km). Nous avons alors considéré que les variables géophysiques des eaux en ce point seraient très proches de celles situées immédiatement à l'embouchure du bras et, par conséquent, susceptibles d'être recensées par le capteur MERIS. Dans ce cas, le décalage temporel maximum retenu (mesures in situ - acquisition satellitaire) a été de 2 jours.

Les coefficients de détermination (R^2) sont supérieurs à 0,85 pour les deux catégories d'image étudiées, ergo la corrélation positive entre la turbidité satellitaire et le taux de sédiments en suspension est relativement bien représentée sur les deux graphiques. Cependant, une remarque mérite d'être faite à propos des intervalles de turbidité comparés. La difficulté de

trouver une coïncidence temporelle acceptable entre les images disponibles et les mesures in situ a généré des "lacunes" pour certains taux de sédiments en suspension. Pour le premier graphique, l'absence de taux in situ s'observe entre 32 et 70 mg/l tandis que pour le deuxième, aucune valeur supérieure à 26 mg/l n'a pu être confrontée aux turbidités estimées par télédétection.

Malgré ces lacunes, les taux de sédiments en suspension in situ nous ont permis de tester également la précision des estimations satellitaires à moyenne résolution spatiale. Du fait que le produit "matières en suspension" a été calculé pour l'ensemble des images MERIS, nous avons aussi procédé à une vérification statistique pour cette variable, qui présente un comportement très proche de celui de la turbidité avec la particularité d'être produite dans la même unité que les données in situ (en mg/l).

La figure 79 (ci-dessous) reprend les mêmes coïncidences temporelles affichées sur le graphique de droite de la figure précédente, tout en remplaçant, dans l'axe des abscisses, les valeurs de turbidité satellitaire par les taux de matières en suspension issus des images MERIS.

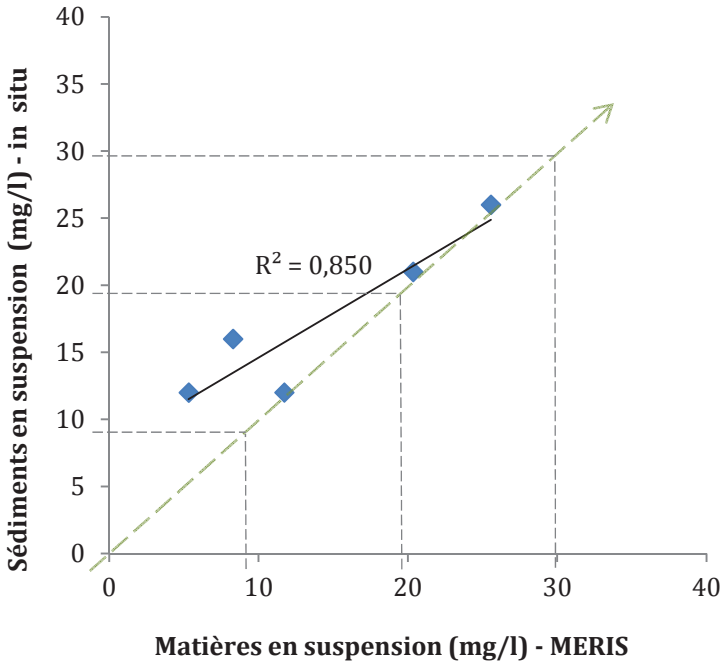


Figure 79 : Sédiments en suspension (in situ) versus matières en suspension (satellitaire) à l'embouchure du bras de Sf. Gheorghe. Données satellitaires à moyenne résolution spatiale issues du capteur MERIS.

Le coefficient de détermination est légèrement plus faible par rapport à la comparaison avec la turbidité satellitaire, mais le degré de dépendance linéaire reste sensiblement le même. En revanche, les unités de mesure étant directement comparables, nous avons pu rajouter quelques éléments au graphique ci-dessus. La ligne diagonale pointillée (en verte) matérialise une corrélation parfaite entre les deux variables confrontées et nous remarquons que trois parmi les

cinq points sont très proches de cette ligne idéale. Les deux autres points présentent une sous-estimation, de l'ordre de 7 mg/l, de la part de la variable satellitaire. Le nombre de points étant réduit, nous devons prendre ces conclusions avec précaution ; toutefois, le graphique suggère aussi que les sous-estimations seraient plus prononcées pour de faibles taux de sédiments en suspension (inférieurs à 20 mg/l).

2.1.3. Vérification des turbidités - III

Un troisième type de vérification concernant les résultats de turbidité satellitaire a été réalisé à travers la comparaison directe des turbidités calculées pour deux images prises lors d'une même journée. Cette acquisition presque simultanée (environ 40 minutes de décalage) d'une image AVNIR-2 et d'une image MERIS le 21 juillet 2009 nous a permis de tester si les calculs de turbidité, issus de deux méthodes distinctes et sur deux supports indépendants, seraient similaires et effectivement inter-comparables.

La figure 80 met en évidence un aperçu de chacune des cartes de turbidité calculées pour les deux images mentionnées. Sur l'aperçu à droite, il est possible de visualiser la localisation des points d'échantillonnage arbitraires utilisés pour vérifier la corrélation des deux variables (turbidité en NTU et en IT%). Cette vérification, à travers la dépendance linéaire, est représentée par le graphique placé en dessous des aperçus.

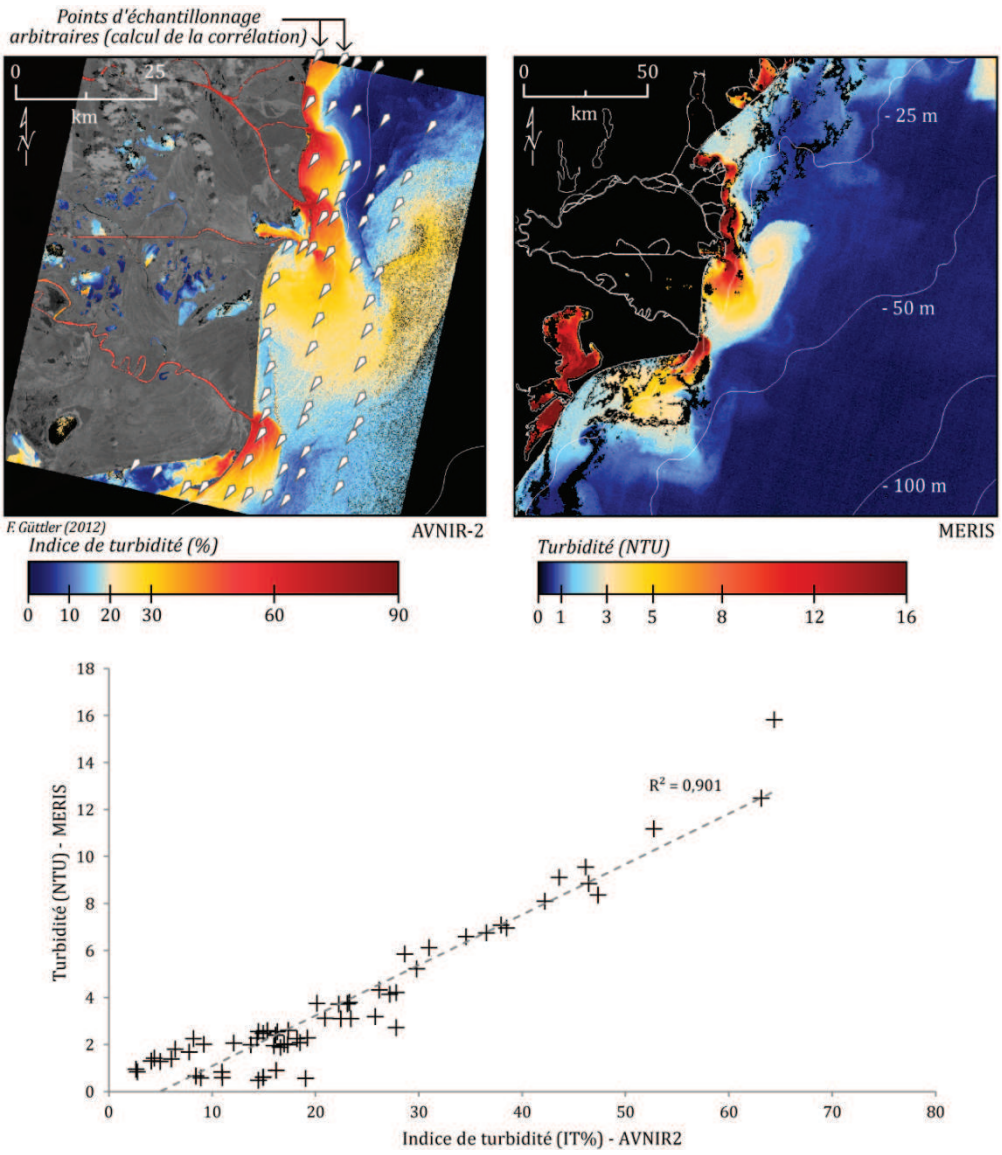


Figure 80 : Comparaison des turbidités calculées pour deux images prises au 21 juillet 2009. En haut à gauche, à partir données satellitaires à moyenne résolution spatiale (MERIS) et, en haut à droite, à haute résolution spatiale (AVNIR-2). Le graphique représente la corrélation calculée à partir de 63 points d'échantillonnage.

La comparaison visuelle des aperçus révèle une concordance notable de la distribution spatiale des gradients de turbidité. La forme et l'étendue des panaches sédimentaires se dégagent de façon nette et similaire sur les deux images. La comparaison statistique à partir des points d'échantillonnage arbitraires corrobore l'analyse visuelle. Elle affiche une corrélation positive des valeurs de turbidité très évidente dont le coefficient de détermination est supérieur à 0,9.

Du fait que la résolution spatiale est distincte pour les deux supports confrontés, MERIS à 300 x 300m et AVNIR-2 à 10 x 10 m, nous avons également procédé à une deuxième comparaison où les valeurs additionnées au graphique étaient dérivés d'une moyenne des pixels

de l'image AVNIR-2. Plus précisément, la turbidité moyenne des 625 pixels (carré de 25 x 25 pixels) situés autour de chaque point arbitraire a remplacé la valeur de turbidité "absolue" du point concerné. Ainsi, les moyennes calculées pour chaque point représentent, chacune d'entre elles, un pixel fictif de 250 x 250 m. Le résultat graphique de cette comparaison ainsi que la variation des turbidités (absolue versus moyennée) est présenté sur la figure 81.

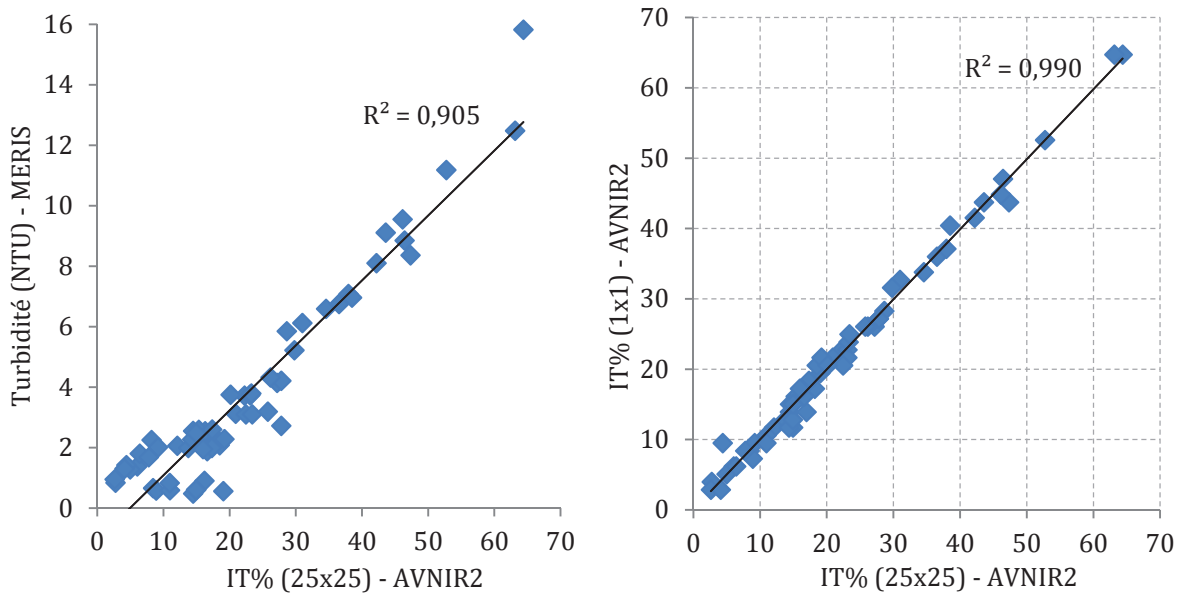


Figure 81 : A gauche – turbidité MERIS versus AVNIR-2 à partir de 63 points d'échantillonnage arbitraires. Les valeurs AVNIR-2 dérivent de la moyenne des pixels (25x25) autour de chacun des points arbitraires. A droite – variation de l'indice de turbidité selon le nombre de pixels pris en compte (1x1 pour la turbidité absolue et 25x25 pour la turbidité moyennée).

La similitude du graphique de gauche avec le graphique de la figure précédente est très prononcée. De même, leurs coefficients de détermination sont quasiment identiques (0,907 contre 0,905). Dans cet exemple, les turbidités extraites de l'image AVNIR-2, soit à partir d'un seul pixel, soit à partir d'une moyenne (25x25), n'occasionnent pas de changement significatif lors de la comparaison avec les turbidités calculées pour l'image MERIS. Le graphique de droite met en avant exactement cette variabilité très réduite de l'indice de turbidité, en l'occurrence vérifiée pour les 63 points arbitraires, et confirme que la sélection de points s'est faite sur des zones plutôt homogènes sur un rayon d'un peu plus de 100 m autour de chaque point.

2.2. Limites des vérifications ponctuelles

Les trois vérifications de turbidité récemment exposées fournissent des résultats adéquats et convenables pour valider la méthodologie d'estimation de la turbidité satellitaire pour les deux

types de support. Malgré le nombre relativement réduit de coïncidences temporelles exploitables, entre les images satellite et les données de terrain, la dépendance linéaire des variables a toujours pu être vérifiée, et ceci de manière très claire à l'égard des coefficients de détermination qui n'ont jamais été inférieurs à 0,8. Pour les graphiques dotés de seulement 5 observations, ce qui correspond à 3 degrés de liberté, les corrélations calculées restent significatives avec un risque d'erreur de 0,03. Pour les autres graphiques, les relations demeurent significatives avec un risque d'erreur inférieur à 0,01.

Nous pouvons ainsi affirmer que les turbidités estimées à partir des deux groupes d'images satellitaires présentent une correspondance avérée avec les données de terrain, aussi bien par rapport à la profondeur Secchi que par rapport au taux de sédiments en suspension. En outre, la confrontation directe des turbidités satellitaires (cf. vérification III) confirme la compatibilité des deux catégories d'image, ce qui authentifie l'analyse intégré de ces deux supports à résolution spatiale différente.

Au-delà du raisonnement strictement statistique, nous avons considéré que les écarts existants lors de vérifications sont d'autant plus acceptables dans la mesure où ils peuvent être justifiés par une série d'éléments.

Tout d'abord, nous rappelons qu'une partie importante des données de terrain utilisées pour les vérifications n'a pas été récoltée dans le cadre de la présente thèse (cf. description des données au chapitre III). A partir de ce moment, nous devons faire confiance à des données tierces dont nous ne maîtrisons pas entièrement ni les conditions d'acquisition, ni la précision instrumentale. Par conséquent, la qualité de ces données reste souvent méconnue et, malgré ceci, lors des vérifications présentées, ces données in situ sont considérées comme étant des "vérités de terrain".

Ensuite, nous devons prendre en compte la difficulté à disposer des données de nature identique pour procéder aux vérifications. En dépit de toutes les recherches de données in situ effectuées, nous ne disposons pas de mesures de turbidité sur le terrain. Certes, la transparence de l'eau et le taux de sédiments en suspension présentent des comportements proches à celui de la turbidité, mais ces paramètres ne peuvent pas être considérés comme synonymes. Néanmoins, l'utilisation croisée de ces paramètres est une démarche courante pour la calibration de modèles en télédétection, citons par exemple Doxaran et al. (2009) et Volpe et al. (2011) qui se sont servis des mesures de turbidité in situ pour calibrer les estimations de taux de sédiments en suspension par imagerie satellitaire. De telles démarches font l'objet habituellement d'ajustements statistiques plus ou moins complexes qui n'ont pas pu être réalisés pour la présente thèse. A titre indicatif, nous pouvons exposer la relation linéaire, démontrée par Doxaran et al. (2009), entre la turbidité et le taux de sédiments en suspension

pour l'estuaire de la Gironde. Cette relation se traduit par une constante[113] de transformation égale à 0,9946, autrement dit, le produit de la turbidité par ladite constante nous permet de retrouver le taux de sédiments en suspension. Il est tout de même important de souligner que le degré de corrélation entre ces variables (et plus généralement entre la turbidité, la transparence et les sédiments en suspension) peut varier sensiblement d'un endroit à l'autre, spécialement si les diamètres des particules en suspension sont dissemblables (Davies-Colley et Smith, 2001).

Enfin, l'existence d'un décalage temporel plus ou moins important entre l'acquisition d'une image satellitaire et l'échantillonnage sur le terrain rajoute une incertitude considérable à ces comparaisons directes, également appelées "au point par point". Selon les conditions environnementales et la localisation d'un point de mesure donné, un décalage de quelques heures peut suffire pour fausser une comparaison. Cette situation est particulièrement problématique sur la zone côtière mais aussi sur les lacs recevant des apports sédimentaires importants. L'expansion ou la régression d'un panache sédimentaire au cours d'une demi-journée, par exemple, peut entraîner un changement non négligeable des valeurs de turbidité pour un même point observé.

Les comparaisons directes étant épuisées et restreintes à la coïncidence temporelle, nous avons alors procédé à deux vérifications complémentaires et indirectes dans le but de réduire les incertitudes liées aux facteurs discutés ci-dessus. En effet, les vérifications suivantes privilégient la dimension temporelle de façon à pouvoir explorer en parallèle les données in situ et les résultats obtenus à partir du traitement des images. En outre, nous avons rajouté des informations sur le comportement hydrologique du Danube afin de vérifier en même temps la pertinence des données in situ. Cette "contextualisation" hydrologique nous a permis de tester indirectement la qualité des ces mesures de terrain (effectuées en dehors du cadre de la thèse), ou au moins d'identifier d'éventuelles incohérences.

La figure 82, dans un premier exemple, synthétise la superposition de données à la fois in situ et satellitaires, de la période allant du mois de juin jusqu'au mois d'octobre de l'année 2007. Cette période compte sept images à haute résolution spatiale à partir desquelles l'indice de turbidité a été calculé. Ensuite, pour chacune des sept images, nous avons extrait les turbidités satellitaires correspondant à un même point situé sur la partie aval du bras de Sulina. Cette série de valeurs a été superposée à la série des taux de sédiments en suspension mesurés in situ sur ce même bras. Lesdites séries de données se trouvent représentées dans la partie supérieure de la figure ci-dessous, alors que la partie inférieure nous renseigne sur la variation du niveau

[113] Cette relation reste spécifique au turbidimètre Endress+Hauser, employé pour les mesures in situ sur l'estuaire de la Gironde.

journalier du Danube, mesuré à Tulcea, et indique le contexte d'acquisition des images selon la hauteur d'eau et le capteur pris en considération.

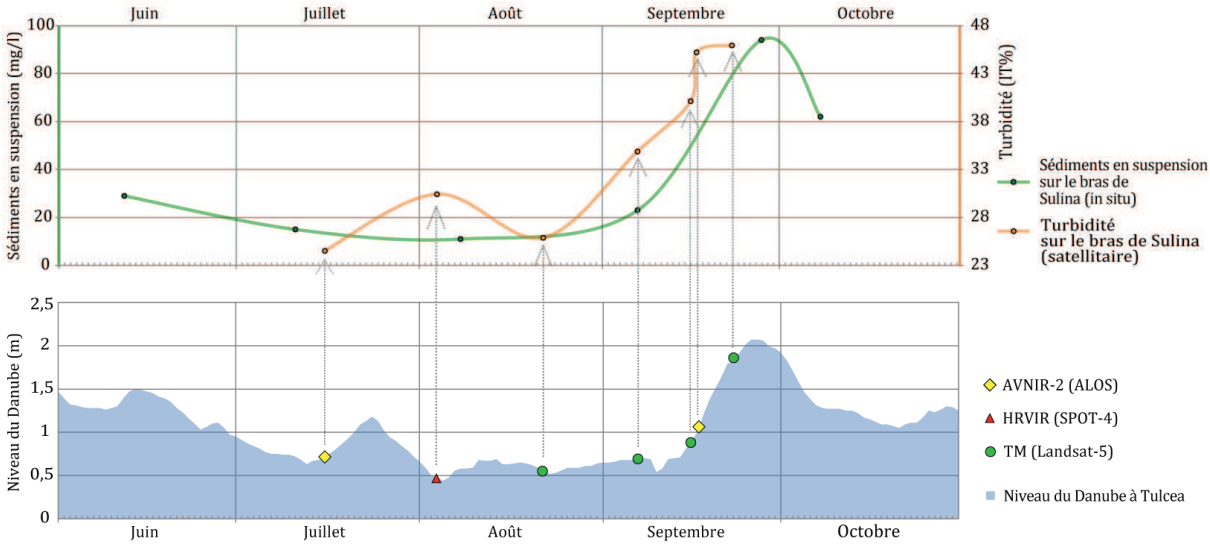


Figure 82 : Variation temporelle du taux de sédiments en suspension (en mg/l sur l'échelle de gauche) et de la turbidité satellitaire (en IT% sur l'échelle à droite) sur le bras de Sulina entre juin et octobre 2007. La variation du niveau du Danube et les images utilisées pour le calcul de la turbidité satellitaire sont visibles sur la partie inférieure de la figure.

Les deux courbes exhibent une silhouette semblable qui est visiblement en concordance avec les fluctuations du niveau du fleuve. En effet, l'année 2007 a été marquée par des niveaux d'eau estivaux très bas et, par conséquent, les débits liquides et solides enregistrés aux mois de juillet et d'août ont été extrêmement faibles. En contrepartie, l'élévation progressive du niveau d'eau, vérifiée au cours du mois de septembre, a entraîné des changements immédiats sur les eaux du fleuve. Les courbes de turbidité satellitaire et de sédiments en suspension in situ reflètent cette transformation de façon précise.

Dans un second exemple, une comparaison analogue a été faite avec des images à moyenne résolution spatiale (MERIS). L'intervalle utilisé dans ce cas (figure 83) s'étend du mois de janvier jusqu'au mois d'avril de l'année 2008. Cette période compte dix-neuf images à moyenne résolution spatiale, soit environ une tous les 11 jours. Il est important de préciser que les valeurs des turbidités satellitaires exposées dans le graphique correspondent aux turbidités calculées pour la zone proche à embouchure du bras de Sf. Gheorghe. Cette série de valeurs a été superposée à la série des taux de sédiments en suspension in situ mesurés sur ce même bras (à environ 1 km en amont de l'embouchure).

La similitude des deux courbes reste cohérente sur ce deuxième exemple malgré une oscillation plus prononcée des turbidités satellitaires. Cette oscillation, concentrée principalement sur le mois de mai, peut être expliquée, d'une part, par le nombre important

d'images temporellement proches et, d'autre part, par la variabilité caractéristique à la zone d'embouchure du bras de Sf. Gheorghe. De plus, pour un certain nombre d'images satellite, la présence de pixels masqués proches de l'embouchure a potentiellement renforcé la variabilité de cette zone. Ce fait, répété sur environ un tiers des images utilisées, nous a contraint à extraire les turbidités satellitaires à partir des pixels situés un peu plus au large et parfois plus proches de la bordure du panache sédimentaire que de l'embouchure du bras proprement dit.

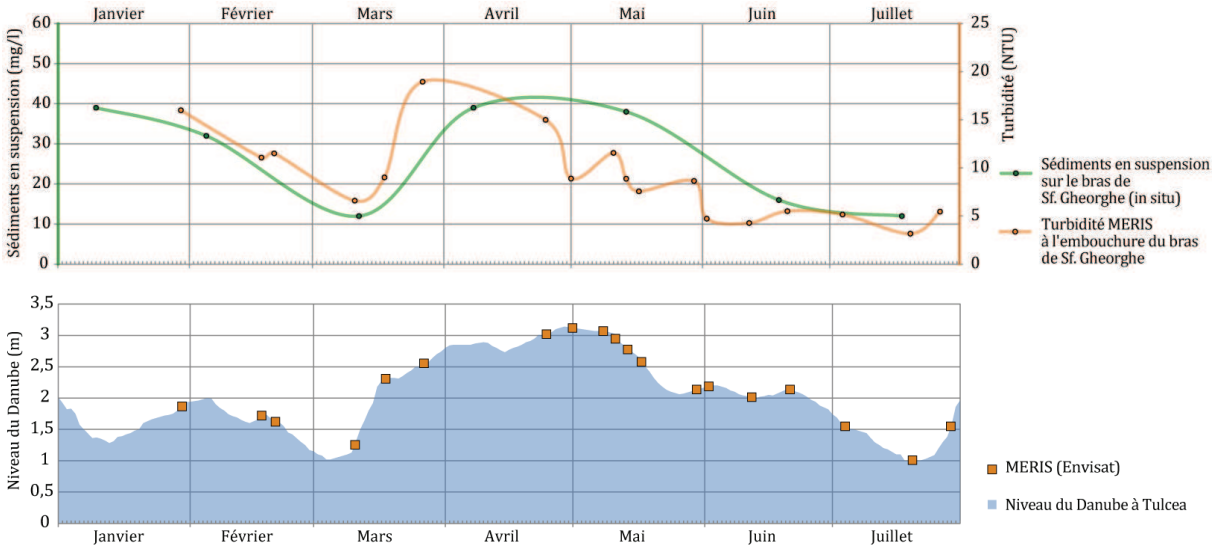


Figure 83 : Variation temporelle du taux de sédiments en suspension (en mg/l sur l'échelle à gauche) et de la turbidité satellitaire (en NTU sur l'échelle à droite) entre janvier et juillet 2008. La variation du niveau du Danube et les images utilisées pour le calcul de la turbidité satellitaire sont présentées sur la partie inférieure de la figure.

Néanmoins, le comportement des deux variables (sédiments en suspension et turbidité satellitaire) s'est montré à nouveau corrélé avec les fluctuations du niveau du fleuve, comme nous pouvons le vérifier sur la figure ci-dessus. A l'opposé de l'année 2007, les fluctuations hydrologiques observées pour l'année 2008 s'approchent sensiblement des niveaux moyens pour cette période sur le delta du Danube, caractérisés en outre par une période d'inondation au printemps, avec les niveaux maximaux d'eau se produisant entre les mois d'avril et de mai. Le changement induit par la montée des eaux peut être particulièrement bien observé au début du printemps avec une hausse simultanée des courbes de turbidité satellitaire et de taux de sédiments en suspension.

TROISIÈME PARTIE : DYNAMIQUE DES EAUX

CHAPITRE V : MOBILITÉ HISTORIQUE

Dès le début de sa formation, il y a un peu plus de 5 000 ans, le delta du Danube s'est caractérisé par une intense mobilité. Comprise de manière encore partielle, sa morphogenèse est le résultat de la combinaison des processus agissant à différentes échelles spatiales, variant sensiblement au cours du temps et compliqués par une série d'aménagements réalisés dès le XIXe siècle (cf. chapitres I et II). Puisque l'action des eaux est à l'origine de la formation, des remaniements et des dynamiques saisonnières de ce géosystème, il serait illusoire de considérer que celle-ci est devenue, ou devrait devenir, stable. Ainsi, la compréhension du fonctionnement actuel de l'hydrosystème doit intégrer cette notion de mobilité, matérialisée par des évolutions spatiales plus ou moins immédiates auxquelles peuvent s'associer les forçages d'origine anthropique. Dans ce sens, ce chapitre a pour but d'exposer les principales évolutions de l'hydrosystème qui ont pu être identifiées à travers l'analyse des données satellitaires "historiques", c'est-à-dire d'images acquises depuis les premiers satellites de la série Landsat à partir de 1972. Cette démarche présente deux difficultés majeures, déjà abordées dans les chapitres précédents : la très faible disponibilité de données in situ pouvant servir à vérifier nos analyses, et les limitations techniques associées aux premiers capteurs satellitaires civils.

Pour ces raisons, notre analyse historique ne prétendant pas fournir d'informations quantitatives précises, la priorité a été donnée à l'identification spatiale des changements survenus sur l'hydrosystème durant toute la période bénéficiant de l'imagerie satellitaire. Échappent par conséquent à cette rétrospective d'importantes étapes liées à l'aménagement de la plaine deltaïque, et, de ce fait, la situation que nous avons pu observer à travers les premières images Landsat était déjà influencée par un certain nombre d'interventions directes et indirectes sur le réseau hydrographique (cf. chapitre II).

Le cas le plus flagrant est celui de la haute plaine deltaïque, située au nord du bras de Chilia, en Ukraine. Ayant été presque entièrement poldérisée après la Seconde Guerre mondiale, seules deux zones présentaient des caractéristiques proches de celles de la plaine deltaïque originelle : une étroite zone allongée selon un axe nord-sud, située au sud du lac Katlabuch, et la zone connue sous le nom de "Stentsivsko-Zhebriansky Plavni", située sur la portion la plus septentrionale du delta, à proximité de la localité de Prymors'ke. Compte-tenu de l'isolement de ces deux zones – situées en marge d'une plaine deltaïque fragmentée par des polders – le fleuve ne communiquait déjà que fort peu avec celles-ci au début des années 1970, nonobstant quelques aménagements postérieurs qui ont limité encore plus les échanges d'eau au sein de ces zones (figure 84). L'encerclement de la première zone au moyen de digues l'a séparée également du lac Katlabukh, lui aussi isolé du Danube depuis la construction d'un ouvrage hydraulique à

l'extrémité du canal que les relie. Au nord de la plaine, le canal Sasyk a sectionné la zone S.-Zhebriansky Plavni en deux portions ; l'ensemble de cette zone avait été déclarée "Réserve de l'État" par la RSS d'Ukraine en 1978, mais, sur l'image ci-dessous prise en avril 1979, nous avons pu remarquer que la construction du canal n'était pas encore achevée.

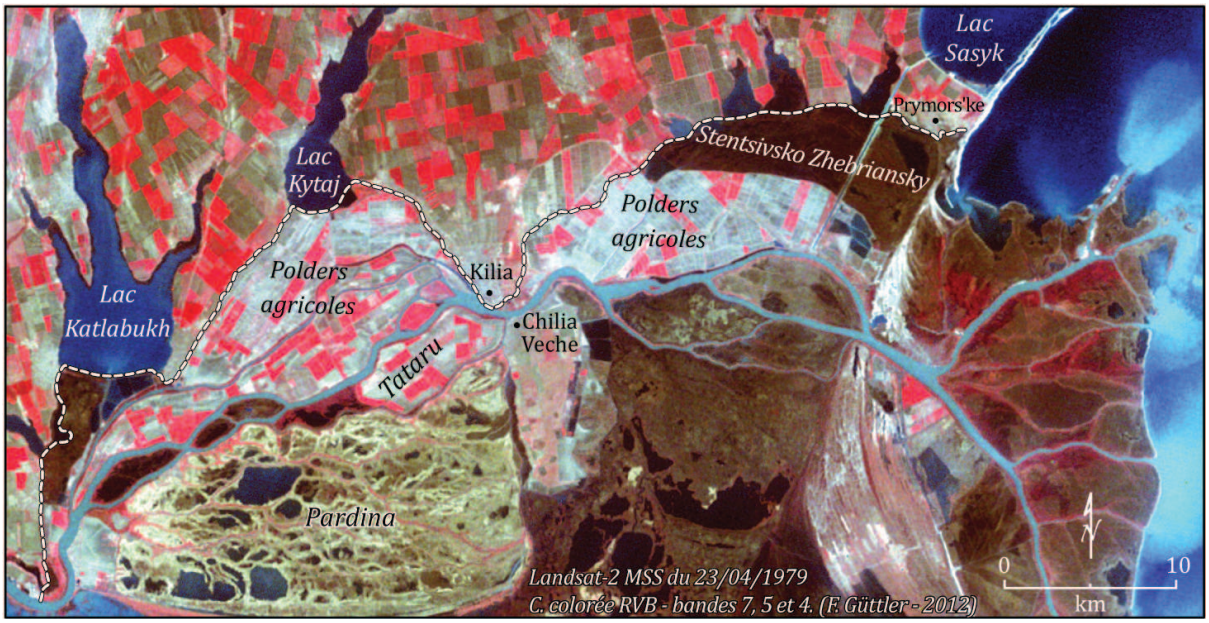


Figure 84 : Le secteur du bras de Chilia au printemps de 1979. La ligne pointillée indique la limite septentrionale de la plaine deltaïque. Les zones exclues des inondations du fleuve correspondent aux polders agricoles, situés principalement au nord du bras de Chilia, ainsi que l'enceinte de Pardina.

Privé de toute sa plaine d'inondation ukrainienne, le bras de Chilia a été aussi bordé de digues tout le long de l'enceinte de Pardina et du polder agricole de Tataru, en Roumanie. Autrement dit, après la Seconde Guerre mondiale, la grande majorité du lobe *Chilia I* (situé en amont de la localité de Chilia Veche – cf. chapitre II) a été rapidement mise à l'abri des débordements du fleuve. Le bras de Chilia étant l'artère la plus abondante du delta, on pourrait se demander si la suppression d'une telle surface de son régime d'inondation saisonnier a pu influer sur les volumes d'eau débordés en amont, c'est-à-dire au niveau de la dépression de Sireasa.

D'autres interventions, comme le creusement de canaux, suscitent souvent des questions concernant des effets plus locaux, par exemple sur les lacs connectés directement ou indirectement aux canaux creusés. Afin de prendre en compte les spécificités spatiales de l'hydrosystème, nous présenterons, dans un premier temps, les principaux résultats de l'analyse historique regroupés par sous-unités hydrologiques. Dans un deuxième temps, nous essaierons de combiner les évolutions observées localement afin d'en tirer quelques conclusions et tendances générales.

1. EVOLUTIONS ET VARIABILITÉ AU SEIN DES SOUS-UNITÉS HYDROLOGIQUES ET SUR LA ZONE CÔTIÈRE

1.1. Sous-unité de Şontea-Furtuna

Située immédiatement en aval de l'apex deltaïque, cette sous-unité est naturellement la plus exposée aux crues danubiennes, mais nous avons toutefois observé des changements notables lors des épisodes de débordement du fleuve au cours des dernières décennies. Il nous semble donc important de les présenter avant d'aborder la situation individuelle des lacs de cette sous-unité ; la figure 85 permet de visualiser les débordements du Danube lors des années 1975, 1979 et 1981, soit avant la construction du polder de Sireasa[114].

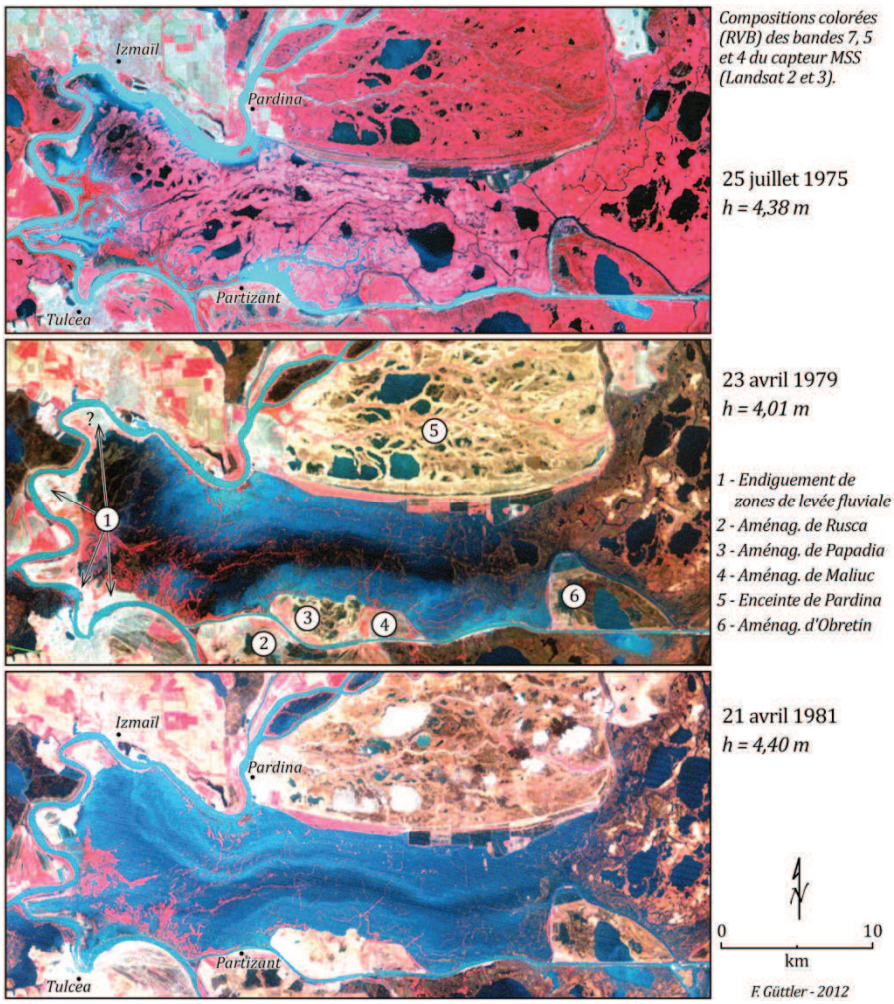


Figure 85 : Débordements du Danube sur la sous-unité de Sireasa-Şontea-Furtuna en 1975, 1979 et 1981. Les trois images ont été prises lorsque le niveau du Danube (h) était en train de baisser - entre une et deux semaines après le début de la décrue.

[114] L'emplacement occupé actuellement par le polder agricole de Sireasa intégrait originellement la sous-unité hydrologique de Şontea-Furtuna : afin d'introduire cette distinction, nous nous référerons à la sous-unité originale sous la dénomination Sireasa-Şontea-Furtuna.

La comparaison entre les images de 1975 et de 1981 révèle deux épisodes d'inondation très différents, alors que le niveau du Danube à Tulcea est similaire (deux centimètres de différence). Ces niveaux correspondent à des débits de 12 120 et 12 300 m^3/s respectivement qui ne caractérisent alors pas des situations hydrologiques "extrêmes" dans le sens statistique du terme (cf. chapitre I). En 1975, plusieurs zones de débordement ont pu être identifiées : au niveau de l'apex deltaïque, le long des méandres du bras de Chilia et au nord du bras de Sulina. Une partie de ces zones a fait l'objet d'endiguements dans les années suivantes et n'a pas été inondée en 1979 (voir les chiffres 1 et 3 sur la figure 85), alors que le fleuve débordait largement en aval d'Izmaïl et au nord du bras de Sulina, malgré un débit relativement modeste (10 300 m^3/s). En 1981, toutes les zones préalablement endiguées sur la rive gauche du bras de Tulcea ont été inondées, mais pas celles sur le bras de Chilia ni l'aménagement de Papadia. En revanche, un impressionnant flux d'eaux turbides s'étalait sur tout le reste de la zone de Sireasa-Şontea-Furtuna, qui a pris l'aspect d'un "grand fleuve", large de 7-8 km "canalisé" entre les surfaces endiguées, les contours des lacs n'étant alors plus repérables.

Des configurations proches de celle du "large fleuve canalisé" de 1981 ont pu être également observées aux printemps des années 1977, 1979, 1980 et, dans une moindre mesure, 1984. En effet, dès le printemps de 1982, le creusement du canal Mila 35 (d'une largeur de 50 m) a permis l'acheminement régulier d'importants volumes d'eau turbide des bras deltaïques jusqu'à la partie centrale de la sous-unité, cette nouvelle modalité de circulation ne dépendant plus des épisodes de débordement du fleuve.

En 1986, l'enceinte de Sireasa a commencé à être bâtie, cette surface d'environ 7 500 ha n'a pas été atteinte par les hautes eaux printanières de 1988, et fut finalement drainée en 1989. A eux deux, le polder de Sireasa et le canal Mila 35 ont profondément modifié la circulation des eaux sur ce secteur, y compris pendant les hautes eaux. Même inachevé, l'aménagement de Furtuna (1988-1991) a contribué à limiter les débordements au nord du bras de Sulina. La récupération écologique de cette zone n'a d'ailleurs pas restauré le fonctionnement précédent : en effet, les digues n'ont pas été dégagées et les brèches qui y ont été ouvertes ne permettent que le passage d'un volume réduit et concentré des eaux, même lors des crues du fleuve. La figure 86 présente la sous-unité lors des hautes eaux du printemps de 2000, ainsi que durant les sévères crues de 2006 et de 2010.

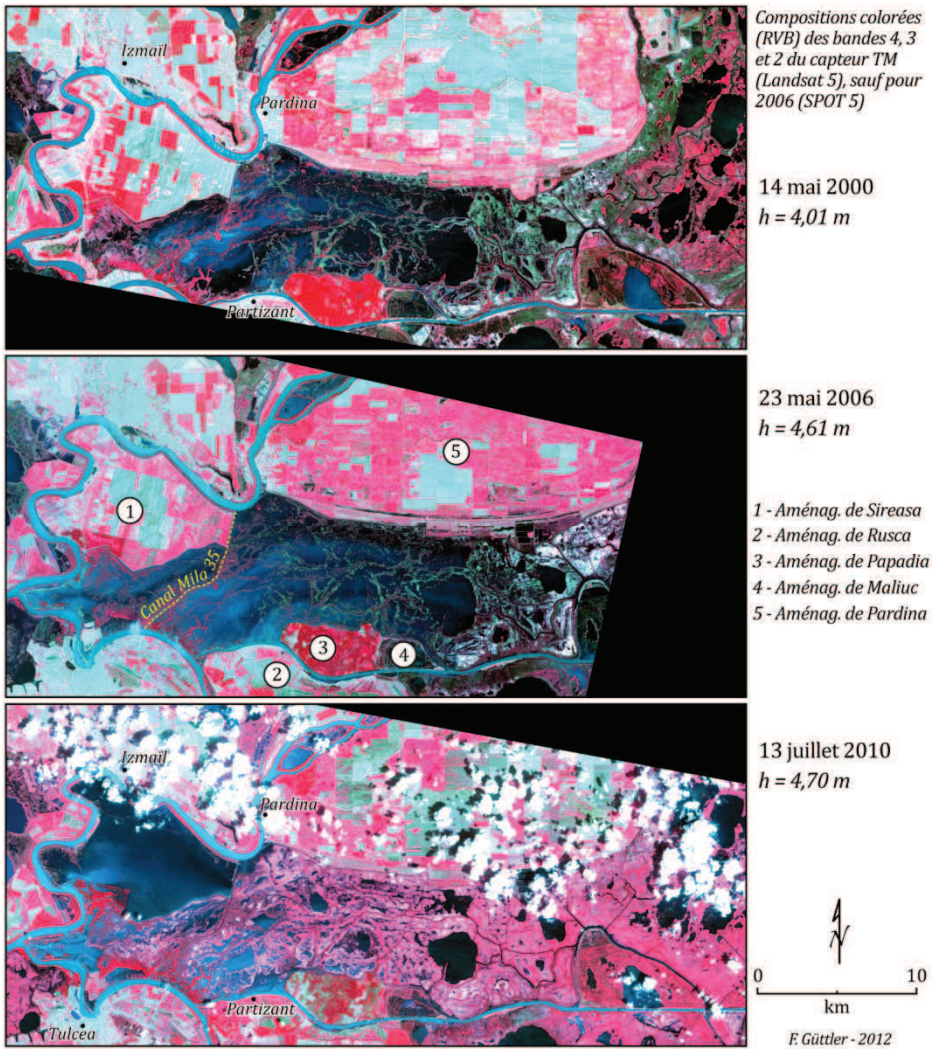


Figure 86 : La sous-unité de Şontea-Furtuna lors des hautes eaux de 2000 et des crues de 2006 et 2010. Les trois images ont été prises lors que le niveau du Danube (h) était en train de baisser - entre une et trois semaines après le début de la décrue.

Le niveau du Danube sur l'image de mai 2000 (figure 86) était exactement le même qu'en avril 1979 (figure 85), soit 4,01 m ; en revanche, au lieu des abondants débordements périphériques vérifiés en 1979, nous observons que les flux turbides dérivent principalement du canal Mila 35, atteignant ainsi directement la partie centrale de la sous-unité. En 2006, en plus des flux turbides via le canal Mila 35, le Danube a débordé au niveau de l'apex et immédiatement en amont du polder de Papadia ; en 2010, ces mêmes points de débordement ont été accompagnés de la rupture de la portion sud-ouest de la digue encerclant le polder de Sireasa, qui fut alors entièrement submergé.

Les aperçus de 2006 et de 2010 (figure 86) n'illustrent pas le niveau maximum atteint lors de ces années - 4,93 m et 4,95 m respectivement – mais ils correspondent néanmoins à des situations extrêmes, le débit du Danube étant de l'ordre de 14 000 m^3/s dans les deux cas. Malgré des débits bien supérieurs à la situation de 1981, le secteur de Şontea-Furtuna n'a pas

présenté l'aspect d'un "grand fleuve canalisé" ; les contours des lacs sont restés pour la plupart visibles et ceux situés plus à l'est de la dépression (Furtuna, Blancaneştii Mare et Ligheanca) n'ont pratiquement pas été atteints par les eaux turbides des plus récentes crues du Danube.

Les résultats de l'analyse historique ciblée sur certains lacs de la sous-unité de Şontea-Furtuna (figure 87) nous ont permis de vérifier des évolutions vraisemblablement liées à ces modifications hydrologiques majeures. La figure 88 (page suivante) synthétise la variation, entre 1972 et 2003, des paramètres observés pour les lacs de cette sous-unité : les apports externes en eaux turbides, les blooms de phytoplancton, et l'empreinte spatiale des macrophytes aquatiques (uniquement des communautés atteignant la surface de l'eau).

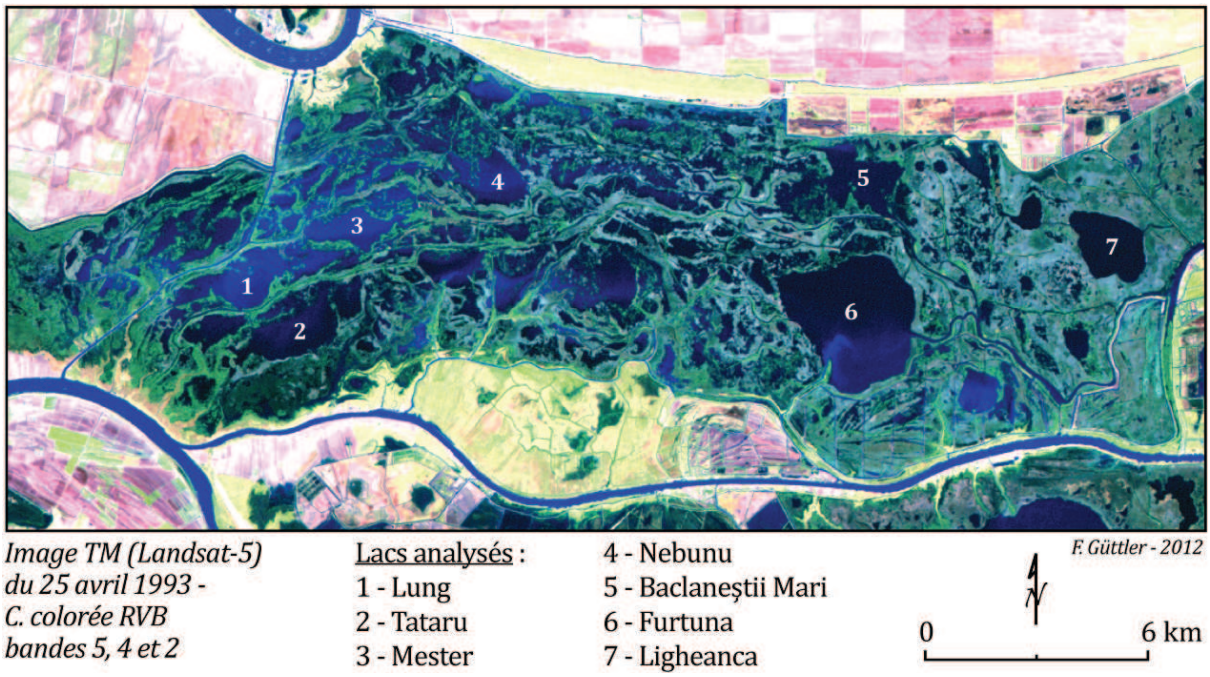


Figure 87 : Localisation des lacs analysés au sein de la sous-unité de Şontea-Furtuna.

Depuis le creusement du canal Mila 35, les apports en eaux turbides sont devenus nettement plus fréquents dans les lacs Meşter et Lung, le dernier ayant été souvent atteint par de forts flux sédimentaires dont le dépôt s'est traduit par la réduction progressive de la surface originale du lac. Le lac Tataru, très proche des lacs Meşter et Lung, mais n'ayant pas de communication directe avec le canal Mila 35, est resté dépendant des débordements du Danube pour les apports turbides. Une situation similaire fut observée pour le lac Baclaneşti Mari, à la différence que l'arrivée d'eaux turbides dans ce lac était associée principalement aux débordements venant du bras de Chilia, réduits depuis 1982 et devenus négligeables à partir de 1986.

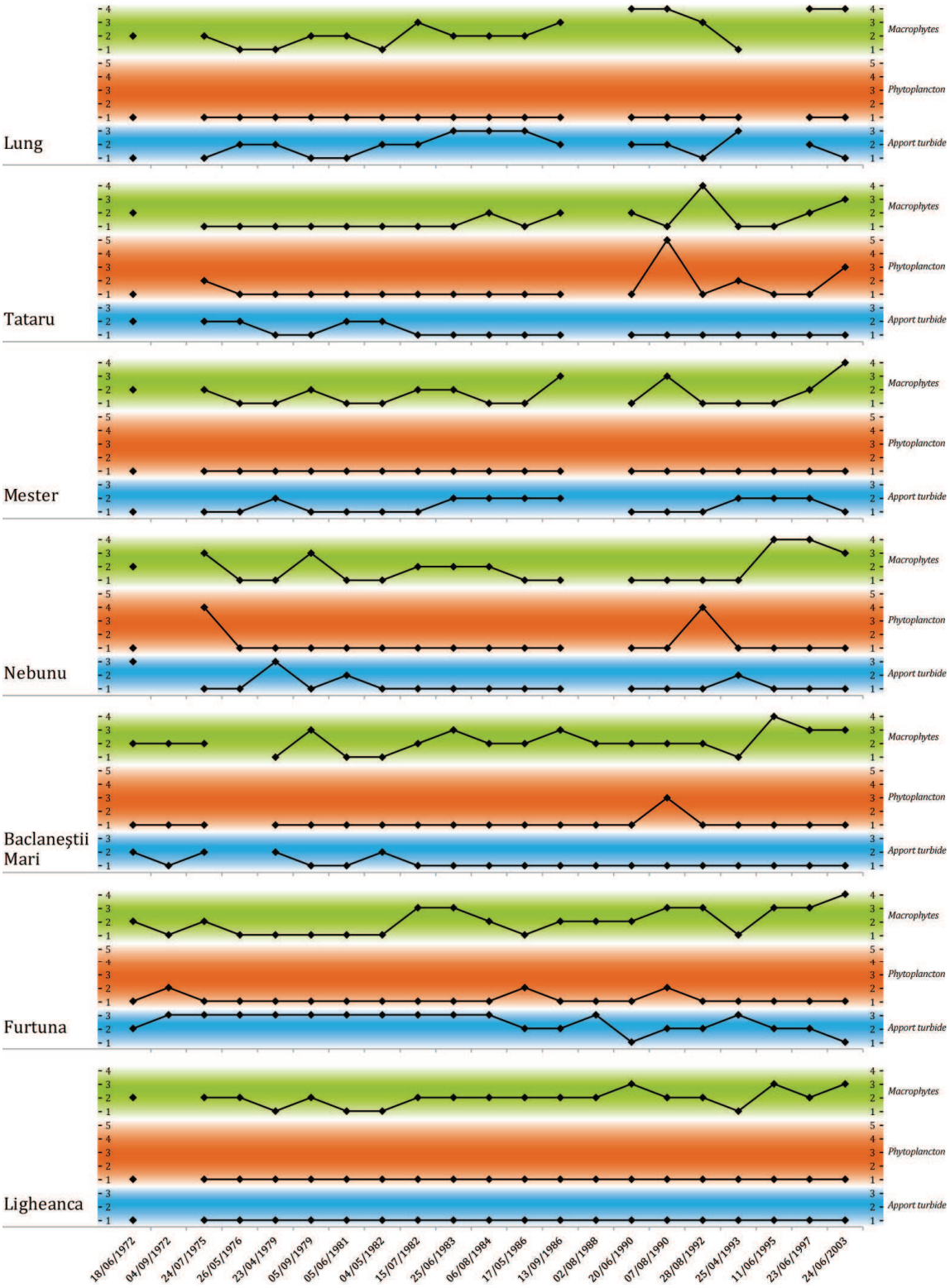


Figure 88 : Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Şontea-Furtuna à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003. Echelle graphique - *Macrophytes : 1-absentes, 2-petites étendues isolées, 3-grandes étendues, 4-recouvrement supérieur à 75 % du lac ; Phytoplancton : 1-pas de bloom, 2-bloom partiel (< 50 % du lac), 3-bloom partiel avec forte coloration de l'eau (< 50 % du lac), 4-bloom total (> 50 % du lac), 5-bloom total avec forte coloration de l'eau (> 50 % du lac) ; Apport turbide externe : 1-inexistant, 2-faible à modéré, 3-fort.*

Le lac Furtuna a été assez régulièrement atteint par des forts flux turbides jusqu'en 1984, sa connexion au bras de Sulina à travers le canal Cranjala étant antérieure à notre période d'analyse. Malgré cette liaison bien établie, matérialisée par le dépôt d'alluvions entraînant la formation de levées vers le centre du lac, l'intensité des apports turbides est devenue plus aléatoire après 1984, probablement sous l'influence de l'ouverture du canal Mila 35 et des interventions hydrologiques effectuées autour de l'aménagement de Furtuna. Enfin, le lac Ligheanca, le plus éloigné de l'apex deltaïque, a été le seul à rester pratiquement sans modifications sur l'ensemble d'images analysées : en effet, aucune intrusion d'eaux turbides ne fut observée pour ce lac, qui n'a pas non plus présenté de bloom de phytoplancton.

L'absence de bloom n'est cependant pas exclusive du lac Ligheanca, le même constat ayant été fait pour les lacs Lung et Meşter, pourtant très exposés aux apports fluviatiles. Le nombre de blooms observés sur l'ensemble de la sous-unité a été globalement bas : le lac Baclaneşti Mari n'a présenté qu'un seul bloom, le lac Nebunu deux, le lac Furtuna trois, et le Tataru quatre ; ce dernier a été le seul à présenter un bloom avec une forte coloration de l'eau et occupant plus de la moitié de surface du lac. Malgré le faible nombre de blooms, un comportement saisonnier semble ressortir des observations satellitaires, suggérant une fréquence accrue de blooms lors des mois de juillet, août et septembre, contre seulement deux observations au mois de printemps.

Les macrophytes présentent un comportement saisonnier plus marqué que le phytoplancton : aucune communauté n'a été observée sur les lacs de la sous-unité lors des images prises jusqu'à la moitié du printemps. Si nous retirons de la série temporelle (figure 88) les trois images prises avant la mi-mai (systématiquement sans macrophytes) et nous traçons une courbe de régression linéaire, nous observons, pour tous les sept lacs, des courbes indiquant l'augmentation de la surface occupée par les communautés de macrophytes au cours du temps, cette augmentation se révélant plus forte dans le cas des lacs Lung et Furtuna.

1.2. Sous-unité de Gorgova-Uzlina

Compte-tenu de la diversité de ses lacs, nous avons sélectionné un nombre plus important de lacs à analyser dans cette sous-unité, neuf au total. Parmi ces lacs, trois ont régulièrement reçu des eaux très chargées en sédiments en suspension : Gorgovaţ, Uzlina et Obretinu Mic. Dans les trois cas, la source des apports sédimentaires est associée à des aménagements antérieurs à la période analysée : les canaux Filat et Litov pour le lac Gorgovaţ, le canal Uzlina pour le lac de même nom, et des brèches sur la digue sud du bras de Sulina pour le lac Obretinu Mic. Sur les six

autres lacs, les eaux turbides ont atteint occasionnellement les deux plus étendus : Gorgova et Isac.

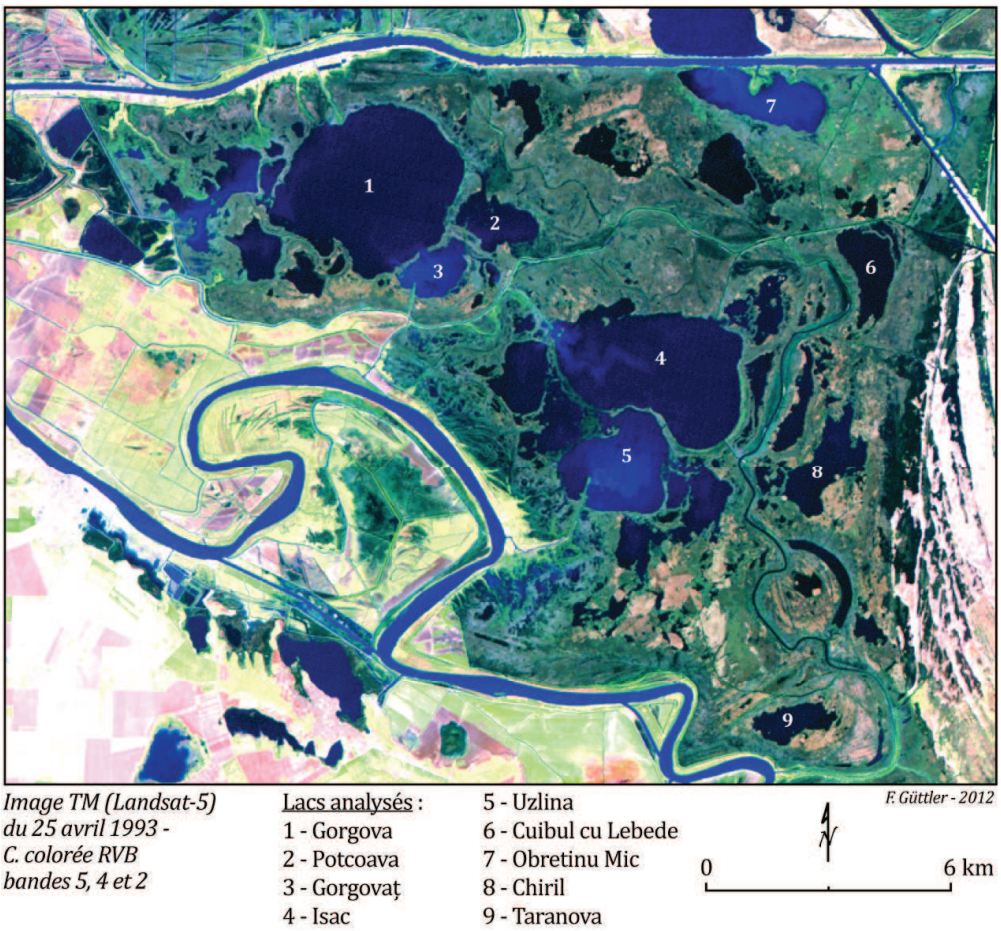


Figure 89 : Localisation des lacs analysés au sein de la sous-unité hydrologique de Gorgova-Uzlina.

Ces deux grands lacs, Gorgova et Isac, ont été les plus fréquemment atteints par des blooms de phytoplancton, 13 fois sur les 20 observations effectuées. En plus de présenter le même nombre de blooms, leur comportement a été assez similaire sur l'ensemble de la période analysée (cf. figure 90). Les lacs Chiril et Teranova ont aussi présenté une succession de blooms de phytoplancton ressemblante et ce dernier a toutefois été plus fréquemment caractérisé par des blooms accompagnés d'une forte coloration des eaux. Les lacs Gorgovaţ et Uzlina ont présenté à plusieurs reprises des blooms occupant des portions réduites de leurs surfaces. Enfin, les lacs Potcoava et Cuibul cu Lebede n'ont présenté que très peu de blooms, trois et deux respectivement, tandis que le lac Obretinu Mic a été le seul à n'en présenter aucun sur l'ensemble des images analysées. La haute variabilité observée pour les blooms, entre les lacs et au cours du temps, ne suggère aucune évolution ou tendance claire de ce paramètre sur la sous-unité en question.

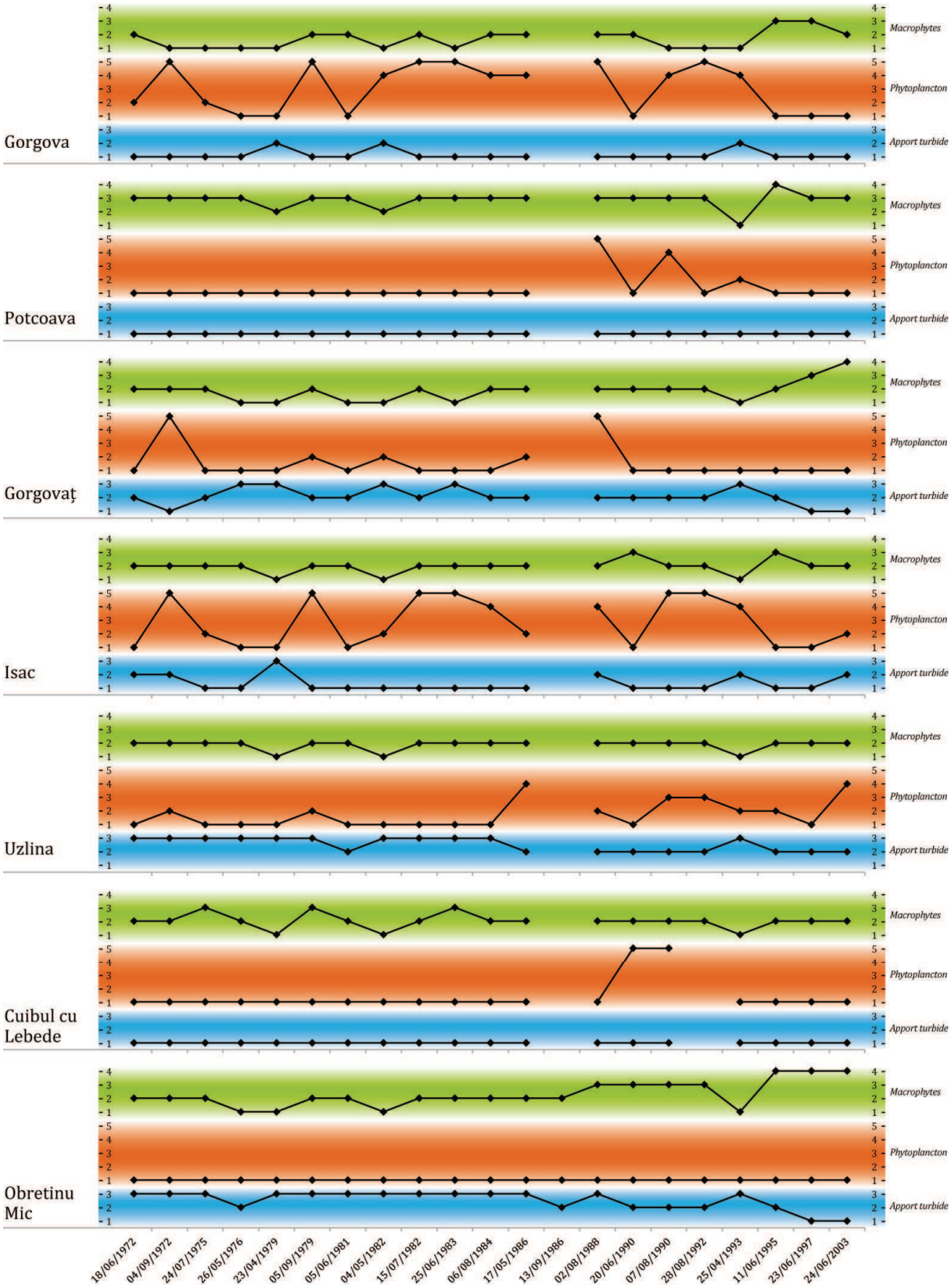
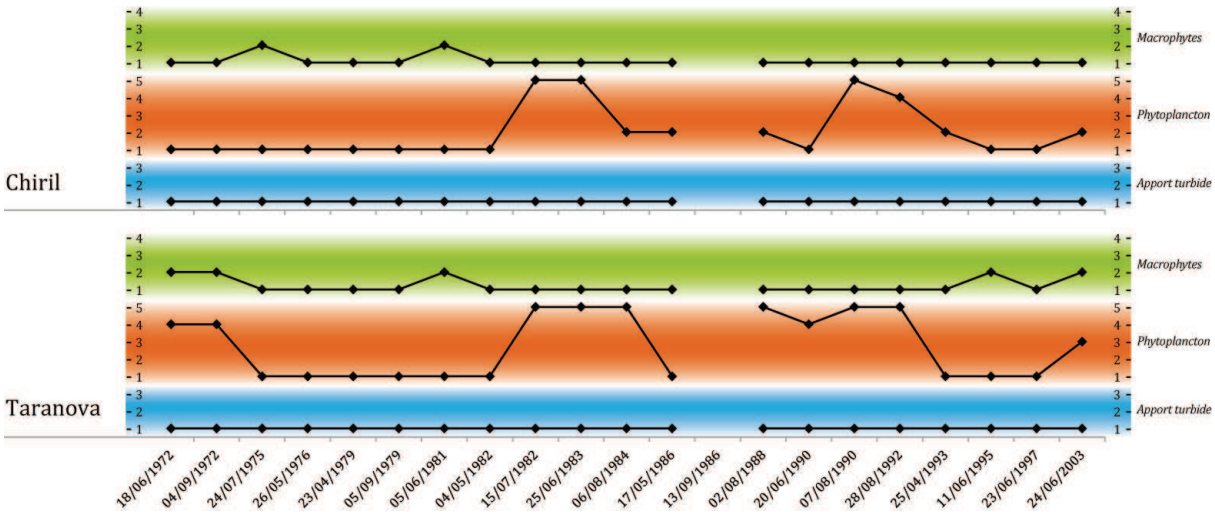


Figure 90 : Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Gorgova-Uzlina à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003 (continuation sur la page suivante).



***(Cont.)* Figure 90 :** Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Gorgova-Uzlina à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003. Echelle graphique - *Macrophytes : 1-absentes, 2-petites étendues isolées, 3-grandes étendues, 4-recouvrement supérieur à 75 % du lac ; Phytoplancton : 1-pas de bloom, 2-bloom partiel (< 50 % du lac), 3-bloom partiel avec forte coloration de l'eau (< 50 % du lac), 4-bloom total (> 50 % du lac), 5-bloom total avec forte coloration de l'eau (> 50 % du lac) ; Apport turbide externe : 1-inexistant, 2-faible à modéré, 3-fort.*

Les macrophytes ont présenté également une forte variabilité entre les lacs et au cours du temps, les évolutions plus notables étant associées aux lacs Obretinu Mic et Gorgovaţ. Le qualificatif "Mic" (= petit), présent sur le nom du premier lac, remonte au recoupement du dernier grand méandre du bras de Sulina (1898-1902), qui a sectionné l'ancien lac Obretin en deux parties de taille inégale. Tandis que la moitié nord, le lac Obretinu Mare, fut incorporée à l'aménagement Obretin (exploitation des phragmites, puis pisciculture) et par conséquent déconnectée du régime hydrologique du Danube, la moitié sud a été envahie par des eaux turbides quittant le bras Sulina à travers quelques brèches le long de sa digue. Ces abondantes fuites d'eau vers le lac existent depuis au moins 1972 (première image Landsat disponible) ; en revanche, la surface occupée par les macrophytes était faible à cette époque. Si nous ne prenons pas en compte les images prises à la fin d'avril ou au début de mai, l'augmentation de cette surface est évidente, puisqu'elle recouvrait plus de 75 % du lac lors des trois dernières images : 1995, 1997 et 2003. De manière moins prononcée, le lac Gorgovaţ a aussi présenté des communautés de macrophytes occupant des surfaces grandissantes à partir de 1995. Parmi les sept autres lacs, cinq ont présenté de faibles variations spatiotemporelles des macrophytes ; les exceptions furent les lacs Gorgova et Isac, présentant un comportement plus aléatoire, et où nous avons pu observer, pour chacun, deux épisodes de développement végétal abondant, dont un simultané en 1995.

1.3. Sous-unité de Matița-Merhei

Contrairement aux deux zones précédentes, cette sous-unité est très faiblement touchée par les apports turbides du Danube ; parmi les lacs analysés (figure 91), seul le Trei Iezere a été atteint (en une seule occasion) par des eaux relativement bien chargées en sédiments en suspension. Quelques petites intrusions d'eau turbide ont aussi été observées sur le lac Radacinos, qui est en effet le plus proche de l'ancien méandre du bras de Sulina. Le lac Radacinos s'est distingué aussi par le faible nombre de blooms de phytoplancton observés sur notre série d'images satellitaires ; en effet, les autres lacs ont présenté des variations temporelles relativement similaires entre eux (figure 92).

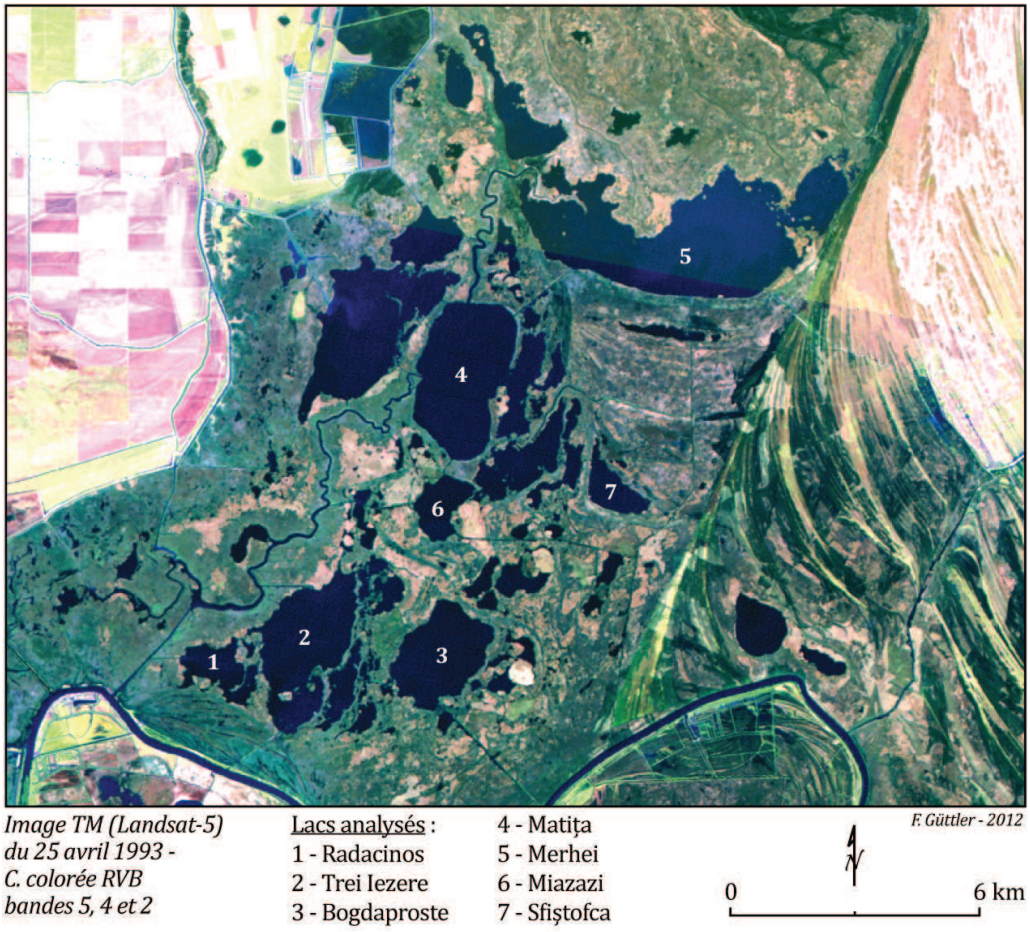


Figure 91 : Localisation des lacs analysés au sein de la sous-unité hydrologique de Matița-Merhei.

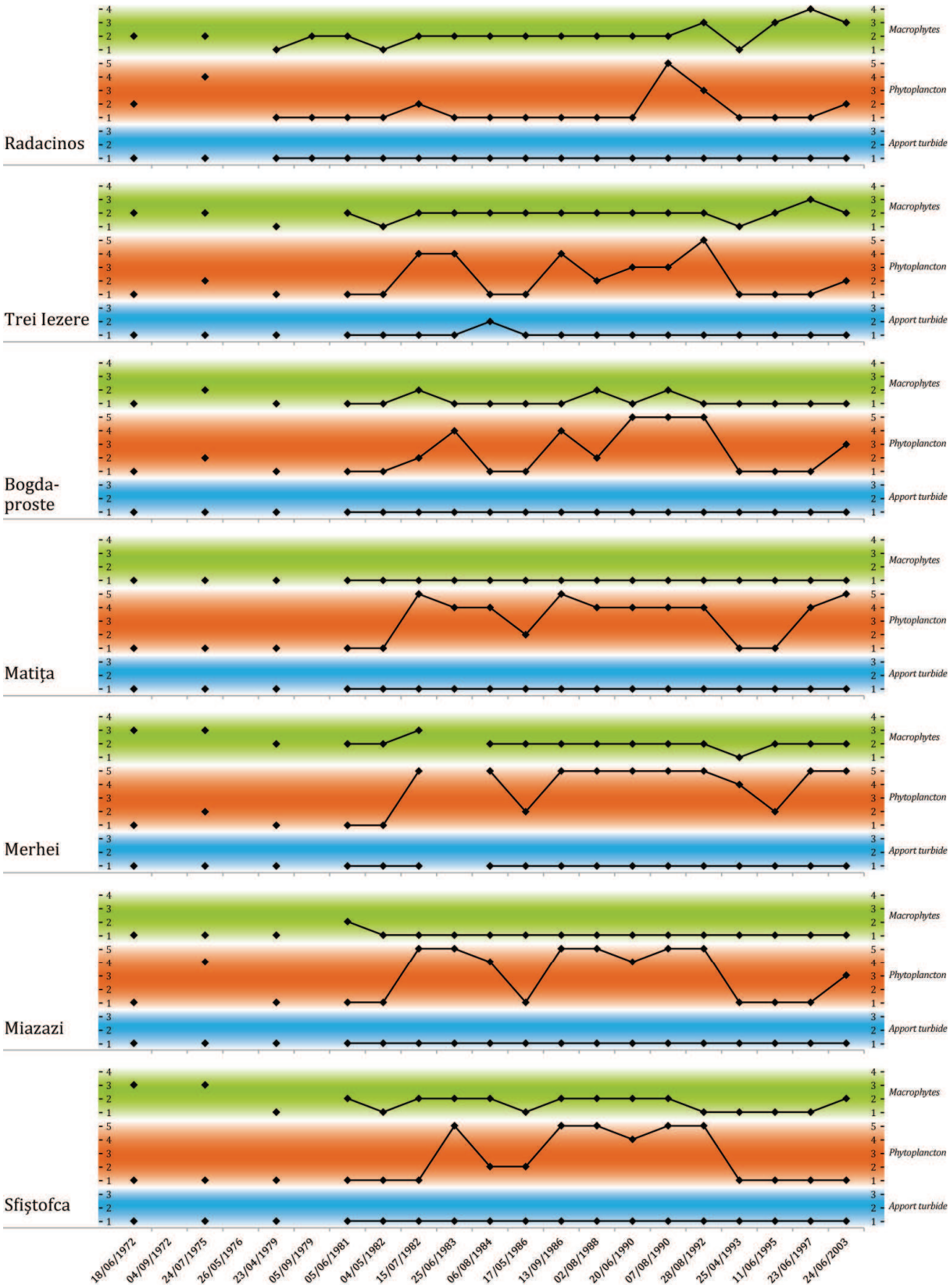


Figure 92 : Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Matiţa-Merhei à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003. Échelle graphique - *Macrophytes : 1-absentes, 2-petites étendues isolées, 3-grandes étendues, 4-recouvrement supérieur à 75 % du lac ; Phytoplancton : 1-pas de bloom, 2-bloom partiel (< 50 % du lac), 3-bloom partiel avec forte coloration de l'eau (< 50 % du lac), 4-bloom total (> 50 % du lac), 5-bloom total avec forte coloration de l'eau (> 50 % du lac) ; Apport turbide externe : 1-inexistant, 2-faible à modéré, 3-fort.*

Quoique trois images satellitaires des années 1970 n'aient pas pu être exploitées pour la plupart des lacs de cette sous-unité, les observations disponibles suggèrent que les blooms étaient peu fréquents jusqu'en 1981. Mis à part le lac Radacinos, les six autres lacs ont présenté presque systématiquement des blooms entre 1982 à 1992, dont une grande partie caractérisée par une forte coloration de l'eau sur plus de 50 % de la surface des lacs (biomasse phytoplanctonique probablement très élevée). Après 1992, seuls les lacs Matița et Merhei ont présenté des blooms de cette ampleur. Ce tournant de l'année 1982 fut également observé par Cristofor *et al.* (2003) à travers le suivi détaillé des communautés de macrophytes submergées présentes dans les lacs Merhei et Matița en 1980, 1981 et 1982 : selon les auteurs, les végétaux submergés (non détectables sur les images satellitaires optiques) ont disparu complètement du lac Matița en 1982, alors qu'ils formaient des groupements bien développés en 1980 et 1981 ; dans le lac Merhei, la modification fut également brusque puisque les groupements submergés n'ont été répertoriés que sur de petites surfaces situées à la partie ouest du lac. Les auteurs affirment que la disparition des macrophytes submergées fut une conséquence de blooms de phytoplancton de grande ampleur et persistants.

Contrairement au phytoplancton, les macrophytes ne sont pas abondantes à la surface des eaux de cette sous-unité : seul, le lac Merhei a présenté ces communautés végétales d'une façon plus régulière. Sur ce lac, nous avons d'ailleurs observé que les espaces occupés par les macrophytes d'une année à l'autre sont très similaires, sauf lors des années 1972 et 1982, quand l'emprise spatiale des communautés fut un peu plus importante. En 1997, les lacs Radacinos et Trei Iezere ont aussi présenté un développement des macrophytes clairement supérieur aux autres années. Le cas du lac Radacinos, une fois de plus, se distingue des autres lacs puisque nous avons pu observer, dès 1992, une augmentation de l'emprise spatiale des macrophytes sur la partie occidentale du lac.

1.4. Sous-unité de Roşu-Puiu

A l'instar du canal Mila 35, ouvert dans la sous-unité de Şontea-Furtuna, le canal Crişan-Caraorman a entraîné des modifications importantes au sein de la sous-unité de Roşu-Puiu. Doté d'une largeur d'environ 80-90 m, il transporte un volume important d'eaux venant du bras de Sulina vers certains lacs de la sous-unité, notamment l'Iacob, le Macovei, le Vatafu, le Puiuleț et le Puiu. Cependant, avant d'atteindre ces lacs, le canal reçoit les eaux excédentaires, et peu turbides, de la sous-unité de Gorgova-Uzlina, drainées par le canal Litcov. Plus le débit du canal Litcov est puissant au confluent du canal Crişan-Caraorman, moins important est l'apport en sédiments en suspension vers les lacs de la sous-unité de Roşu-Puiu. Le canal d'accès au lac Iacob est très proche de ce confluent, et, par conséquent il reçoit assez régulièrement les eaux

turbides venant du bras de Sulina, alors que sur les autres lacs, l'apport est sensiblement moins constant. Les images antérieures à l'ouverture du canal Crişan-Caraorman (1981) indiquent une circulation bien différente : en septembre 1972, par exemple, les eaux turbides venant du bras de Sf. Gheorghe atteignaient le lac Roşu via le canal Ivancea, et, en juillet 1975, le lac Lumina recevait un flux turbide venant du nord, probablement conduit depuis le bras de Sulina, via le chenal Vatafului ; ce type d'apport n'a plus été observé sur aucun des deux lacs.

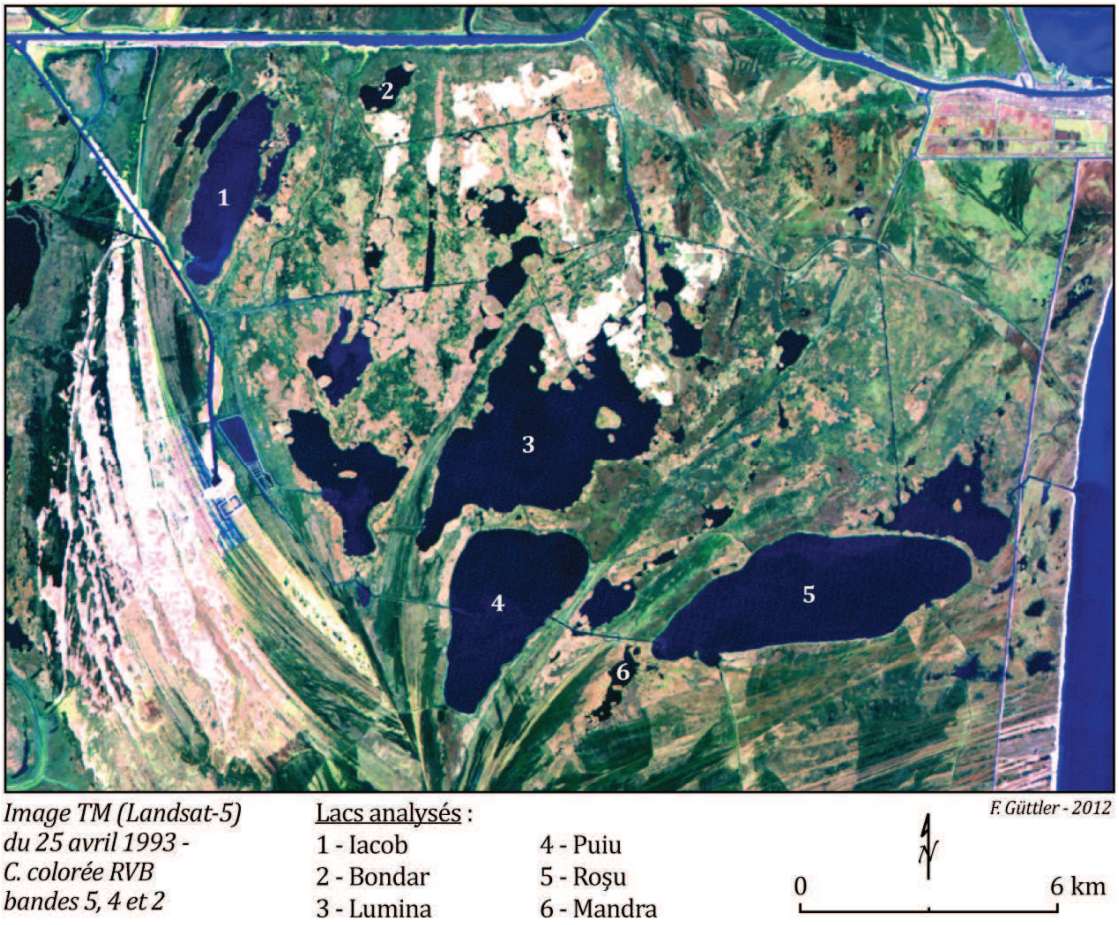


Figure 93 : Localisation des lacs analysés au sein de la sous-unité hydrologique de Roşu-Puiu.

Depuis l'ouverture du canal Crişan-Caraorman, nos observations satellitaires suggèrent une augmentation de la fréquence et de l'intensité de coloration des blooms de phytoplancton, cette évolution étant plus flagrante sur les trois plus vastes lacs de la sous-unité : Lumina, Puiu et Roşu (figure 94). D'importants blooms ont été simultanément observés sur ces lacs en 1982, 1983, 1984 et 1988 ; durant les années 1990, leurs courbes sont devenues moins corrélées, mais en juin 2003, à nouveau, ils abritaient simultanément des blooms accompagnés d'une très forte coloration des eaux. Parmi les trois grands lacs, le lac Roşu a été le seul à présenter systématiquement, de 1982 jusqu'à la fin de la période analysée, des blooms de phytoplancton, dont la plupart occupait plus de la moitié de sa superficie.

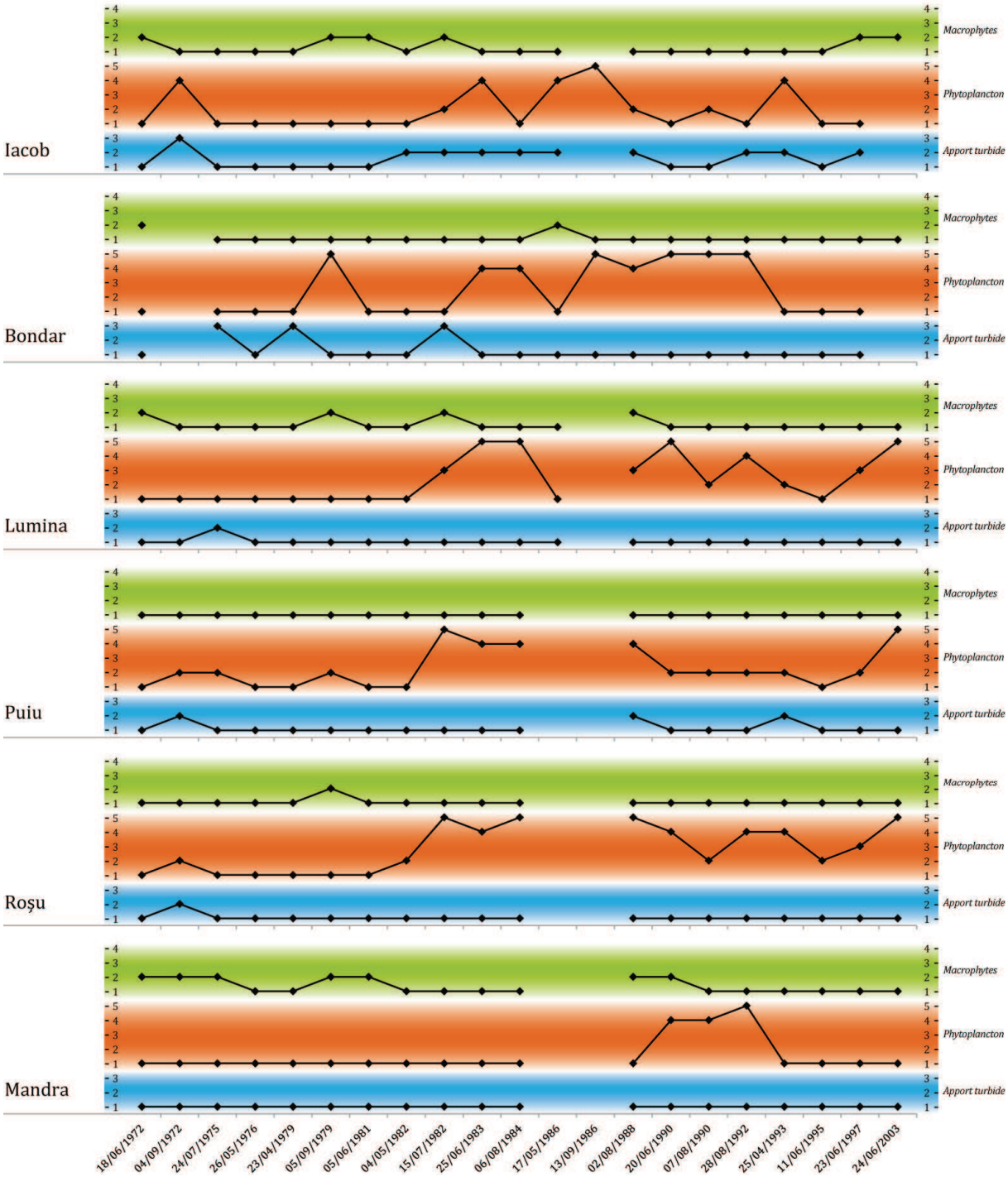


Figure 94 : Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Roşu-Puiu à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003. Échelle graphique - *Macrophytes : 1-absentes, 2-petites étendues isolées, 3-grandes étendues, 4-recouvrement supérieur à 75 % du lac ; Phytoplancton : 1-pas de bloom, 2-bloom partiel (< 50 % du lac), 3-bloom partiel avec forte coloration de l'eau (< 50 % du lac), 4-bloom total (> 50 % du lac), 5-bloom total avec forte coloration de l'eau (> 50 % du lac) ; Apport turbide externe : 1-inexistant, 2-faible à modéré, 3-fort.*

Le petit lac Bondar, situé à proximité du bras de Sulina, dont les débordements lui apportent occasionnellement des eaux très turbides, a été affecté à plusieurs reprises par d'importants

blooms de phytoplancton. Ces blooms ont présenté une temporalité vraisemblablement indépendante du reste de la sous-unité, et ils semblent être plus intimement corrélés avec les niveaux du Danube, les plus importants blooms ayant été observés lorsque le niveau du Danube était bas. Les blooms observés pour le lac Iacob semblent plus aléatoires et se confondent souvent avec le panache sédimentaire qui se forme depuis son secteur sud, où se situe le canal d'accès principal. Enfin, le petit lac Mandra a été le moins touché par les blooms, en trois occasions au total, dont une seule accompagnée d'une forte coloration de l'eau, cet épisode coïncidant avec le niveau exceptionnellement bas du Danube sur l'image d'août 1992.

Tout comme la sous-unité de Matita-Merhei, les communautés de macrophytes sont peu représentées sur les lacs existants sur cette portion du delta ; ces deux sous-unités présentent d'ailleurs les plus vastes étendues de phragmites, qui représentent parfois les contours mêmes des lacs. Parmi les lacs analysés, seul le lac Iacob a présenté une augmentation de la surface occupée par les communautés de macrophytes, cette évolution ayant été observée principalement sur sa partie sud, là où arrivent les eaux venant du canal Crişan-Caraorman.

1.5. Zone côtière

L'étendue plus importante de la zone côtière par rapport aux sous-unités hydrologiques, complique son observation à travers les images de la série Landsat : il est fréquent que le découpage des scènes, conditionné en partie par l'orbite des satellites, dissocie cette zone en deux, trois ou quatre images distinctes. De plus, la combinaison de l'heure de passage du satellite avec le positionnement de zone côtière par rapport au soleil (sur des scènes englobant la plaine deltaïque), produit des réflexions spéculaires indésirables, qui sont plus courantes ici que sur la plaine deltaïque.

Nous avons préféré ne pas inclure dans cette rétrospective historique les secteurs fortement exposés aux panaches sédimentaires danubiens, l'instabilité inhérente de ces secteurs ne se prêtant pas à une analyse de ce type. Nous avons ciblé notre regard sur quatre secteurs moins exposés aux panaches sédimentaires sortant des principales embouchures (figure 95); faute d'un nombre suffisant d'images exploitables, nous n'avons pas pu ajouter la baie de Zhebriyanski (située au nord du delta secondaire de Chilia) à cette analyse.

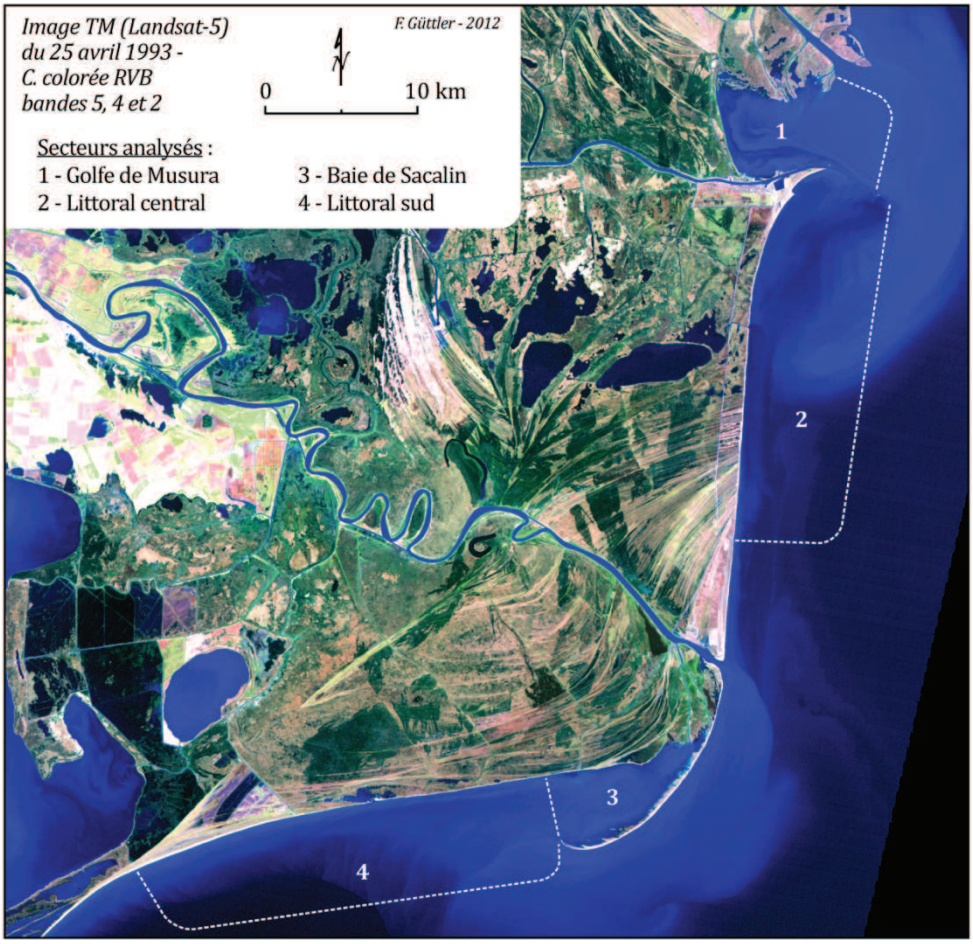


Figure 95 : Secteurs sélectionnés au sein de la zone côtière.

Même en choisissant des secteurs relativement peu exposés aux panaches, les apports turbides dérivés des eaux fluviales ont été très fréquents sur l'ensemble des secteurs, le littoral sud étant toutefois atteint de façon moins régulière (figure 96). Ce secteur a été celui qui a présenté le plus de blooms de phytoplancton, dont beaucoup occupaient la majorité de sa superficie et produisaient une forte coloration des eaux. Le littoral central a également présenté des blooms de ce type, notamment sur sa portion nord, abritée par les digues de Sulina et se retrouvant fréquemment dans une position de bordure par rapport au panache de Sulina. Les blooms observés sur la baie de Sacalin ont souvent été localisés sur sa portion la plus ouverte, parfois en continuité avec des blooms occupant le littoral sud.

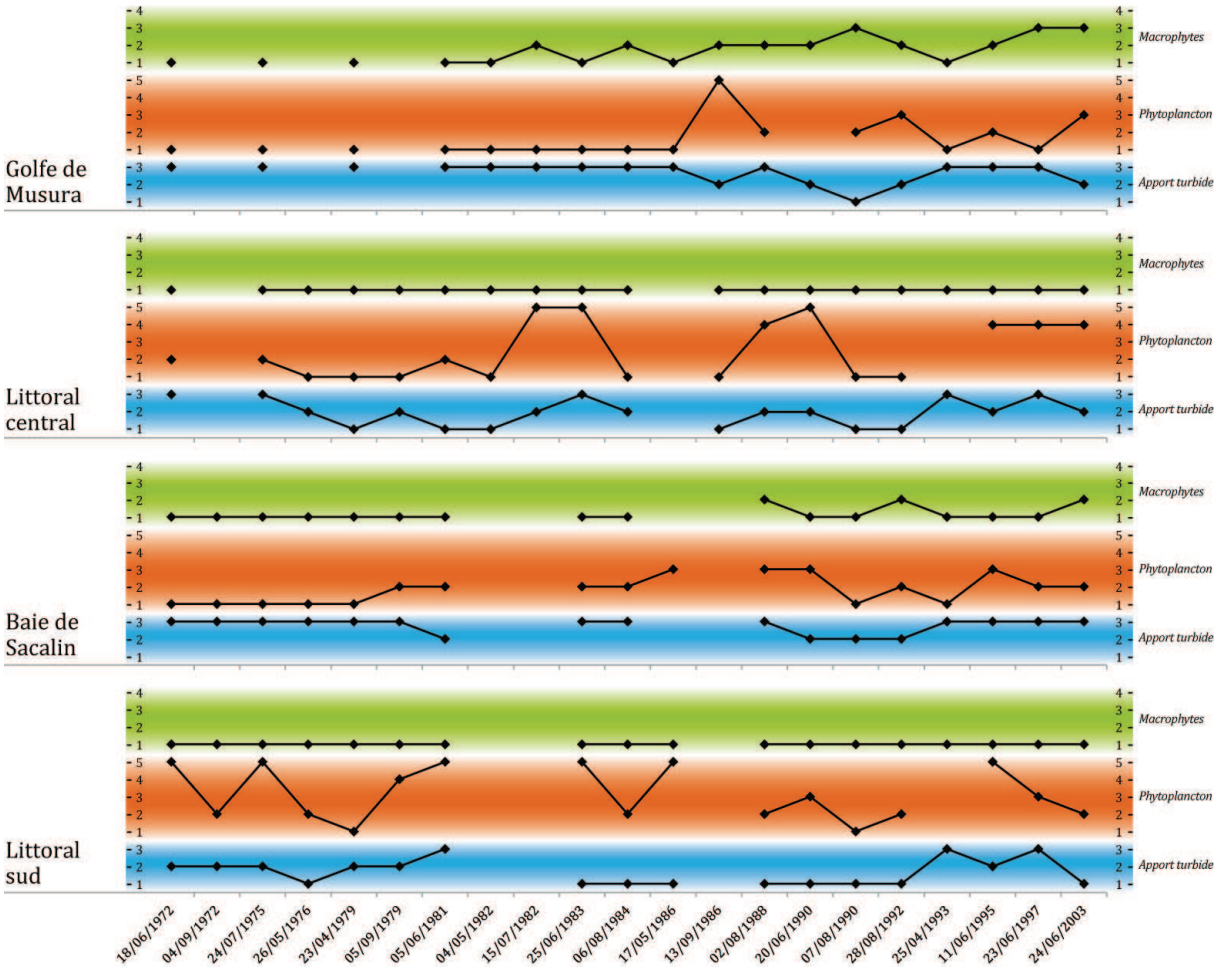


Figure 96 : Synthèse graphique des variations observées sur les secteurs de la zone côtière à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003. Échelle graphique - *Macrophytes : 1-absentes, 2-petites étendues isolées, 3-grandes étendues, 4-recouvrement supérieur à 75 % du secteur ; Phytoplancton : 1-pas de bloom, 2-bloom partiel (< 50 % du secteur), 3-bloom partiel avec forte coloration de l'eau (< 50 % du secteur), 4-bloom total (> 50 % du secteur), 5-bloom total avec forte coloration de l'eau (> 50 % du secteur) ; Apport turbide externe : 1-inexistant, 2-faible à modéré, 3-fort.*

Tandis que la variation temporelle du paramètre phytoplancton semble assez aléatoire pour les trois secteurs décrits précédemment, les observations sur le golfe de Musura suggèrent une évolution coïncidant avec les deux autres paramètres. Jusqu'en 1986, aucun bloom de phytoplancton n'avait été observé dans le golfe ; durant cette période, les apports sédimentaires étaient puissants et venaient aussi bien des chenaux distributeurs de nord (dérivés du Vieux Stambul) que de sud (dérivés des petits sous-deltas de Sulina). A partir de 1986, l'apport en eaux turbides étant devenu moins systématique et atteignant rarement l'ensemble du golfe, des blooms ont été alors observés sur ces zones moins intensément affectées par les apports sédimentaires. Les premiers développements de macrophytes remontent aux années 1982 et 1984, sans considérer les images prises entre fin avril et début mai, nous pouvons remarquer une augmentation de la surface occupée par ces végétaux, notamment sur la partie nord du golfe. La consolidation progressive de l'île barrière de Musura a contribué à réduire l'arrivée

massive des eaux turbides du Vieux Stambul à l'intérieur du golfe, tout en le mettant à l'abri des vagues du large ; cette conjonction de facteurs a probablement favorisé l'implantation des macrophytes et l'apparition de blooms de phytoplancton. En comparaison avec le golfe de Musura, la présence de macrophytes s'est montrée faible dans la baie de Sacalin, en général elle ne concerne que l'extrémité nord-est ; sur les deux autres secteurs littoraux aucune apparition ne fut observée.

2. EVOLUTIONS ET TENDANCES GÉNÉRALES

Sur l'ensemble de lacs et de secteurs analysés à travers les images satellitaires historiques, deux ont présenté des modifications morphologiques très rapides : le lac Lung (Şontea-Furtuna) et le lac Obretinu Mic (Gorgova-Uzlina) (figure 97).

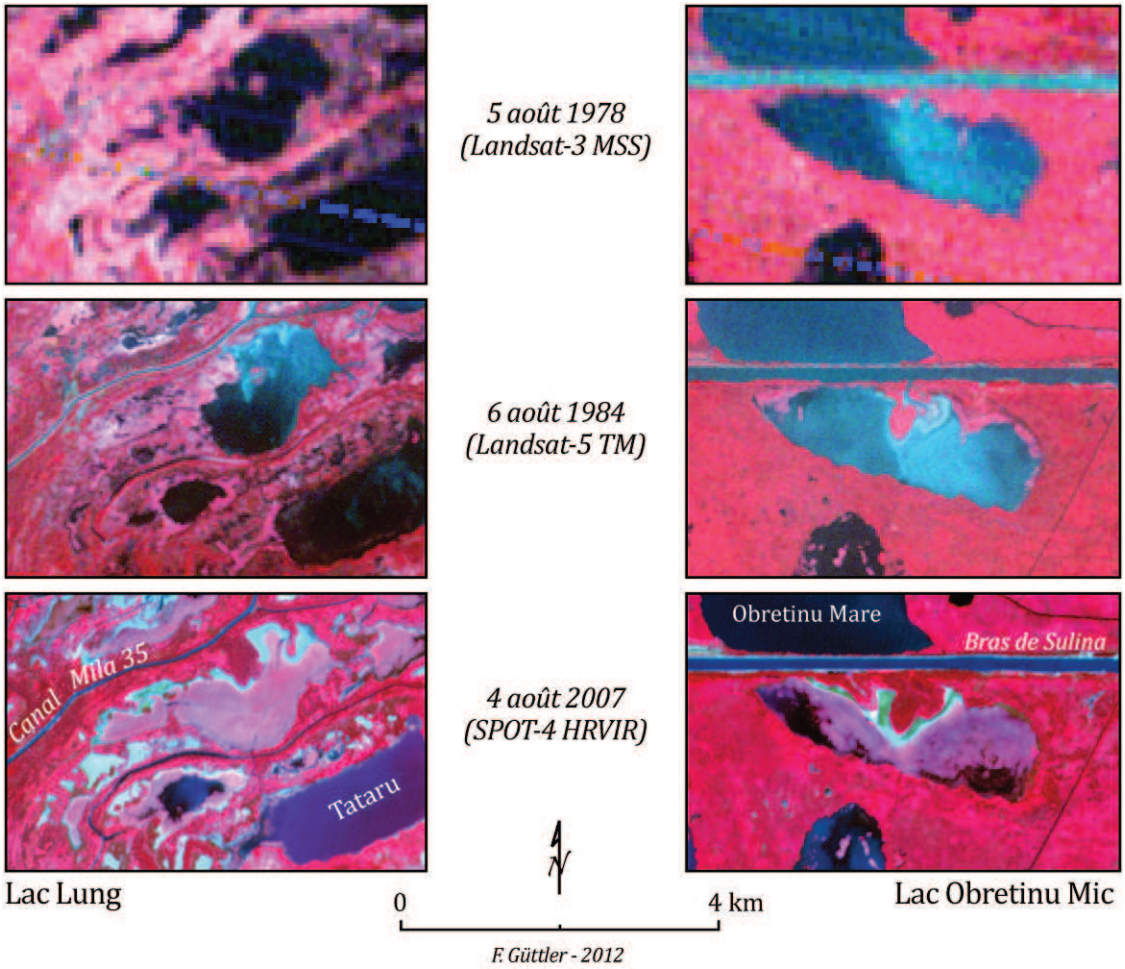


Figure 97 : Situation des lacs Lung (à gauche) et Obretinu Mic (à droite) lors des étés de 1978, 1984 et 2007. Les images satellitaires ont été prises au début du mois d'août, les niveaux du Danube étaient de 2,90 m (1978), 1,62 m (1984) et 1,24 m (2007).

Les images présentées dans la figure 97 ont été prises à la même période de l'année, et lorsque les niveaux d'eau étaient relativement proches. Les deux lacs ont fait l'objet d'un colmatage prononcé au cours des dernières décennies et les macrophytes, qui étaient peu représentées jusqu'au début des années 1980, sont devenues très abondantes. Dès 2003, la communauté végétale se développant sur le lac Lung semble être devenue pratiquement mono-spécifique, dominée par *Trapa natans* (cf. observations sur le terrain). Comme nous l'avons déjà évoqué, il est difficile de dissocier les effets de l'intervention anthropique de l'évolution propre au système deltaïque ; dans ce cas, en revanche, il nous semble peu probable que cette évolution aurait pu se produire sur le lac Lung sans l'ouverture du canal Mila 35. Le même type d'évolution a été observé pour le lac Alb (non inclus dans l'analyse historique) : fort colmatage suivi d'une augmentation de la surface occupée par les macrophytes, avec une dominance marquée de l'espèce *T. natans*. Comme sur le lac Lung, les apports sédimentaires sont devenus réguliers sur le lac Alb dès la fin des années 1970, lors de la construction de l'aménagement de Papadia.

Le lac Obretinu Mic présente, couramment depuis 1995, une couverture très dense de macrophytes, où la dominance n'est pas facile à déterminer sur l'ensemble du lac : lors des observations de terrain en 2009 et 2010, au sein de ce mélange d'espèces spatialement variable, les individus les plus abondants à la surface appartenaient néanmoins à l'espèce *T. natans*. Compte-tenu de l'impressionnante biomasse végétale existant dans ce lac, le déplacement des petites embarcations qui parviennent à y rentrer se concentre sur une sorte de "sentier", ouvert littéralement au milieu des macrophytes, et entretenu par le passage répété des dites embarcations ; de nombreux oiseaux peuvent marcher sur le vaste "tapis" de macrophytes qui se forme à la surface du lac. Le dépôt des alluvions venant directement du bras de Sulina a presque divisé le lac en deux parties, et, en même temps, la barrière formée par ces dépôts a progressivement limité l'entrée des eaux chargées en sédiments dans le lac ; à l'heure actuelle, les apports sédimentaires sont devenus occasionnels.

Des évolutions un peu moins rapides, mais de nature proche, ont été observées sur le golfe de Musura, ainsi que sur les lacs Uzlina, Gorgovaț, Meșter et Iacob (figure 98). Tous ces corps d'eau ont été touchés par des processus de colmatage importants et se caractérisent actuellement par la présence d'une biomasse élevée de macrophytes. En général, ces communautés végétales saisonnières occupent des secteurs spécifiques des corps d'eau mentionnées ; leurs compositions sont, en revanche, plus diversifiées que celles du lac Lung, alors que leurs densités sont plus faibles que celles du lac Obretinu Mic.

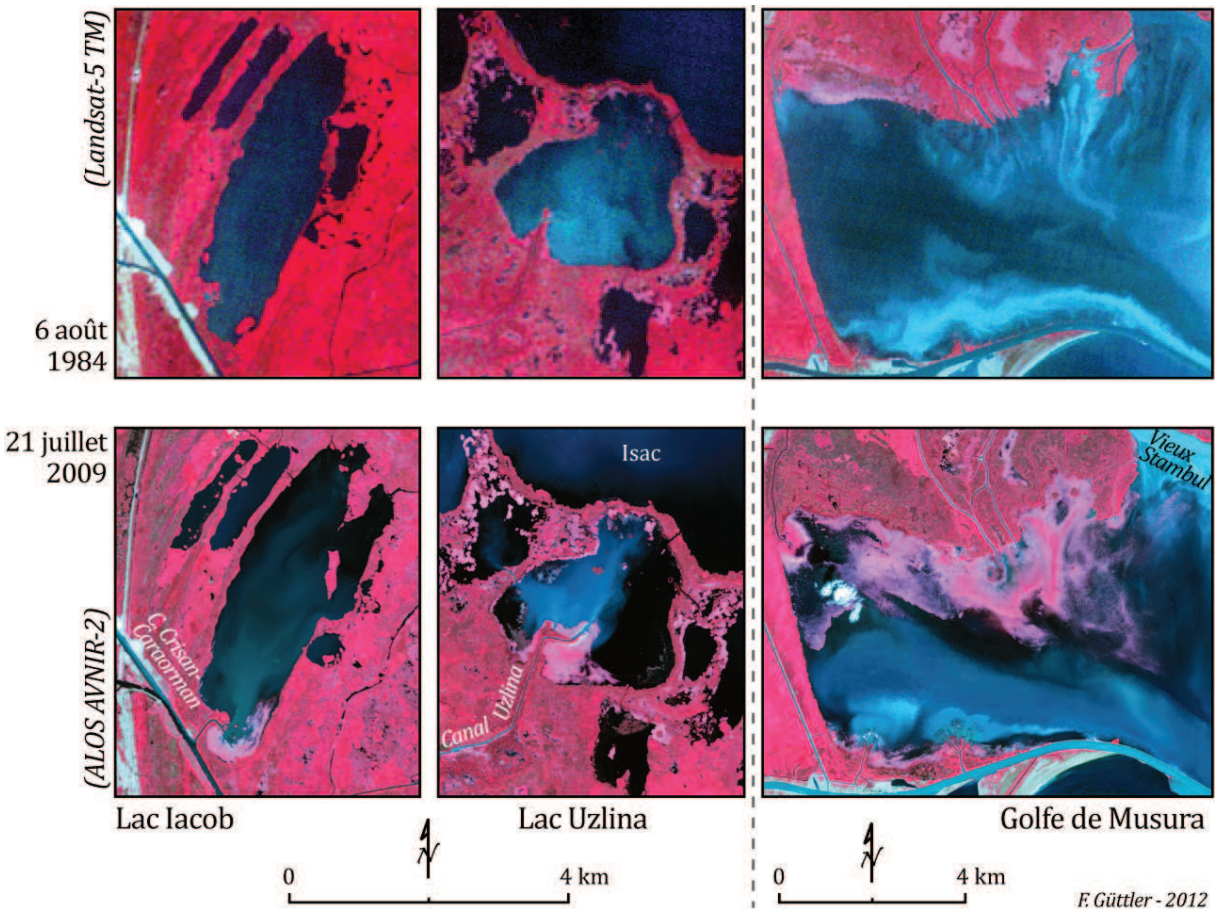


Figure 98 : Comparaison diachronique, été 1984 - été 2009, des lacs Iacob et Uzlina, ainsi que du golfe de Musura. Lors du jour de la prise des images, le niveau du Danube était de 1,62 m (1984) et 3,46 m (2009).

Rien ne garantit que ces corps d'eau deviendront, dans un futur proche, similaires aux lacs Lung et Obretinu Mic : en effet, l'apport sédimentaire parvenant à chacun d'entre eux présente déjà des tendances distinctes. Il est probable, par exemple, que le colmatage du golfe de Musura progressera selon un rythme moins accéléré que celui des dernières décennies, suite à la réduction de la quantité d'alluvions venant du Vieux Stambul, comme nous l'avons déjà évoqué. Nous avons aussi observé un rétrécissement progressif de la largeur de la grande boucle du bras de Sf. Gheorghe, dont le recoupement remonte aux années 1986-1989. Le dépôt d'alluvions dans l'ancien bras deltaïque s'est révélé intense au cours des deux dernières décennies : certaines sections n'atteignent plus qu'une soixantaine de mètres de largeur alors qu'avant le recoupement, la section la plus étroite présentait environ 150 m de largeur. Logiquement, ce rétrécissement influe sur le débit liquide transitant par l'ancien bras, ainsi que sur son taux de sédiments en suspension, les deux en baisse. Par conséquent, ce phénomène se fait ressentir également sur les canaux Filat et Uzlina, le premier alimentant le lac Gorgovaț, et le deuxième le lac Uzlina (figure 99).

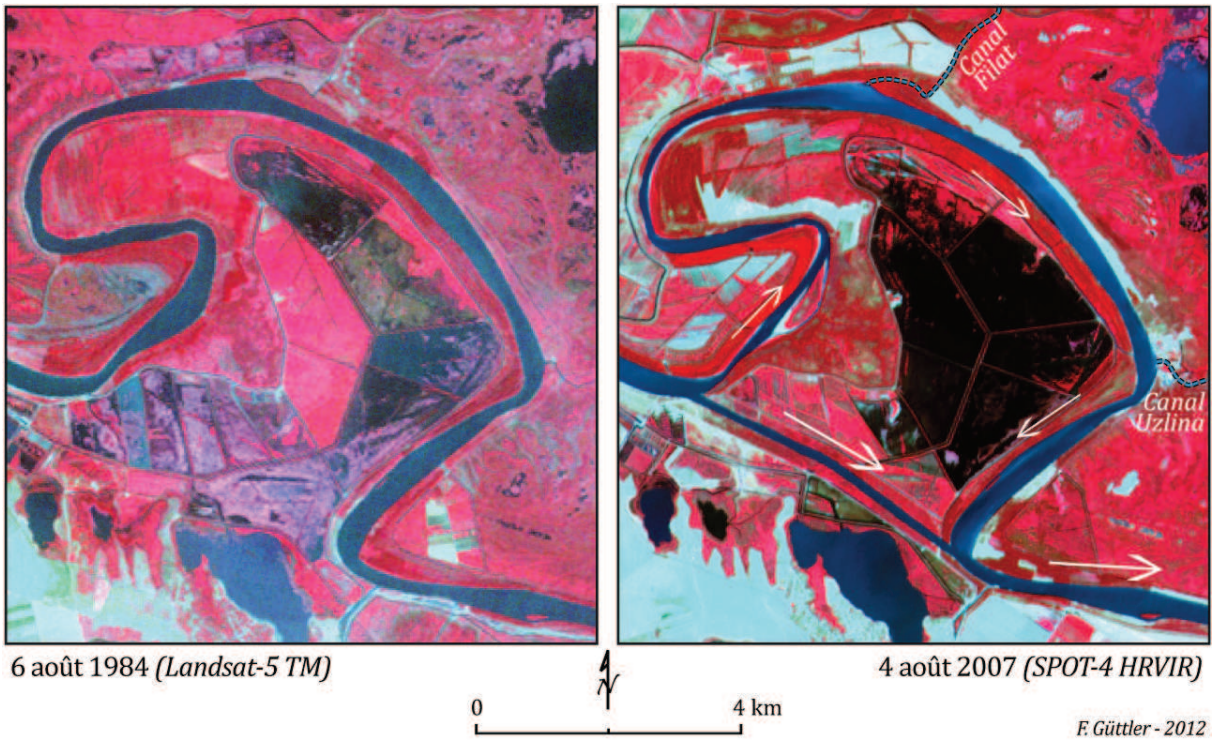


Figure 99 : Rétrécissement du méandre principal du bras Sf. Gheorghe, à partir duquel dérivent les canaux Filat et Uzlina. Le niveau du Danube était de 1,62 m (1984) et 1,04 m (2007).

L'apport sédimentaire des lacs Meşter et Iacob dépend quasi-exclusivement des eaux transitant à travers les deux grands canaux creusés au début des années 1980 : Mila 35 et Crişan-Caraorman, respectivement. Or, ces aménagements controversés font l'objet de débats depuis plusieurs années, et il ne serait donc pas surprenant que leurs calibres soient réduits prochainement, afin de diminuer justement le colmatage qu'ils produisent à l'intérieur de la plaine deltaïque.

Les blooms de phytoplancton ne concernent qu'assez peu les sept corps d'eau présentant les évolutions spatiales les plus marquées. Les grans lacs - Merhei, Gorgova, Isac, Lumina, Puiu et Roşu - dont les apports sédimentaires sont plutôt occasionnels, forment un groupe distinct à l'égard du développement du phytoplancton, aucun d'entre eux n'appartenant à la sous-unité Şontea-Furtuna. Le nombre de blooms a aussi été important sur de petits lacs situés dans les sous-unités les plus éloignées de l'apex deltaïque : Matiţa-Merhei et Roşu-Puiu. En revanche, c'est seulement sur les grands lacs que nous avons pu observer quelques blooms lors du printemps, qui n'ont toutefois jamais présenté une forte coloration des eaux. Les lacs Furtuna et Uzlina, en une seule occasion chacun (non simultanée), ont présenté un bloom peu significatif lors de la fin du printemps. A part ces cas printaniers irréguliers et présentant de biomasses peu élevées, les blooms de phytoplancton surviennent de manière plus fréquente et intense entre les mois de juin et septembre (nous n'avons cependant pas analysé d'images satellitaires historiques prises en octobre ou novembre). Sur les secteurs littoraux (central et sud), nous

avons observé des blooms avec une forte coloration des eaux dès le printemps ; des événements de ce type (pas uniquement lors du printemps) furent déjà observés sur les images des années 1970 et se sont montrés particulièrement intenses durant les deux décennies suivantes. Les blooms observés à partir de la moitié des années 1990 jusqu'à 2003, n'ont plus reproduit ces très fortes colorations des eaux côtières.

Nous avons également observé, dès les années 1970, des blooms avec une forte coloration de l'eau sur les lacs Gorgova et Isac (en 1972 et 1979). Cependant, sur les autres grands lacs (appartenant aux sous-unités de Matița-Merhei et de Roșu-Puiu), ce type de bloom ne fut repéré qu'à partir de 1982-1983. Cristofor *et al.* (1994) ont échantillonné mensuellement - entre novembre 1984 et octobre 1986 - les lacs Bogdaproste, Matița, Babina, Isac, Roșu et Baclaneștii Mari. Les concentrations moyennes en chlorophylle-a ont été très élevées sur les lacs Isac, Matița et Roșu : 79, 75 et 50 µg/l respectivement ; même si les lacs Isac et Roșu ne sont pas visibles sur l'image satellitaire de septembre 1986, celle-ci affiche un bloom colorant fortement les eaux et occupant toute la surface du lac Matița. Les lacs Baclaneștii, Bogdaproste et Babina ont présenté des valeurs de chlorophylle-a moins expressifs : 9, 19 et 36 µg/l respectivement ; sur la même image satellitaire de 1986, nous n'avons observé de bloom pour le lac Blacanestii, alors que le lac Bogdaproste en présentait un, mais sans une coloration intense des eaux (biomasse probablement pas très élevée). Cette comparaison, quoique partielle, montre que nos observations satellitaires correspondent bien aux données in situ historiques.

Le même constat a pu être fait en comparant les analyses faites sur l'image satellitaire du 23 juin 1997 avec les mesures in-situ présentées par Oosterberg *et al.* (2000). Les lacs ne présentant pas de bloom sur les échantillonnages effectués à la fois en juin et juillet - Nebunu, Furtuna, Iacob et Cuibul cu Lebede – n'ont pas non plus présenté de bloom sur l'image satellitaire. Le lac Merhei présentait une biomasse légèrement en-dessous du seuil caractérisant un bloom en juin ; en revanche, un bloom très prononcé s'est produit en juillet ; l'image satellitaire de la fin juin présentait alors un bloom avec une forte coloration de l'eau pour ce grand lac. Une situation similaire fut observée pour le lac Roșu, avec la différence que celui-ci présentait déjà un bloom en juin, mais la biomasse a fortement augmenté en juillet. Le comportement inverse a été mesuré sur les lacs Isac, Uzlina et Miazazi : bloom en juin (avec une très importante biomasse dans le cas du lac Miazazi) suivi d'une chute rapide de la biomasse, en dessous du seuil de bloom, en juillet ; sur l'image satellitaire, aucun bloom n'a été observé sur ces lacs. Le résultat de ces comparaisons, dont les mesures de juillet sont plus précisément corrélées avec l'image du 23 juin 1997, suggère que les échantillonnages présentés par Oosterberg *et al.* (2000) furent réalisés probablement lors du début des mois de juin et juillet.

D'une manière générale, nos observations satellitaires indiquent un développement plus prononcé du phytoplancton sur l'ensemble des secteurs (hormis la sous-unité de Şontea-Furtuna) dès la fin des années 1970 jusqu'au début des années 1990 : cette variabilité coïncide avec la période pendant laquelle le fleuve du Danube transportait les plus fortes concentrations en nutriments (cf. chapitre I). Cependant, la forte biomasse de phytoplancton sur les corps d'eau deltaïques ne s'explique pas uniquement par l'enrichissement du Danube en sels nutritifs. En effet, Enaceanu (1956 cité par Oosterberg *et al.*, 2000), en étudiant la sous-unité de Matița-Merhei au début des années 1950, avait déjà observé que les profondeurs Secchi les plus faibles observées à cette époque (de l'ordre de 20 cm seulement) se produisaient au mois de juin, et elles coïncidaient avec le développement du phytoplancton. Une si faible transparence, observée sur des lacs très peu exposés aux eaux turbides du Danube, indique une biomasse de phytoplancton certainement très élevée, à une période pendant laquelle le fleuve n'était pas encore touché par l'eutrophisation.

L'année de 2007 est également un contre-exemple de l'effet du fleuve sur le développement du phytoplancton. La concentration en nutriments des eaux du Danube étant en décroissance depuis les années 1990, on ne pourra alors pas se servir de cet argument pour expliquer le développement massif de phytoplancton, observé durant l'été 2007, sur la grande majorité des lacs deltaïques. Il est important de préciser que les niveaux d'eau ont été très modestes durant le printemps et l'été 2007, un constat qui s'applique également au début des années 1950 : les niveaux du Danube mesurés en 1950-51-52-53 ont été plutôt faibles, le débit maximum lors des hautes eaux arrivant à peine à 10 000 m^3/s, tandis que le débit minimum s'est situé systématiquement en dessous du seuil DCE.

Si les plus rapides évolutions morphologiques se sont montrées intimement liées aux détournements, volontaires ou pas, des eaux turbides sortant des principales artères deltaïques, d'autres mécanismes semblent jouer un rôle majeur dans le contrôle de la production phytoplanctonique. Nous reviendrons sur certains aspects historiques dans le prochain chapitre, même si notre attention sera focalisée principalement sur la deuxième moitié des années 2000.

CHAPITRE VI : HÉTÉROGÉNÉITÉ SPATIO-TEMPORELLE CONTEMPORAINE

Si la comparaison d'images prises entre 2006 et 2010 ne fait pas apparaitre de profonds modifications morphologiques, les situations que nous avons observées se sont révélées fort diverses. A partir des informations qualitatives et quantitatives que nous avons pu extraire des nos images (cf. démarches méthodologiques), nous avons essayé d'évaluer de manière simultanée l'influence du fleuve du Danube sur les eaux de la plaine deltaïque et de la zone côtière.

Les évolutions historiques présentées dans le chapitre précédent nous ont été également utiles pour l'analyse des images satellitaires plus récentes qui font l'objet du présent chapitre. Certes, si ces images présentent une qualité bien supérieure à celles fournies par le capteur MSS, il reste que nombre de questionnements n'ont été résolus qu'après l'étude historique des images, réalisée malheureusement bien après les missions de terrain.

Dans un premier temps, nous présenterons les grandes lignes du comportement saisonnier de la turbidité des eaux du delta du Danube en fonction des fluctuations du niveau du fleuve ; cette analyse sera complétée par l'approfondissement de certains processus pouvant influer sur la variabilité saisonnière. Dans un deuxième temps, nous traiterons des aspects liés à la variabilité interannuelle.

1. VARIABILITÉ SAISONNIÈRE DE LA TURBIDITÉ

Durant l'**hiver**, les eaux du Danube peuvent présenter de fortes turbidités, même si les débits liquides sont généralement modérés. Le réseau de canaux existant sur la plaine deltaïque permet à ces eaux, chargées en sédiments en suspension, de pénétrer dans les sous-unités hydrographiques indépendamment du niveau du fleuve, les débordements étant d'ailleurs rares lors des mois d'hiver.

Quand les cours d'eau et lacs deltaïques ne sont pas pris par le gel, qui dure en moyenne cinq semaines par an, les eaux turbides peuvent alors parcourir des distances très importantes au sein des sous-unités hydrographiques, atteignant de lacs éloignés des bras et des canaux principaux (figure 100).

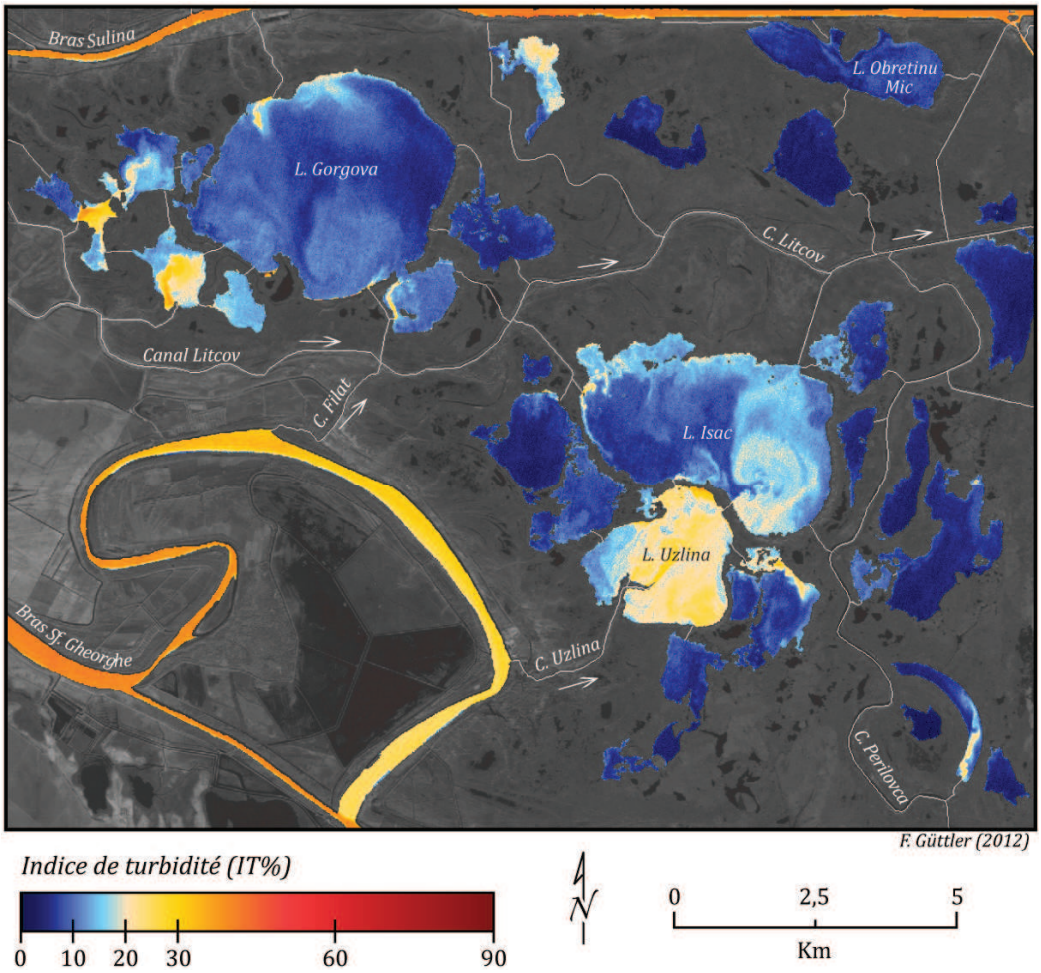


Figure 100 : Distribution spatiale de la turbidité au sein de la sous-unité de Gorgova-Uzlina lors de l'hiver 2008. *Indice de turbidité calculé à partir de l'image AVNIR-2 (ALOS) prise le 2 février 2008, le niveau du Danube était de 2,51 m.*

Dans l'exemple fourni par la figure 100, nous pouvons remarquer que les eaux turbides transportées par le canal Uzlina se sont propagées sur l'ensemble du lac de même nom et ont débordé vers les lacs voisins : Isac et Pojarnia. Un panache turbide s'est formé depuis le canal principal connectant les lacs Isac et Uzlina, et s'est étalé vers le nord pour atteindre le lac Harasimova, situé à plus de neuf kilomètres du point où les eaux du bras de Sf. Gheorghe quittent l'ancien méandre pour alimenter le canal Uzlina. Si des situations semblables à celle-ci se produisent également sur les autres sous-unités, en revanche l'indice de turbidité est généralement plus faible pour les lacs des deux sous-unités orientales, tandis qu'il est sensiblement plus élevé pour ceux de la sous-unité de Şontea-Furtuna ; il est à noter que l'indice de turbidité décroît graduellement le long de l'ancien méandre du bras de Sf. Gheorghe, ce qu'indique une perte significative de sa charge sédimentaire en suspension.

Sur la zone côtière, les panaches sédimentaires sortant des principales bouches du Danube sont souvent très turbides en hiver. Cependant, les forts vents des secteurs nord et nord-est, ainsi que des puissants courants cycloniques, caractéristiques de cette période, limitent

efficacement la progression des panaches sédimentaires vers le large. Par conséquent, ces derniers sont dirigés rapidement vers le sud et restent très proches à la côte, dépassant rarement d'une quinzaine de kilomètres le rivage deltaïque (figure 101).

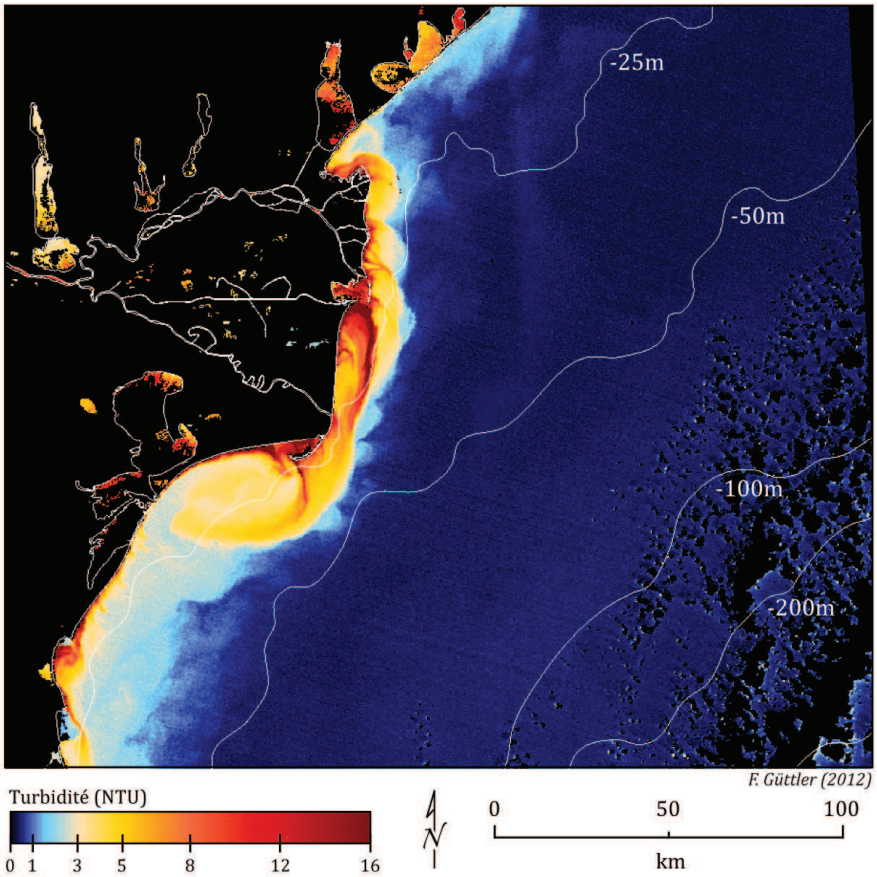


Figure 101 : Panaches sédimentaires du Danube orientés vers le sud et collés à la côte - conformation spatiale très courante durant les mois d'hiver. *Turbidité calculée (algorithme de l'IFREMER) à partir de l'image MERIS (Envisat) du 18 février 2008, le niveau du Danube était de 2,25 m.*

Comme on peut l'observer sur la figure 101, la propagation des eaux turbides est plus marquée au sud de l'Île de Sacalin, se manifestant jusqu'à une trentaine de kilomètres de la côte. Cette configuration spatiale hivernale dépend fondamentalement de l'action persistante des agents météo-océanographiques agissant sur le secteur nord-ouest de la mer Noire : ainsi, des variations momentanées de la forme et de l'orientation des panaches danubiens surviennent, même en hiver. Malgré cette variabilité, l'extension des eaux turbides vers le large reste peu spectaculaire, dépassant rarement 20-30 km.

La conformation spatiale des panaches côtiers et la distribution des eaux turbides au sein des sous-unités deltaïques deviennent beaucoup plus variables au cours du **printemps**. Le débit du Danube a tendance à gonfler rapidement à partir du mois de mars, les valeurs maximales étant atteintes généralement en avril ou mai. En dépit de cet apport liquide grandissant, la

turbidité des lacs commence à baisser durant le mois d'avril, et la plupart d'entre eux présentent des eaux très claires lors des maxima printaniers. Seuls, les lacs connectés directement aux principaux émissaires du Danube ou exposés aux débordements du fleuve reçoivent des apports turbides notables durant les hautes eaux du printemps. Toutefois, même dans ces lacs, les panaches turbides sont généralement moins étendus que ceux décrits en hiver ; en effet, les eaux turbides ne pénètrent qu'assez peu dans les sous-unités hydrographiques durant le printemps, le dépôt des sédiments en suspension s'effectuant essentiellement dans les limites géographiques du premier lac de la chaîne.

Aux embouchures, l'extension des panaches vers le large ne coïncide pas systématiquement avec la montée du débit du Danube : elle demeure peu marquée pendant les mois de mars et d'avril, ce qui témoigne de la capacité des vents et des courants littoraux à contrôler, même en période de crue, le déplacement des volumes d'eau livrés par le Danube (figure 102-A). Ce contrôle n'est cependant pas constant et nous avons pu observer quelques épisodes d'extension considérable des panaches vers le large (au-delà de 40 km de la côte). Le printemps représente ainsi une période de transition : sur les lacs, la turbidité tend à régresser et même à se concentrer sur un nombre restreint d'entre eux, tandis que, sur la zone côtière, les panaches tendent à se propager à des distances plus importantes de la côte.

Les extensions maximales de ces panaches sédimentaires, pouvant dépasser 70 km au large des embouchures, sont généralement observées entre la deuxième quinzaine de mai et la première quinzaine de juillet. Lors de tels épisodes, les eaux sortant des différentes bouches du Danube se confondent jusqu'à s'étendre jusqu'aux environs de l'isobathe de 100 m, englobant non seulement le rivage deltaïque, mais aussi l'ensemble du littoral de la Roumanie, ainsi que plus d'une centaine de kilomètres du littoral ukrainien situé au nord de la baie de Zhebriansky. Une fois que cet énorme panache s'est établi, il reste assez stable pendant quelques semaines, occupant alors une surface qui peut dépasser 25 000 km^2 (figure 102-B). Ce comportement saisonnier bien marqué ne semble pas être entièrement corrélé avec les fluctuations de débit du Danube, car il a été observé aussi bien en 2006, 2007, 2008 qu'en 2009, c'est-à-dire lors de conditions hydrologiques très diverses (cf. chapitre III). De plus, ce phénomène survient entre la fin du printemps et le début de l'été, c'est-à-dire à une période souvent caractérisée par la chute des niveaux du Danube, ce qui indique que la turbidité sur la zone côtière résulte de processus relativement indépendants de l'abondance des apports liquide et solide du Danube.

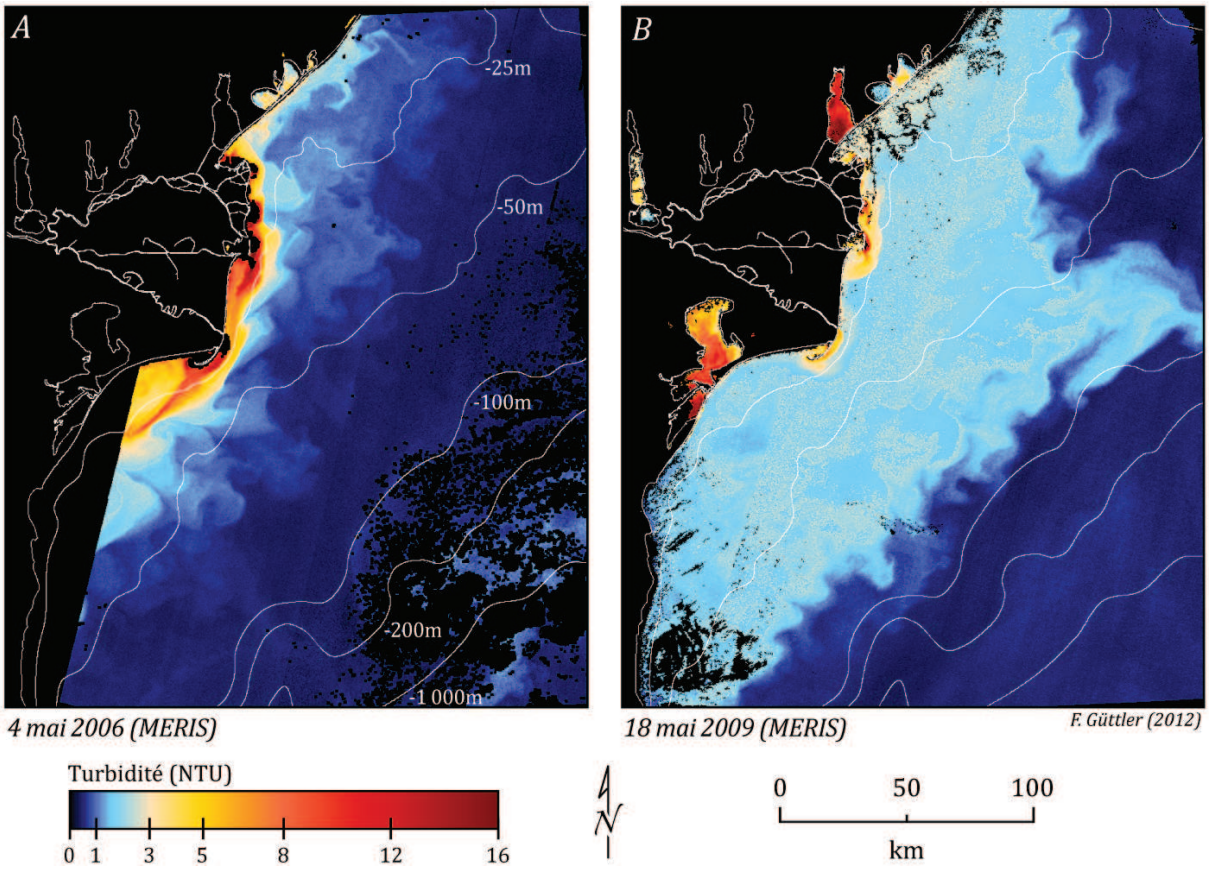


Figure 102 : A - Faible expansion des panaches danubiens vers le large malgré le niveau extrême observé le 4 mai 2006 (h = 4,82 m ; Q = 15 200 m³/s), seulement une semaine après le niveau maximum de la crue de 2006 (h = 4,93 m). B - Expansion notable des eaux turbides vers le large sous la forme d'un panache unique englobant plus de 300 km de côtes, observé lors du 18 mai 2009 (niveau du Danube de 2,64 m).

Au début de l'**été**, les débordements du Danube sur la plaine deviennent rares, et l'apport turbide dans les lacs connectés aux principaux émissaires fluviaux tend à régresser. En même temps, certains lacs commencent à présenter des eaux très turbides, changement qui n'est pas associé à la dynamique des eaux du fleuve, mais à l'apparition de blooms de phytoplancton que l'on observe même sur de lacs très éloignés des principaux canaux et bras deltaïques. Pendant les mois d'été, le nombre de lacs affectés par cette turbidité biologique est généralement élevé, alors que les intrusions d'eaux turbides issues du fleuve restent modestes (figure 103). La faible contribution du Danube à la turbidité s'observe également sur les eaux côtières, notamment au mois d'août : les eaux sortant des embouchures présentent d'assez faibles taux de sédiments en suspension, les panaches formés à ces occasions disparaissant au bout de quelques kilomètres vers le large, et dépassant rarement une quinzaine de kilomètres (figure 104-A).

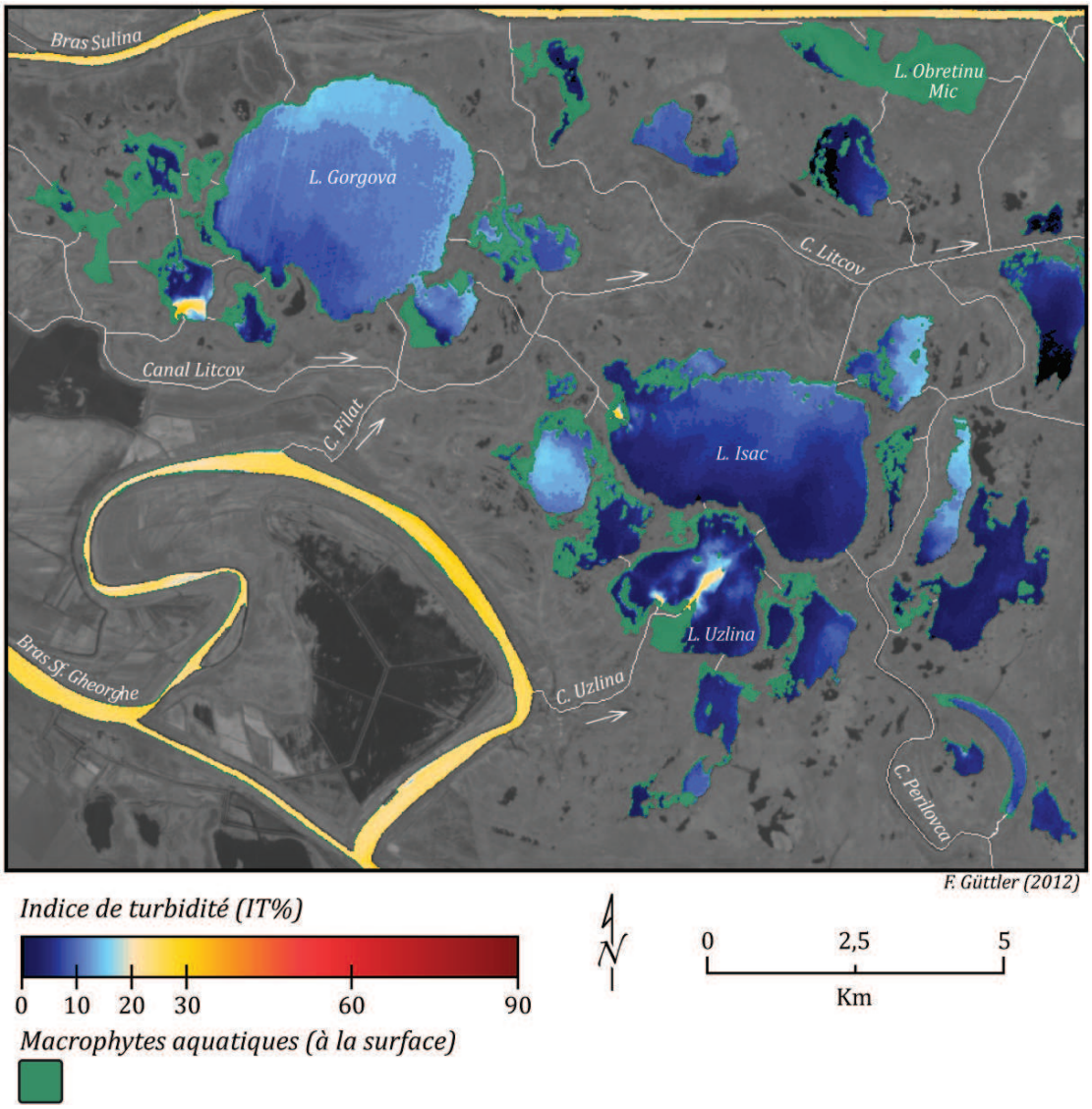


Figure 103 : Distribution spatiale de la turbidité au sein de la sous-unité de Gorgova-Uzlina lors de l'été 2008. Les apports turbides venant du fleuve sont visibles sur les lacs Uzlina et Rotund (sud-ouest du lac Gorgova), les turbidités élevées observées sur d'autres lacs (Gorgova, Isacel, Harasimova, ...) sont le résultat de l'activité phytoplanctonique. *Indice de turbidité et présence de macrophytes calculés à partir de l'image SPOT (HRVIR) prise le 18 août 2008 (niveau du Danube de 2,16 m).*

Ce schéma général, qui persiste généralement jusqu'à septembre, peut être altéré lors de fluctuations soudaines du niveau du fleuve. A partir de l'**automne**, les conditions deviennent moins stables, surtout dans la zone côtière : la turbidité des panaches tend à augmenter, tout comme leur empreinte spatiale vers le large, cette modification coïncidant avec l'intensification des abats d'eau sur le bassin danubien. Quoique la propagation des panaches sédimentaires soit habituellement plus importante en automne qu'en été, les épisodes d'extension considérable vers le large (> 40 km de la côte) se limitent à des courtes durées (figure 104-B).

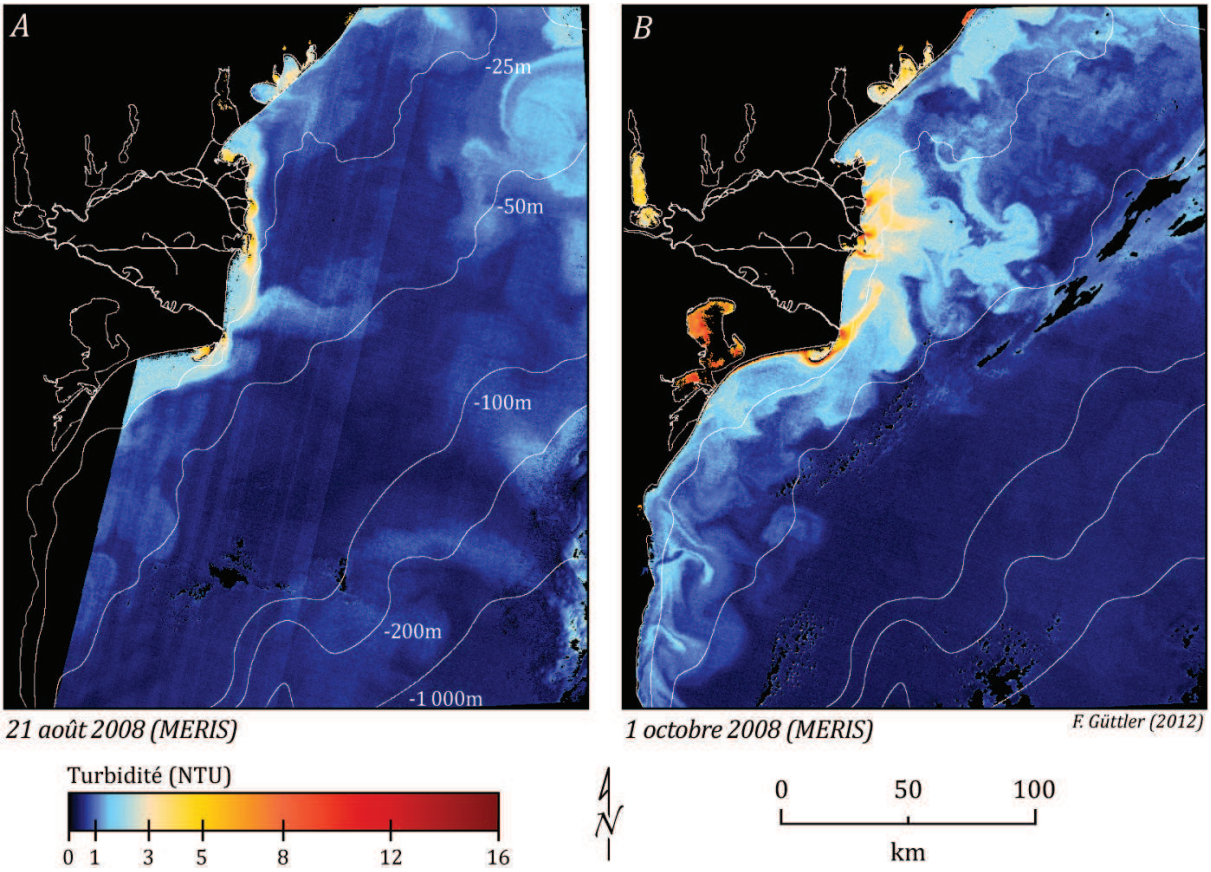


Figure 104 : A - Très faible turbidité aux embouchures et extension minimale des panaches sédimentaires au large - conformation spatiale courante vers la fin de l'été (niveau du Danube de 2,01 m au 21 août 2008). B- Turbidité relativement élevée au niveau des embouchures lors de l'automne 2008 - l'aperçu du 1er octobre 2008 illustre un épisode d'extension des panaches sédimentaires à un peu plus de 40 km de la côte malgré le niveau modeste du Danube (1,44 m).

Sur les lacs deltaïques, la situation reste assez proche de celle décrite pour l'été : les débordements du fleuve sont très rares durant l'automne, et l'apport turbide via le réseau de canaux connectés aux lacs reste limité, sauf si de brusques variations de débit surviennent. Durant l'automne, un nombre important de lacs éloignés des principaux émissaires du fleuve continue à présenter des eaux turbides, cette turbidité d'origine phytoplanctonique pouvant même présenter de valeurs supérieures à celles observées pendant les mois d'été.

2. Processus régulateurs

L'analyse simultanée de la plaine deltaïque et de la zone côtière a révélé que les variations de niveau et de débit du Danube sont insuffisantes pour expliquer la dynamique spatio-temporelle de la turbidité. D'autres mécanismes capables d'intervenir sur cette dernière agissent à différentes périodes de l'année et sur chacune des sous-zones ; la combinaison de ces processus

avec les fluctuations du fleuve semble être à l'origine du fonctionnement variable et peu prévisible des eaux du delta.

Dans cette perspective, nous avons étudié la temporalité et l'hétérogénéité spatiale d'autres facteurs majeurs influant sur la turbidité des eaux deltaïques : le phytoplancton, les macrophytes aquatiques, les vents et les vagues.

2.1. Phytoplancton

D'après le traitement des images satellitaires récentes, nous avons pu constater que, dans les lacs affectés par de blooms de phytoplancton bien développés (forte coloration des eaux), l'indice de turbidité augmente sensiblement et peut atteindre des valeurs supérieures à 20 IT%.

Comme on peut le noter sur la figure 105 (page suivante), la plupart des lacs de la plaine deltaïque présentaient des eaux très turbides au mois de septembre 2007, et l'indice de phytoplancton indique que de nombreux blooms se produisaient à ce moment, même sur de petits lacs relativement isolés (Harasimova, Cuibul cu Lebede, Lebedea, Chiril, Taranova). En effet, cette image illustre l'une des situations de développement massif du phytoplancton les plus spectaculaires sur l'ensemble d'images satellitaires analysées (1972-2010). A cette pullulation généralisée du phytoplancton s'ajoutent des apports turbides non négligeables venant du fleuve et visibles sur de nombreux lacs (Uzlina, Iacob, Furtuna, Radacinos, Macovei, ...); l'intrusion des eaux fluviales s'explique par la montée rapide du niveau du Danube, initiée environ une dizaine de jours avant l'acquisition de l'image, cette montée survenant après un été marqué par de très faibles niveaux d'eau. Cette combinaison de facteurs a limité sensiblement l'empreinte spatiale des eaux claires (représentées en bleu foncé), limitées à quelques portions d'un nombre très réduit de lacs, par ex. Furtuna et Trei Iezere.

Le développement prononcé du phytoplancton sur les lacs deltaïques a été observé fréquemment pendant la période comprise entre juin et octobre, aucun épisode de ce type n'ayant été détecté durant le printemps - un constat qui s'applique également aux images historiques (cf. chapitre V). Ainsi, la turbidité induite par la biomasse phytoplanctonique joue un rôle important dans la dynamique des eaux des sous-unités hydrographiques, et elle peut expliquer des évolutions rapides de la turbidité observées sur une grande partie des lacs pendant l'été et l'automne.

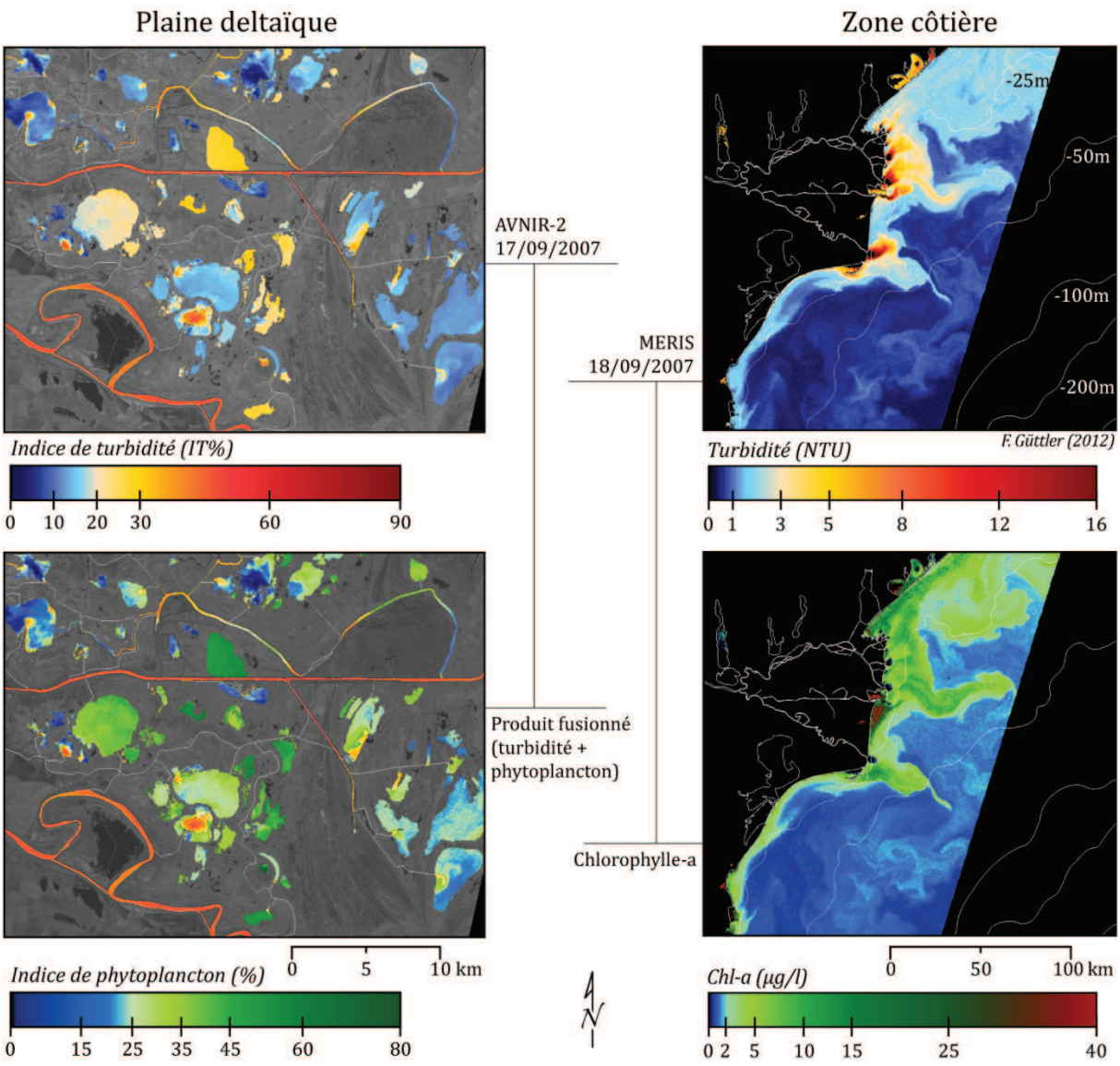


Figure 105 : Contribution du phytoplancton à la turbidité des eaux de la plaine deltaïque et de la zone côtière. Les images ont été prises à un jour d'écart et montrent l'état des eaux au début de l'automne 2007, le niveau du Danube était à 1,57 m (17/09) et à 1,77 m (18/09).

Nos résultats satellitaires sont en accord avec des observations qualitatives effectuées sur le terrain durant les étés 2007, 2008, 2009 et le printemps-été 2010 ; ils rejoignent également certaines des conclusions avancées par d'autres études (Coops *et al.*, 2008; Coops *et al.*, 1999; Oosterberg *et al.*, 2000). A travers l'échantillonnage de certains lacs du delta du Danube, réalisé durant les périodes 1997-1998 et 2001-2002, ces auteurs ont suggéré que le phytoplancton possède une dynamique saisonnière caractérisée par un premier "pic" de production entre mai et avril, suivi d'un deuxième entre juillet et novembre, la biomasse phytoplanctonique étant largement plus abondante lors de ce dernier. Le développement algal massif détecté sur les images de 2007 concorde avec les données fournies dans une étude réalisée par l'Institut National du Delta du Danube (INDD, 2007b). Les concentrations en chlorophylle-a mesurées

durant l'été sur les lacs Isac et Cuibul cu Lebede ont atteint des valeurs extrêmement élevées : 256 µg/l et 483 µg/l respectivement. Une autre étude provenant du même institut (INDD, 2007a) indique des profondeurs Secchi, en juillet 2007, de seulement 20 cm pour le lac Isac, contre 10 cm pour le lac Cuibul cu Lebede.

Sur la zone côtière, la contribution du phytoplancton à la turbidité globale est plus délicate à évaluer, car les zones de production se superposent généralement aux superficies occupées par les panaches sédimentaires (cf. figure 105). Les plus importantes concentrations en chlorophylle-a sont fréquemment observées en bordure des panaches ou à proximité de la côte ; ce sont de zones où le taux de sédiments en suspension est rarement négligeable.

D'après nos résultats satellitaires et les mesures in-situ disponibles, la concentration en chlorophylle-a sur la zone côtière est moins marquée que dans les lacs deltaïques : de valeurs supérieures à 25 µg/l sont rarement observées sur la zone côtière, tandis que, sur les lacs, il est fréquent qu'elles dépassent 50 µg/l et peuvent atteindre occasionnellement 110 µg/l (Vadineanu *et al.*, 1992), voire des valeurs exceptionnelles de plus de 400 µg/l (INDD, 2007b). Pour ces raisons, nos pouvons considérer que la contribution du phytoplancton à la turbidité globale est moins importante sur la zone côtière que sur les lacs.

Malgré cela, la distribution spatiale de la chlorophylle-a sur les eaux côtières est un témoin de l'ampleur de la zone d'influence du fleuve : les sédiments en suspension répondent rapidement aux changements des conditions du milieu, mais le phytoplancton possède une réponse plus durable (les particules minérales chutent alors que le phytoplancton se nourrit des éléments dissous). Comme nous l'avons déjà évoqué, l'extension des panaches sédimentaires au large des embouchures ne dépend pas uniquement de la puissance du débit du Danube, puisque, le vent s'avère être un facteur déterminant.

2.2. Vents et vagues

L'augmentation de la turbidité des eaux deltaïques peut être occasionnée par l'action des vents et des vagues ; la durée de ces processus étant généralement courte, ils ne sont pas facilement détectables sur les images satellitaires. Nous avons néanmoins analysé l'ensemble des images de la période 2006-2009 (à haute et à moyenne résolution spatiale) en parallèle avec les données de vent (vitesse et direction à Sulina). D'une manière globale, nous avons observé que la zone côtière est beaucoup plus affectée par des événements de remise en suspension de sédiments que les lacs. Bien que plus fréquents, ces événements ne surviennent que sur quelques secteurs peu profonds de la zone côtière, le plus souvent entre le rivage et l'isobathe de 20 m, soit à moins de 5 km de la côte.

La distribution spatiale et l'intensité des épisodes de remise en suspension observées sur les images satellitaires correspondent précisément à la direction et à la vitesse du vent : le littoral nord (delta secondaire de Chilia) et le littoral central (entre les embouchures de Sulina et de Sf. Gheorghe) sont touchés principalement par de vents de nord-est et d'est, tandis que le littoral sud est particulièrement exposé aux vents de sud-ouest, sud et sud-est ; des épisodes bien visibles n'ont été observés que lors de vitesses moyennes supérieures à 15 nœuds (7,7 m/s). Ces résultats sont en accord avec les conclusions de Dan *et al.* (2009) : en étudiant le régime des vagues sur le littoral deltaïque roumain, ces auteurs ont démontré que les vents représentent la source exclusive des vagues atteignant la côte du delta. Leur calcul de la profondeur de fermeture le long du secteur étudié indique de valeurs comprises entre 5,0 et 11,6 m ; cela signifie que même les épisodes de très forte énergie - avec des vagues générées par des vents de plus de 60 nœuds (30,9 m/s) - ne parviennent pas à remobiliser les sédiments déposés au-delà des profondeurs de fermeture indiquées.

Compte tenu de ces facteurs, il n'est pas surprenant que l'empreinte spatiale des événements de remise en suspension soit faible sur les images analysées, d'autant plus que les conditions météorologiques lors de vents exceptionnellement forts (tempêtes, par exemple) ne sont généralement pas compatibles avec l'acquisition d'images satellitaires optiques. Les vents possèdent toutefois un autre rôle important sur la zone côtière : le modelage des panaches sédimentaires. L'analyse de la forme et de l'extension des panaches a montré que ceux-ci se modifient très rapidement en fonction des vents locaux (figure 106).

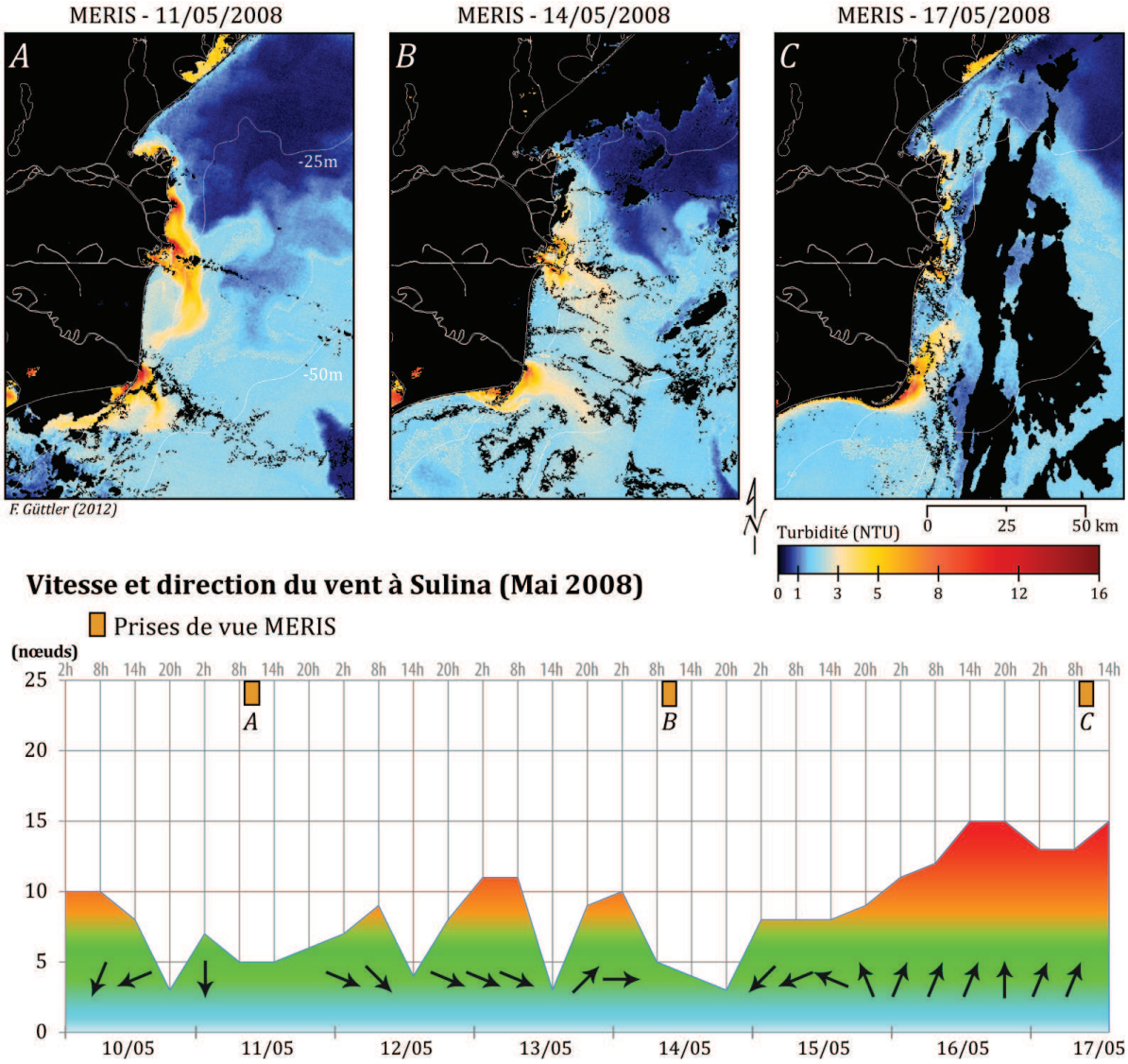


Figure 106 : L'effet du vent sur la forme et l'orientation des panaches sédimentaires au large du delta du Danube.

Quoique les trois images MERIS présentées ci-dessus ont été acquises à trois jours d'intervalle, l'effet du vent sur l'orientation des panaches a pourtant été notable. La période affichée sur le graphique indique des vents soufflant des secteurs nord et nord-est avant l'acquisition de la première image : par conséquent, les panaches étaient clairement orientés vers le sud (aperçu A). Moins de vingt-quatre heures après l'acquisition, le vent a commencé à souffler de nord-ouest et a gardé une composante ouest jusqu'au deuxième passage du satellite : ces deux jours de vent de terre ont été suffisants pour changer l'orientation des panaches toute en augmentant leur extension vers le large (aperçu B). Après la deuxième image, les vents de terre ont été remplacés par de vents d'est, qui ont soufflé pendant environ vingt-quatre heures jusqu'à ce que de vents plus puissants venant du secteur sud s'établissent. Moins de quarante-huit heures de vents soutenus de sud et de sud-ouest ont suffi pour détourner les panaches

sédimentaires vers le nord (C), inversant ainsi la configuration spatiale observée six jours auparavant.

L'orientation générale des panaches sédimentaires a pu être clairement associée aux conditions de vent ayant précédé chacune des images MERIS analysée durant la période 2006-2009. Nous avons vérifié que des modifications de direction du vent, survenant entre 12 et 24 heures avant l'acquisition de l'image, sont souvent identifiables sur la partie proximale des panaches ; les portions plus éloignées ne réagissent pas toujours de manière évidente aux changements de vent, car elles gardent parfois une empreinte spatiale correspondant à de conditions de vent antérieures.

Ces résultats sont en accord avec ceux présentés par Tolmazin (1985) : l'auteur avait estimé que le temps de réaction des eaux superficielles du secteur nord-ouest de la mer Noire, à la suite de l'établissement d'un vent soutenu, était compris entre 10 et 15 heures. Karageorgis *et al.* (2009) ont étudié les panaches danubiens en 2002 et 2004 ; même si leur analyse concernait principalement l'influence de la stratification thermique et des apports fluviaux dans la dynamiques des panaches, ils ont signalé que les conditions de vent, avant et durant les jours d'échantillonnage en mer, ont joué un rôle important dans leur configuration spatiale. De conclusions similaires avaient déjà été avancées par Ragueneau *et al.* (2002) lors d'échantillonnages réalisés au large des embouchures deltaïques en 1995 et 1997. De plus, plusieurs données dérivant de nos observations satellitaires s'accordent avec les résultats issus du modèle proposé par Dinu *et al.* (2011) pour évaluer l'influence des vents et du débit du Danube sur les courants marins le long de la côte roumaine.

Bien que le vent joue un rôle central dans la dynamique de la turbidité sur la zone côtière, ses effets sur les lacs de la plaine deltaïque semblent être moins décisifs, constat qui s'applique également pour le golfe de Musura. En effet, la présence de macrophytes aquatiques semble pouvoir prévenir, durant certaines périodes de l'année, les processus de remise en suspension de sédiments induits par le vent. Si durant le printemps (faible biomasse de macrophytes avant la mi-mai), quelques épisodes de remise en suspension ont été détectés sur les grands lacs ainsi que sur le golfe de Musura, en revanche aucun épisode ne fut observé durant les mois d'été (forte biomasse de macrophytes) et seulement un en automne (biomasse de macrophytes encore considérable) ; cet épisode automnal a été observé lorsque la vitesse moyenne du vent était de 24 nœuds pendant les heures qui ont précédé l'acquisition de l'image.

2.3. Macrophytes aquatiques

Les macrophytes participent à la dynamique saisonnière des eaux deltaïques et, indirectement, leur présence en grand nombre peut influer sur la turbidité. Compte tenu des faibles surfaces occupées par ces végétaux sur les baies de Sacalin et de Zhebriyanski, notre analyse s'est focalisée essentiellement sur les lacs de la plaine deltaïque et sur le golfe de Musura.

La croissance de ces végétaux aquatiques annuels commence avec la montée de la température des eaux au mois d'avril, mais leur biomasse demeure peu abondante durant les premières semaines de mai ; dès la deuxième moitié de ce mois ci, certaines étendues d'eau présentent déjà une biomasse considérable. Nos observations satellitaires suggèrent l'établissement plus précoce des communautés de nénuphars en comparaison avec celles dominées par d'autres espèces atteignant la surface, par ex. *Trapa natans* ; de groupements de nénuphars peuvent être distingués dès le début du mois de mai et ils occupent quasi-systématiquement les mêmes emplacements d'une année à l'autre.

L'établissement et la densification des communautés de macrophytes coïncident ainsi avec la montée saisonnière des eaux, ce qui, probablement, favorise le dépôt des sédiments en suspension des eaux fluviales à leur arrivée dans les lacs. Ce rôle de "filtre", qui s'associe à un ralentissement de la vitesse de l'eau à la surface des lacs, pourrait expliquer, en partie, les faibles valeurs de turbidité observées lors des hautes eaux saisonnières (de la fin du printemps jusqu'au début de l'été). Une couverture dense de macrophytes pourrait également empêcher ou limiter la remise en suspension de sédiments présents sur le fond des corps d'eau lors de coups de vent, contribuant ainsi au maintien de faibles turbidités. Comme nous l'avons déjà évoqué (rétrospective historique - chapitre précédent), la distribution spatiale des macrophytes n'est pas homogène sur la plaine deltaïque, les lacs des sous-unités de Şontea-Furtuna et de Gorgova-Uzlina étant les plus fortement occupés par ces végétaux ; en contrepartie, ils sont également les plus concernés par les apports turbides venant du fleuve.

Afin de tester si la présence des macrophytes possède une influence significative sur la turbidité, nous avons comparé deux images satellitaires prises lors de conditions hydrologiques similaires (figure 107). La première image choisie représente la situation d'hiver (02/02/2008), c'est-à-dire lorsque les lacs étaient dépourvus de macrophytes, la deuxième image illustre une situation où les macrophytes sont bien développées, en occurrence lors de l'été 2006. La différence du niveau du Danube n'a été que de 18 cm entre les images choisies, et, de plus, les deux dates ont été précédées d'une période d'augmentation régulière des niveaux sur environ deux semaines. Cette augmentation a été de l'ordre de 70 cm dans les deux cas, ce qu'indique

une situation de remplissage des sous-unités hydrographiques, favorisant ainsi la pénétration des eaux turbides via le réseau de canaux de la plaine deltaïque (ces niveaux sont en revanche trop faibles pour entraîner de débordements du fleuve). La seule différence hydrologique notable concernait la turbidité de eaux du Danube : en effet, elle était d'environ 36 IT% pour l'image d'hiver, contre environ 51 IT% pour l'image d'été ; cette variation est en accord avec les taux de sédiments en suspension mesurés sur le bras de Sulina (réseau ICPDR) à de dates relativement proches de celles de nos images (29 mg/l le 07/02/2008 et 57 mg/l le 06/09/2006).

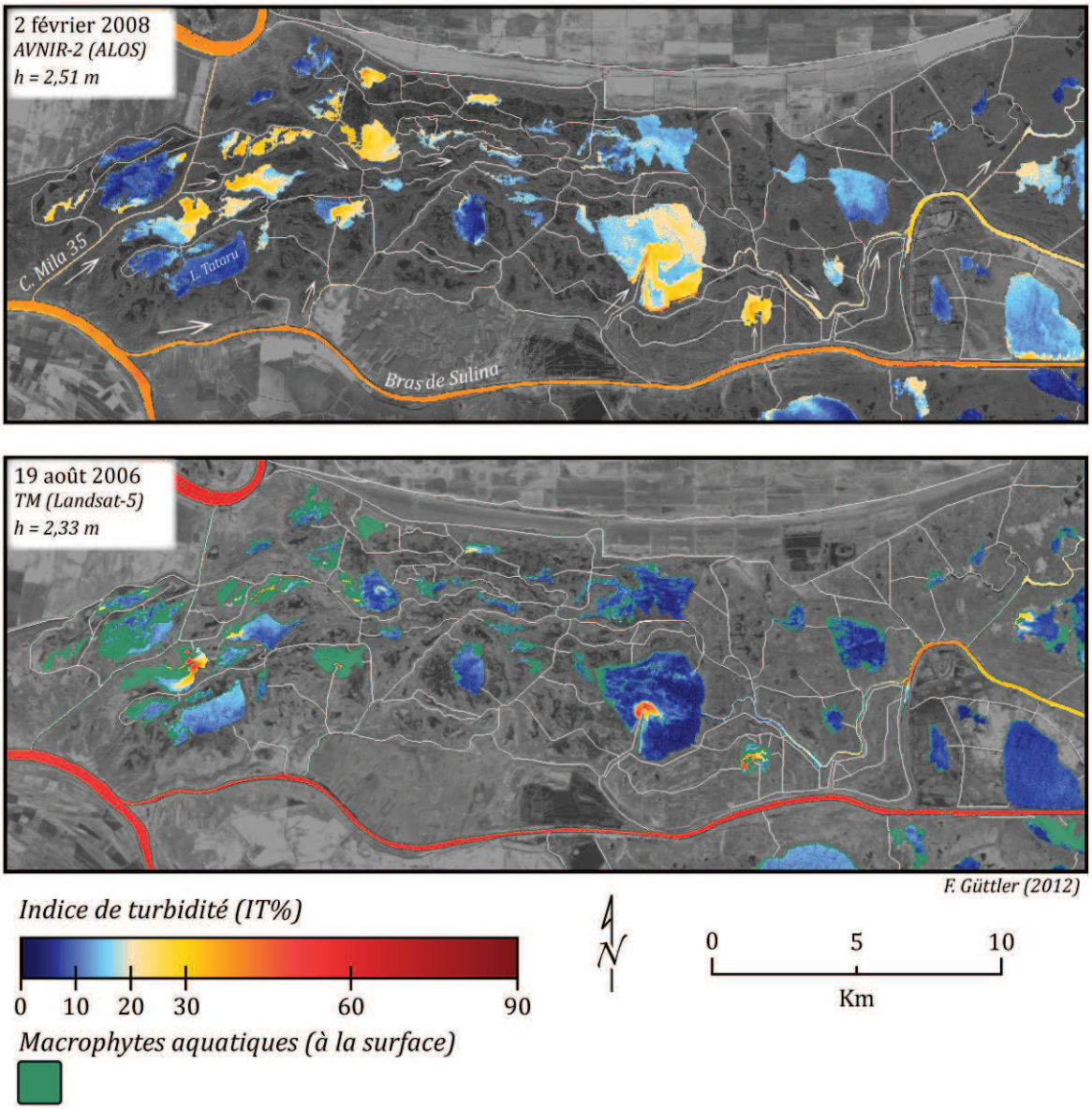


Figure 107 : Efficacité du rôle de "filtre" effectué par les macrophytes sur la sous-unité de Şontea-Furtuna. Les deux images ont été prises lors de situations hydrologiques similaires (voir texte), l'image hivernale étant dépourvue de macrophytes.

Malgré la plus forte turbidité des eaux danubiennes en août 2006, leur pénétration au sein de la sous-unité de Şontea-Furtuna a été nettement moins marquée qu'en février 2008 : en l'absence de macrophytes, les apports turbides s'étalent sur presque toute la surface des lacs connectés aux émissaires du Danube (Lung, Meşter, Alb, Furtuna, Rotund, ...) ; même des lacs très éloignés du fleuve (par ex. Baclaneştii Mari et Ligheanca) sont atteints par ces eaux turbides. Ainsi, la présence massive de végétaux aquatiques semble "filtrer" de manière très efficace les apports turbides arrivant sur les lacs deltaïques.

D'une manière générale, nous avons observé que les groupements de macrophytes susceptibles d'être détectés à travers les images satellitaires optiques (individus atteignant la surface de l'eau) présentent une stabilité spatiale remarquable pendant la période comprise entre le début de juin et le mois de septembre (dès mai pour les nénuphars), leur décomposition devenant plus évidente à partir d'octobre (les lacs dominées par *T. natans* présentent généralement une diminution de la couverture durant septembre). Les analyses satellitaires correspondent avec nos observations sur le terrain : le 10 mai 2008, une partie de la sous-unité de Şontea-Furtuna a été visitée, mis à part quelques petits groupements isolés et avec une très faible densité d'individus, les macrophytes n'étaient pas encore présentes à la surface des lacs ni le long des cours d'eau ; le 15 mai 2008, la partie occidentale de la sous-unité de Matiţa-Merhei a été parcourue, et nous avons pu observer plusieurs groupements de nénuphars près du bord des lacs et des cours d'eau : le nombre important de feuilles encore submergées et la densité relativement faible des groupements indiquaient leur établissement récent. Lors de la visite de plusieurs secteurs du delta entre le 27 et le 30 mai 2007, les groupements de nénuphars étaient généralement plus denses, et, à cette occasion nous avons pu observer des groupements d'autres espèces comme par ex. *T. natans* et *C. demersum* ; enfin, lors de la période de terrain comprise entre 29 mai et 11 juin 2010, nous avons observé près d'une dizaine d'espèces dont la biomasse était déjà fort élevée, et l'ensemble de lacs visités présentait une dense couverture de macrophytes (submergées et à la surface). Les missions de terrain effectuées lors des étés 2008 et 2009 nous ont permis d'observer un développement également très élevée des communautés de macrophytes, mais, en revanche, lors de la visite hivernale du delta, entre le 14 et le 17 décembre 2008, aucune macrophyte n'a été observée (seuls les alentours de Mila 23 et de Sulina ont pu être visités à cette occasion).

Des données portant sur la dynamique temporelle des macrophytes de quelques lacs du delta du Danube ont été présentées par Cristofor *et al.* (2003) pour les années 1980 et début des années 1990. Même si leur analyse fut ciblée essentiellement sur les communautés submergées (non détectables à travers nos images satellitaires), nous pouvons vérifier que la période de croissance est similaire : une forte augmentation de la biomasse au mois de mai qui chute

généralement à partir de septembre, cette chute pouvant toutefois être anticipée (juillet-août) dans les lacs présentant une production massive de phytoplancton durant l'été.

Coops *et al.* (1999) et Oosterberg *et al.* (2000) ont élaboré une classification des communautés de macrophytes, constituée de dix types de végétation aquatique qui furent définies en fonction de la présence et de la dominance de certaines espèces. Ces études se sont basées sur une série de relevés (235 au total) effectués sur 21 lacs du delta, entre 1996 et 1998. Du fait que les lacs n'ont été échantillonnés qu'à une seule date chacun (2 en juin 1996, 4 en juin 1997 et 15 en juin 1998), ces études n'abordent pas des aspects dynamiques, comme le cycle de croissance des macrophytes ou les changements de leur biomasse et de leur empreinte spatiale d'une année à l'autre.

3. VARIABILITÉ INTERANNUELLE

En dépit des changements intra-annuels, associés majoritairement aux spécificités saisonnières, les eaux du delta du Danube peuvent présenter de conformations spatiales distinctes d'une année à l'autre. Comme nous avons pu le constater, les fluctuations du Danube ne suffisent pas à expliquer entièrement les dynamiques saisonnières observées sur la plaine deltaïque ou sur la zone côtière. En revanche, lors de situations hydrologiques très différentes, l'action du fleuve semble jouer un rôle prépondérant, contrôlant certains des processus régulateurs saisonniers décrits précédemment. La figure 108 (page suivante) présente deux situations observées lors de périodes similaires de l'année, mais où la distribution spatiale de la turbidité opposait clairement la plaine deltaïque à la zone côtière.

Lors de l'année 2006, la crue printanière s'est prolongée jusqu'au milieu de l'été, une deuxième onde de crue survenant durant les mois de juin et juillet, ce qui a conservé des niveaux d'eau très élevés (4,46 m le 27 juin et 4,27 m le 5 juillet). De plus, les taux de sédiments en suspension enregistrés sur le bras de Sulina ont été exceptionnellement forts lors de cette deuxième onde de crue : 178 mg/l mesurés le 13 juin, et 85 mg/l le 11 juillet 2006[115]. Ces valeurs ont été bien supérieures à celles observées durant les mois d'avril et mai (48 mg/l et 33 mg/l respectivement), alors que les niveaux du Danube étaient également très élevés durant le printemps. Les algorithmes employés ont détecté cette turbidité fluviale extrême (figure 108) : de valeurs au-dessus de 85 IT% furent calculées sur le bras de Sulina (image SPOT), ainsi que des valeurs entre 14 et 16 NTU au niveau des embouchures danubiennes (image MERIS).

[115] La valeur indiquée pour le mois de juin 2006 (178 mg/l) correspond au plus fort taux de sédiments en suspension observé sur l'ensemble de mesures effectuées mensuellement par l'ICPDR entre 1997 et 2008 (cf. chapitre III).

Malgré la turbidité extrême des eaux danubiennes, la plupart des lacs présentaient des eaux très claires (indice de turbidité inférieur à 5 IT%) ; les seules exceptions étaient les lacs Uzlina, et Iacob (le champ de vision du capteur HRVIR ne permettant pas d'observer les lacs de la sous-unité de Şontea-Furtuna ni le secteur autour du lac Gorgova).

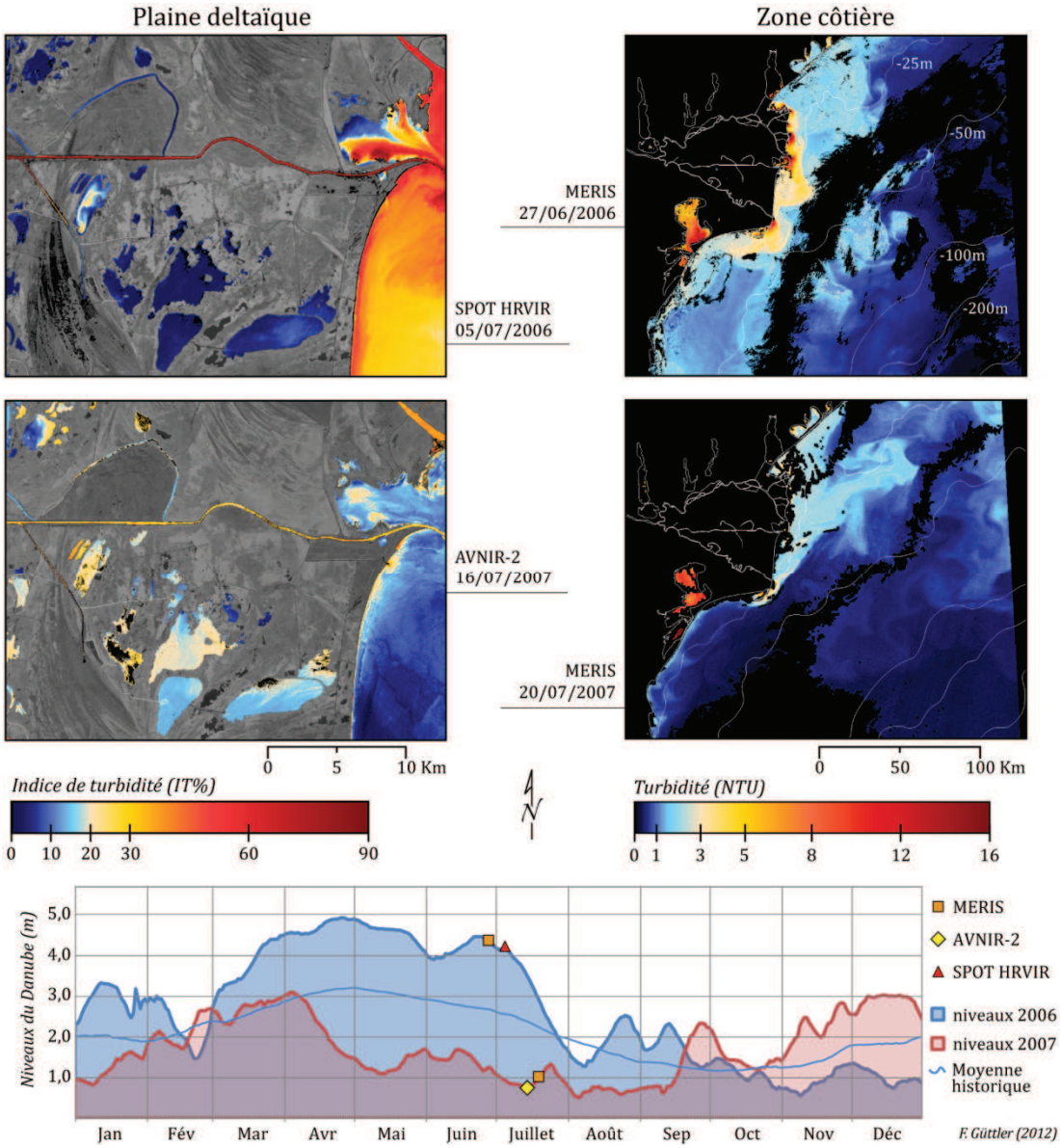


Figure 108 : Evolutions opposées de la turbidité entre la plaine deltaïque et la zone côtière. Les images en haut de la figure illustrent la situation lors de l'été 2006, tandis que celles du milieu se réfèrent à l'été 2007. Le graphique permet de comparer les niveaux du Danube entre les deux années et au moment des prises de vue.

Le comportement hydrologique du Danube en 2007 a été complètement différent : la montée des eaux au printemps ayant été interrompue précocement, les niveaux ont chuté dès le début du mois d'avril et sont restés bas durant tout l'été. Le taux de sédiments en suspension mesuré sur le bras de Sulina le 11 juillet (quelques jours avant l'acquisition des images satellitaires de la figure 108) a été lui aussi très bas : 15 mg/l. Les valeurs calculées par les algorithmes de

turbidité ont été en accord avec cette situation : autour de 30 IT% sur le bras de Sulina, contre environ 5 NTU au niveau des embouchures. En même temps, les turbidités observées sur les lacs ont été particulièrement élevées, par ex. : ~ 22 IT% sur le lac Lumina, ~ 24 IT% sur le lac Iacob, ~ 29 IT% sur le lac Harasimova et ~ 38 IT% sur le Merhei (dépassant 45 IT% sur le secteur nord) ; en occurrence, toutes ces fortes turbidités étaient d'origine phytoplanctonique.

Pour analyser la situation sur la zone côtière, il convient de séparer les panaches sédimentaires en deux parties (cf. chapitre IV) : le panache proximal, où la turbidité est supérieure à 3 NTU (ce qui correspond à un taux de sédiments en suspension supérieur à 4 mg/l), et le panache distal, où la turbidité reste comprise entre 2 et 3 NTU (taux de sédiments en suspension entre 3 et 4 mg/l). Les forts débits (liquide et solide) du Danube en 2006 se sont traduits par la formation des panaches proximaux bien développés ; même s'ils étaient orientés vers le sud (en accord avec les conditions de vent avant le passage du satellite), leur extension vers le large atteignait parfois une vingtaine de kilomètres de la côte. A cette occasion, le panache distal présentait une configuration spatiale plus homogène et peu influencée par les vents, son extension maximale au large étant d'environ 60 km.

En 2007, l'apport fluvial était insuffisant pour permettre l'établissement de panaches proximaux bien marqués : leurs empreintes spatiales étaient très réduites et ils disparaissaient au bout d'environ 5 km du rivage, malgré les faibles vents de sud-ouest (favorables à la propagation des panaches vers le large). Le panache distal était remarquablement modelé selon la direction des vents, sa silhouette s'allongeant vers le nord-est et s'étalant ainsi sur plus de 75 km depuis le rivage deltaïque. Ce panache distal était également alimenté par les sédiments remis en suspension par l'action des vagues le long de la flèche de Sacalin (image MERIS).

Une autre opposition entre la plaine deltaïque et la zone côtière concerne le développement du phytoplacton : l'absence de blooms sur l'ensemble de lacs répertoriés en juillet 2006 contraste avec le développement massif observé en juillet 2007 ; sur la zone côtière, la comparaison des concentrations en chlorophylle-a (entre les images MERIS de la figure 108) indique, en revanche, une production de phytoplancton largement supérieure en 2006 par rapport à 2007.

Oosterberg *et al*. (2000) ont observé une corrélation intéressante entre l'ampleur de l'inondation "printanière" (avril-juin) et la biomasse estivale de phytoplancton pour les lacs Merhei et Roșu. A partir des concentrations en chlorophylle-a, mesurées entre 1994 et 1998, les auteurs ont vérifié que les plus fortes biomasses de phytoplancton furent observées lors des années présentant les inondations saisonnières les moins abondantes. Ils ont suggéré que l'inondation des roselières pourrait être le phénomène expliquant cette évolution : les eaux ayant inondé les roselières seraient drainées vers les lacs durant l'été, et un fort apport de ce

type d'eau aurait un impact négatif sur la croissance du phytoplancton, à travers différents mécanismes, comme, par exemples, "l'effet chasse d'eau", l'apport d'acides humiques, ou encore, la limitation en azote.

Nos images satellitaires ne permettent pas de vérifier quels sont effectivement les mécanismes derrière ce fonctionnement ; néanmoins, il paraît clair que l'ampleur des hautes eaux exerce un contrôle sur la production phytoplanctonique. Les images historiques nous ont permis de vérifier que les plus importants développements généralisés de phytoplancton, lors de l'été, sont survenus en 1982, 1983 et 2003 ; sans exception, ces années ont été caractérisées par des niveaux très faibles, la montée des eaux printanières s'arrêtant avant la fin d'avril et étant suivie d'une chute rapide des niveaux qui ne rebondissent pas pendant l'été. A l'inverse, lors des années présentant des hautes eaux se prolongeant au-delà du début de juillet (1975 et 1995), le développement du phytoplancton estival n'a été que très faible sur la grande majorité des lacs.

Si les configurations spatiales se rapprochent lors d'années hydrologiquement similaires, nous pouvons nous demander si les années 2008 et 2009, dont les oscillations du fleuve ont été voisines de la moyenne, ont présenté des évolutions proches ; la figure 109 présente la partie centrale de la plaine deltaïque, au mois de juillet, lors des années 2006, 2007, 2008 et 2009.

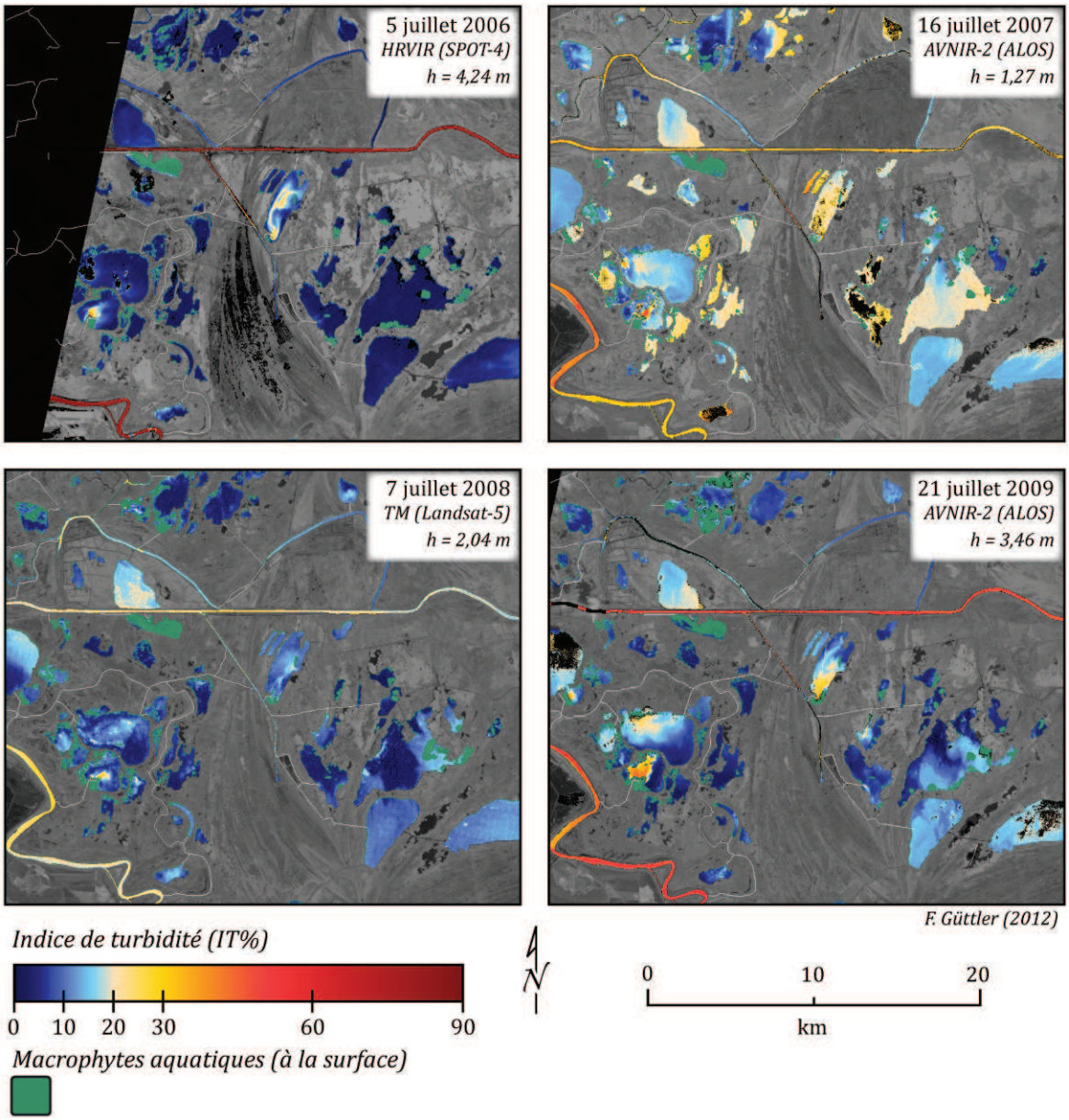


Figure 109 : Distribution spatiale de la turbidité et des macrophytes lors d'observations satellitaires au milieu de l'été de 2006, 2007, 2008 et 2009.

En réponse au questionnement posé antérieurement, la conformation spatiale des eaux deltaïques s'est montrée assez proche durant les années 2008 et 2009, et l'exemple présenté dans la figure ci-dessus permet de vérifier que les distributions spatiales de la turbidité observées en juillet 2008 et en juillet 2009 correspondent à des situations intermédiaires entre celles observées en 2006 et 2007. La production phytoplanctonique a été notable lors des étés 2008 et 2009, et, en plus des analyses satellitaires, nous avons eu l'occasion de constater certains lacs affectés par de blooms de phytoplancton lors des missions de terrain (figure 110).

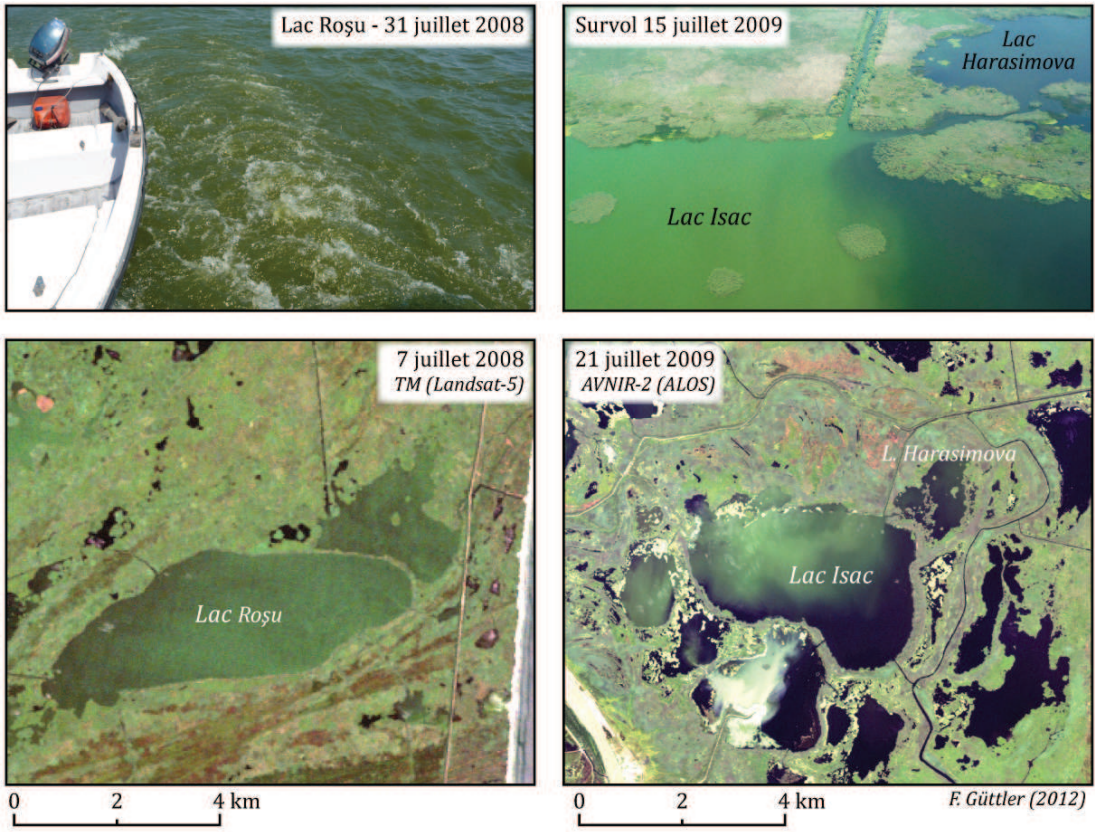


Figure 110 : Exemples de blooms de phytoplancton observés sur le terrain en juillet 2008 et juillet 2009 (en haut). Les images satellitaires (en bas) sont présentées en "vraies couleurs". *Clichés : F. Güttler*

Si la coloration verte des eaux des lacs Roşu et Isac était très visible sur le terrain et facilement observable sur les images satellitaires, ces blooms sont relativement faibles par comparaison aux situations extrêmes détectées sur les images de 2007, où les valeurs de chlorophylle-a (> 400 µg/l) présentées par l'INDD (2007b) semblent irréalistes lors d'une première lecture.

La production phytoplanctonique sur la zone côtière n'a pas présenté non plus de très forts écarts entre les années 2008 et 2009 ; même si nous disposons d'un nombre plus faible d'images MERIS pour 2009, la distribution spatiale et les valeurs de chorophylle-a généralement plus élevées suggèrent une activité plus importante du phytoplancton en 2009.

4. Considérations générales

D'une manière générale, la variabilité spatio-temporelle de la turbidité sur la zone côtière peut être expliquée à travers l'interaction des facteurs hydrologiques (notamment le débit liquide et le débit solide du Danube) et météorologiques (direction et vitesse des vents principalement). La stratification thermique et haline des eaux côtières joue également un rôle important dans la dispersion des panaches sédimentaires (Karageorgis *et al.*, 2009) ; cependant,

notre analyse s'est concentrée principalement sur les processus agissant à la surface de l'eau et nos données (satellitaires et non-satellitaires) ne permettent pas l'étude de la colonne d'eau.

Sur la plaine deltaïque, la croissance du phytoplancton est un paramètre majeur pour expliquer les oscillations de la turbidité sur un nombre très important de lacs. Ici, l'influence du fleuve sur la turbidité des lacs est plus évidente et généralisée durant l'hiver, elle devient quasi-spécifique des lacs connectés directement aux émissaires du Danube lors des autres saisons (sauf lors de débordements ou d'une variation soudaine du niveau du fleuve).

Le maintien, depuis le printemps jusqu'à la fin de l'été, de très faibles turbidités sur la plupart des lacs semble être fortement lié à l'ampleur des hautes eaux ; nous pouvons annoncer deux processus régulateurs principaux. Premièrement, les sous-unités hydrographiques sont rapidement remplies lors de la montée des eaux au début du printemps ; après cette phase de remplissage, même si les niveaux restent élevés, la pénétration des eaux turbides à travers le réseau hydrographique décroît, pouvant alors cesser par moments. A cette "saturation" des eaux à l'intérieur des sous-unités hydrographiques, s'associe l'effet de "filtre" occasionné par la présence massive de macrophytes sur les lacs ; ceci réduit considérablement la pénétration des eaux turbides tout le long de la durée des hauts niveaux, et en partie jusqu'à la décomposition des macrophytes en automne. Deuxièmement, le prolongement (du printemps jusqu'en été) des niveaux d'eau élevés s'est révélé défavorable au développement du phytoplancton durant l'été ; en l'absence de bloom, la faible contribution du phytoplancton à la turbidité le rend presque indétectable par le capteur satellitaire ; la position du lac (par ex. entouré de rosélières) et sa situation hydrologique (par ex. faible temps de résidence) peuvent renforcer cet impact négatif sur le phytoplancton.

CONCLUSION GÉNÉRALE

A partir d'une approche multiscalaire, fondée principalement sur des données issues de la télédétection satellitaire, nous avons réalisé une analyse géographique sur le système deltaïque-côtier formé à l'embouchure du Danube. Dans les pages suivantes, nous détaillerons certains apports de notre recherche tout en présentant quelques nouveaux éléments d'analyse qui pourront constituer des perspectives futures de travail.

Hétérogénéité et mobilité

Il ressort de notre recherche que de nombreuses incertitudes persistent à l'égard du fonctionnement actuel et passé du géosystème deltaïque. Le delta matérialise les influences antagoniques de deux vastes systèmes avec lesquels il interagit en permanence : le fleuve du Danube et la mer Noire. L'analyse présentée au cours des premiers chapitres de la thèse a révélé l'abondance de constats controversés et le bouleversement de théories acceptées, encore récemment, par la communauté scientifique. Dans ce contexte scientifique mouvementé, l'estimation de l'âge du delta fut divisée par deux, alors que l'influence néfaste du barrage des Portes de Fer dans le désastre écologique de la mer Noire a été largement relativisée.

Malgré des avancées scientifiques notables, certains auteurs ont tendance à simplifier les processus et les évolutions. Par exemple, Stanica et Panin (2009) expliquent l'érosion actuelle du rivage deltaïque entre Sulina et Sf. Gheorghe par l'effet conjugué de l'aménagement de l'embouchure de Sulina et du blocage sédimentaire s'opérant au niveau des Portes de Fer ; ils concluent leur raisonnement par la demande de prise de mesures concrètes afin de protéger la zone en question et d'arrêter la dégradation de la côte. Toutefois, les auteurs ne mentionnent pas que la régression du lobe de Sulina a débuté il y a environ 2 000 ans. De même, Vadineanu *et al.* (1992) ont observé, à partir de 1982, une augmentation notable du phytoplancton par rapport aux macrophytes dans la production biologique de plusieurs lacs deltaïques. Les auteurs ont justifié cette évolution à travers l'élévation de la concentration d'éléments nutritifs dans les eaux du fleuve du Danube, mais ils ne mentionnent pas le creusement, à partir de 1981-1982, des canaux Mila 35 et Crişan-Caraorman, ces derniers ayant modifié profondément la circulation des eaux dans la plaine deltaïque.

A travers les images satellitaires historiques nous avons pu identifier, assez précisément, la chronologie des principaux aménagements réalisés sur la plaine du delta depuis 1972, et dont certaines dates se sont avérées distinctes de celles indiquées dans la bibliographie existante. Ces

images nous ont permis aussi de mettre en évidence certains phénomènes, qui n'ont pas été mentionnés dans les travaux scientifiques, comme les débordements spectaculaires du Danube. Ces derniers étaient très fréquents au début des années 1980, mais ne se sont plus produits depuis 1985.

A partir de ces observations, nous pouvons questionner l'exactitude de certaines estimations hydrologiques, comme celle reprise par une infinité de publications durant les vingt dernières années, et indiquant qu'environ 10 % du volume du Danube quitte les bras deltaïques vers les zones dépressionnaires de la plaine (Bondar, 1996; Bondar et Panin, 2001). Comme nous l'avons déjà évoqué, ce pourcentage moyen fut calculé pour la période 1980-1989 et il prend en compte à la fois les eaux quittant les bras via le réseau hydrographique interne et celles cédées par débordement. Or, quelle est la signification de cette valeur moyenne si elle a été calculée lors d'une période pendant laquelle le système de circulation deltaïque fut bouleversé avec l'endiguement de l'enceinte de Sireasa, le creusement des canaux Mila 35 et Crişan-Caraorman, les recoupements du bras de Sf. Gheorghe et la suppression des débordements intensifs sur la sous-unité de Şontea-Furtuna ?

L'ancienneté et l'ampleur de l'aménagement du réseau hydrologique du delta semblent contribuer à un oubli de la mobilité naturelle qui caractérise ce système. Cet "oubli" se traduit par des confusions terminologiques essentielles, qui tendent à déformer notre idée sur l'état naturel du delta. En effet, les principes guidant la gestion de la Réserve de biosphère du delta du Danube s'opposent aux processus naturels. Le Plan stratégique de reconstruction écologique du delta du Danube (2005-2015), intégré dans le plan directeur de la réserve (DDNI et IVL, 2005), prévoit les travaux suivants (liste non exhaustive) :

- Ré-profiler les canaux principaux et secondaires à travers le dragage des alluvions (265 km) ;
- Désenvaser partiellement certains lacs (Furtuna, Uzlina, Puiu, Roşu) ;
- Ré-calibrer certains canaux (Mila 35, Caraorman) ;
- Consolider et entretenir les berges.

Ces travaux, déjà entamés, visent à "améliorer la circulation des eaux", mais, en même temps, ils empêchent l'évolution du réseau hydrographique de la plaine deltaïque. De plus, ils font perdurer la liaison permanente entre les lacs et le fleuve, introduite dès la première moitié du XXe siècle. Nos résultats ont permis de vérifier que la pénétration des eaux turbides est très importante durant l'hiver. Même lors de niveaux relativement faibles du Danube, les eaux chargées en sédiments en suspension atteignent des lacs qui sont très éloignés des bras, contribuant ainsi à l'accélération de leur rythme de colmatage. Ce phénomène, dans les conditions naturelles, ne pouvait pas avoir lieu puisque la communication entre les bras et les

chenaux distributeurs vers l'intérieur de la plaine dépendait d'un débit minimum du Danube relativement important (7 600 m^3/s).

Contributions pour les réseaux de suivi de la qualité de l'eau

Au vu de l'hétérogénéité spatiale et de l'instabilité temporelle caractérisant les eaux de la plaine deltaïque et de la zone côtière, une attention spéciale doit être accordée à l'interprétation des données in situ récoltées à des fins de suivi. Malgré notre recherche sur les rapports et publications utilisant de telles données (DDNI et IVL, 2005; INDD, 2007b; Oosterberg *et al.*, 2000; ainsi que divers articles publiés dans les annales scientifiques de l'INDD), nous n'avons pas trouvé de description claire du déroulement, de la localisation précise et de la répétitivité des échantillonnages. Les précisions méthodologiques fournies par Oosterberg *et al.* (2000) indiquent que les mesures et échantillonnages de terrain s'effectuaient préférentiellement au centre des lacs, mais parfois, pour de questions de logistique et d'optimisation du temps, ceci était réalisé à proximité du canal d'accès du lac. Une telle modification dans le protocole de terrain peut fausser les interprétations et biaiser les comparaisons diachroniques.

Nos observations satellitaires montrent que, pour la grande majorité des lacs, un seul point d'échantillonnage ne pourra pas fournir des informations permettant de caractériser l'état global de ces eaux. Les lacs connectés directement aux émissaires majeurs du Danube présentent régulièrement des panaches sédimentaires dont l'emplacement détermine, bien évidemment, les taux de sédiments en suspension, mais parfois aussi la productivité biologique (phytoplancton et macrophytes).

Ainsi, il est évident que le choix des points d'échantillonnage influencera directement les valeurs de transparence, de charge sédimentaire ou de concentration en chlorophylle-a, mesurées in situ. En effet, pour la plupart des situations, un déplacement de quelques centaines de mètres lors d'une collecte d'eau suffit pour changer substantiellement les résultats des analyses. Cela met en évidence la fragilité des données ponctuelles et les précautions qu'il faudrait prendre lors de la réalisation d'extrapolation statistiques.

Le cas de la zone côtière demeure assez similaire. Même si l'acquisition de données se fait généralement à partir d'un certains nombre de points disposés le long de profils transversaux à la côte, la configuration spatiale des panaches sédimentaires s'est révélée tellement variée et mobile qu'il serait matériellement impossible d'estimer son ampleur uniquement à travers des données in situ. Dans ce cas, l'intégration des produits MERIS au sein de modèles de circulation détaillés, comme celui proposé par Dinu *et al.* (2011), pourrait fournir des réponses

certainement plus précises sur les déplacements rapides des panaches et ses conséquences sur la production phytoplanctonique sur le secteur nord-ouest de la mer Noire.

Nos résultats satellitaires peuvent servir, dans un premier temps, à évaluer si les stratégies d'échantillonnage utilisées actuellement (lacs deltaïques et zone côtière) sont satisfaisantes ; le cas échéant, ces stratégies pourront être améliorées à travers la prise en compte des dynamiques spatio-temporelles que nous avons pu décrire. Dans une optique plus appliquée, les données satellitaires pourraient être directement intégrées aux programmes de suivi afin de contextualiser l'état du système lors de la collecte de données in-situ. Ce procédé augmenterait par conséquent la pertinence et la fiabilité des mesures tout en permettant d'effectuer des interpolations réalistes entre les points de mesure. Dans cette perspective, les données in situ pourront à leur tour permettre l'amélioration de la qualité et de la précision des observations satellitaires. Pour le cas des lacs, ceci permettrait d'apporter une signification plus concrète à l'indice de turbidité et à l'indice de phytoplancton (par exemple en les associant à des plages de taux de sédiments en suspension, et à des plages de concentration en chlorophylle-a).

L'intérêt de ce type de démarche existe au sein de la Réserve de biosphère du delta du Danube. En effet, parmi les objectifs indiqués dans le plan directeur de la Réserve (DDNI, 2005), l'un des résultats attendus était la mise en place (à l'horizon de 2008) d'un système de suivi/surveillance à partir d'images satellitaires (p. 224). Malgré cela, il semblerait que ce suivi n'ait jamais été instauré ; les rapports annuels portant sur l'état environnemental de la réserve, dont le plus récent se réfère à l'année 2011 (MMP, 2012), ne faisant aucune mention à ce sujet.

Eléments pour la modélisation des transports sédimentaires et de la productivité biologique des eaux deltaïques

Afin d'enrichir l'information fournie par le modèle hydrologique du delta du Danube, il nous semble intéressant de modéliser le transport des sédiments en suspension et la productivité biologique des eaux (phytoplancton et macrophytes). Nos analyses satellitaires ont permis une première identification de la temporalité et de la variation spatiale de divers processus agissant sur la turbidité et sur la productivité biologique à l'échelle de toute la plaine deltaïque (120 lacs avec plus de 20 ha). Une deuxième étape de travail pourrait consister à modéliser la variation de ces processus sur une petite zone. La sous-unité de Gorgova-Uzlina présente la plus grande diversité de lacs et, du fait de sa position par rapport aux orbites satellitaires, elle est plus régulièrement répertoriée par les capteurs optiques choisis. Cette sous-unité présente ainsi les conditions les plus favorables pour le développement d'un modèle expérimental. Notre période

principale d'étude (2006-2009) offre une multitude de situations hydrologiques servant à modéliser spatialement et temporellement l'importance de processus influant sur le transport sédimentaire et la productivité biologique. La calibration des variables modélisées pourrait se faire à partir des produits (turbidité, phytoplancton et macrophytes) générés depuis nos images satellitaires (figure 111).

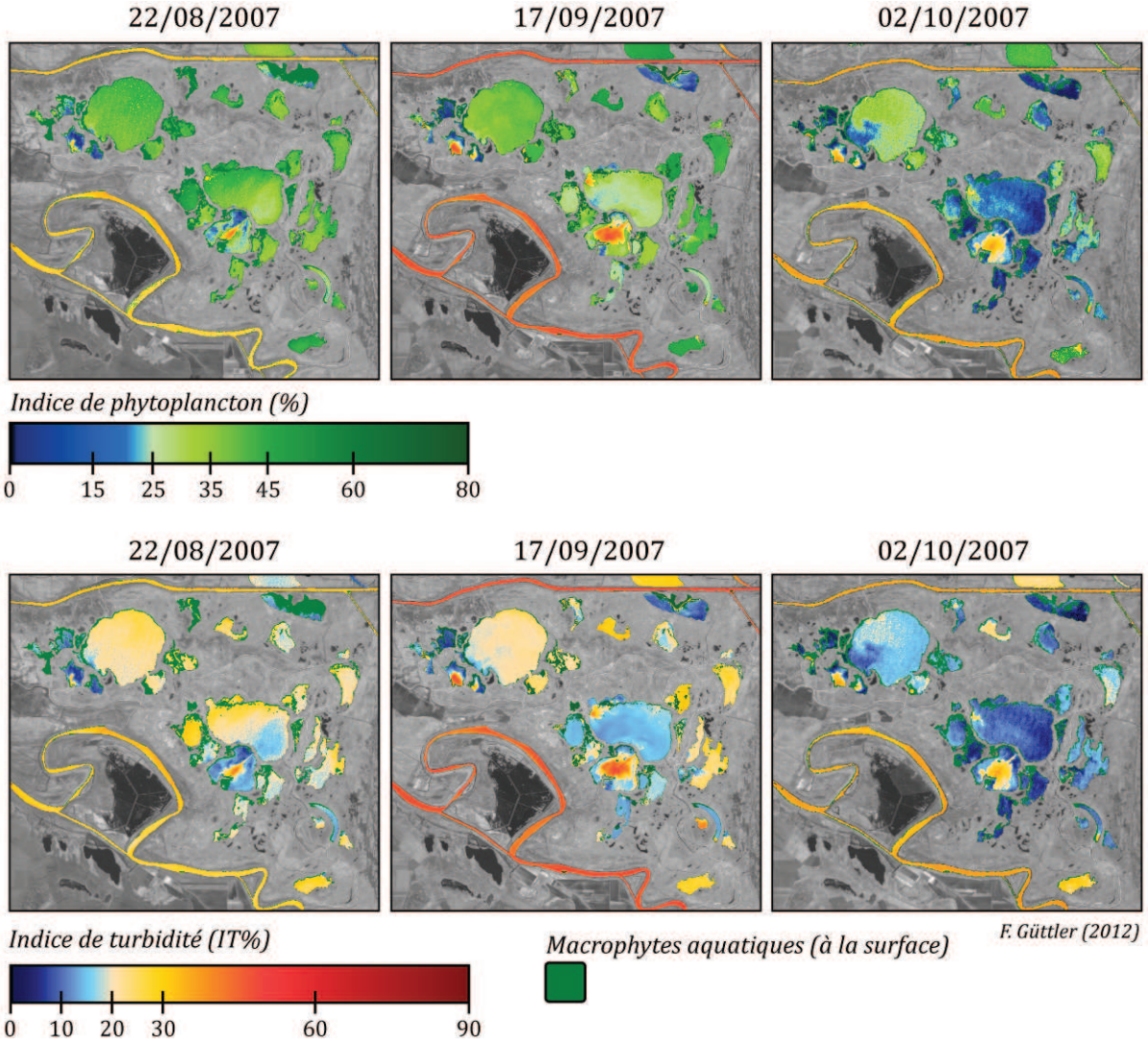


Figure 111 : Evolutions spatiales rapides de la turbidité et de la productivité du phytoplancton lors d'une augmentation soudaine des niveaux du Danube à la fin de l'été.

Ces produits possèdent une très bonne précision spatiale et peuvent être facilement combinés entre eux et à différentes dates de prise de vue. Les aperçus de l'exemple ci-dessus montrent les évolutions rapides observées à partir de la fin de l'été 2007, un été marqué par de très faibles niveaux d'eau et par une productivité phytoplanctonique extrême. La montée rapide du niveau du Danube est visible sur l'image prise à la mi-septembre où l'on remarque l'intrusion d'eaux fluviales très turbides. La dernière image a été prise lorsque les niveaux commençaient à descendre, à ce moment là, la productivité phytoplanctonique avait déjà sensiblement baissé,

notamment au niveau des lacs présentant un degré de connexion fort avec le fleuve. En revanche, les lacs les plus isolés de la circulation générale (Taranova, Cuibul cu Lebede, Babinţii) présentaient encore des niveaux importants de phytoplancton.

En dernier lieu, la systématisation des lacs en fonction de paramètres modélisés et des observations satellitaire pourrait fournir des éléments consistants pour l'élaboration d'une classification plus détaillée des lacs deltaïques. Au vu des fortes variabilités observées sur les lacs de la plaine deltaïque, la typologie proposée par Coops *et al.* (Coops *et al.*, 2008) ne permet pas de classer convenablement l'ensemble des lacs étudiés au sein de cette thèse. Nos résultats fournissant des informations sur la mobilité historique, ainsi que sur les dynamiques saisonnières et interannuelles, il serait pertinent d'intégrer ces nouveaux éléments à la typologie existante.

ALLAN, T.D. (2008). Remote sensing of the European seas: a Historical Outlook, In: V. Barale et M. Gade (Eds.), *Remote sensing of the European seas*, Springer.

ALLEN, G.P. et MERCIER, F. (1987). Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière, *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. III, n° 7, pp. 1247-1269.

ALLIX, A. (1942). Le Danube jusqu'en 1939, *Les Études rhodaniennes*, pp. 93-130.

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. et VAGHIN, N.F. (1963). *Zona de varsare a Dunarii: monografia Hidrologica*, Editura Tehnica - Institutul de Studii si Cercetari Hidrotehnice, 396 p.

ALMAZOV, N.M. (1961). Stok ratverennykh soley I biogennykh veschetv kotorye vynoseatsya rekami USSR v Chernoe More, *Naukovi Zapiski Odes. Biol. St. Kiev*, vol. 3, pp. 99-107.

ANDERSON, C.W. (2005). Turbidity (version 2.1), In, *U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations*, USGS.

ANTIPA, G. (1910). *Regiunea inundabila a Dunarii. Starea ei actuala si mijloacele de a o pune în valoare (La zone d'inondation du Danube. Son état actuel et les moyens de la mettre en valeur)*, Bucuresti, Carol Göbl, 318 p.

ANTIPA, G. (1914). Câteva probleme ştiinţifice şi economice privitoare la Delta Dunărei, *Analele Academiei Române - Memoriile Secţiunii Ştiinţifice*, vol. XXXVI, n° 6, pp. 61-134.

ANTIPA, G. (1932). Les principes de l'amélioration de la productivité du bas Danube, *Bulletin de la Section Scientifique - Académie roumaine*, vol. XVème année, n° 3-4.

ANTIPA, G. (1933). La vie dans la mer Noire, *Annales de l'Institut Océanographique*, vol. XIII, n° II, pp. 52-90.

ASTM-INTERNATIONAL (2003). D1889-00 Standard test method for turbidity of water, In: A. International (Ed.), *Annual Book of ASTM Standards, Water and Environmental Technology*, Pennsylvania, West Conshohocken.

BADEA, L., BALTEANU, D., BOGDAN, O., CUCU, V. et GÂŞTESCU, P. (2005). *Geografia Romaniei*, Bucuresti, Academiei Romane.

BALON, E.K. et HOLČÍK, J. (1999). Gabčíkovo River Barrage System: The Ecological Disaster and Economic Calamity for the Inland Delta of the Middle Danube, *Environmental Biology of Fishes*, vol. 54, n° 1, pp. 1-17.

BARALE, V., CIPOLLINI, P., DAVIDOV, A. et MELIN, F. (2002). Water Constituents in the North-western Black Sea from Optical Remote Sensing and In situ Data, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 54, n° 3, pp. 309-320.

BEAUMONT, F. (2008). Les Lipovènes du delta du Danube. Chronique d'une société théocratique russe des Balkans, *Balkanologie*, n° Vol. X, n° 1-2.

BETHEMONT, J. (1975). Le delta du Danube et son intégration dans l'espace économique roumain, *Revue de géographie de Lyon*, pp. 77-95.

BETHEMONT, J. (2002). *Les grands fleuves : entre nature et société*, Colin, 255 p.

BIRD, E. (2008). *Coastal Geomorphology*, Chichester, John Wiley & Sons.

BOIA, L. (2003). *La Roumanie : un pays à la frontière de l'Europe*, Paris, Les Belles Lettre.

BONDAR, C. (1996). Aspects hydrologiques dans "l'étude de cas" du Delta du Danube, *Geo-Eco-Marina*, vol. 1, pp. 48-52.

BONDAR, C. et PANIN, N. (2001). The Danube Delta hydrologic database and modelling, *Geo-Eco-Marina*, vol. 5-6, pp. 5-52.

BONDAR, C., STARE, I., CERNEA, D. et HARABAGIU, E. (1991). Water flow and sediment transport of the Danube at its outlet into the Black Sea, *Meteorol. Hydrol*, vol. 21, pp. 21-25.

BONDAR, C., STATE, I., CERNEA, D. et HARABAGIU, E. (1992). Scurgerea de apa si aluviuni a Dunarii la gurile bratelor Dunarii in anii 1858-1988, *Studii de Hidraulica*, vol. 33, pp. 57-71.

BONN, F. et ROCHON, G. (1992). *Précis de télédétection, volume 1 : Principes et méthodes*, Presses de l'Université du Québec, 485 p.

BRAVARD, J.-P. et BETHEMONT, J. (1986). Gabcikovo : un grand projet et une controverse, *Revue de géographie de Lyon*, pp. 19-41.

BRESCIANI, M., STROPPIANA, D., ODERMATT, D., MORABITO, G. et GIARDINO, C. (2011). Assessing remotely sensed chlorophyll-a for the implementation of the Water Framework Directive in European perialpine lakes, *Science of The Total Environment*, vol. 409, n° 17, pp. 3083-3091.

BREUIL, J.-M. (1976). Les aménagements danubiens et le trafic du fleuve, *Revue de géographie de Lyon*, pp. 209-232.

BRILLY, M. (2010). *Hydrological Processes of the Danube River Basin : Perspectives from the Danubian Countries*, Dordrecht, Springer Netherlands.

BSC (2008). State of the Environment of the Black Sea (2001-2006/7), T. Oguz (Ed., *Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC)*, Istanbul.

BURLAUD, P. (2001). *Danube-Rhapsodie: images, mythes et représentations d'un fleuve européen*, Grasset.

C.N.F.S.H. Dictionnaire français d'hydrologie (en ligne), Comité National Français des Sciences Hydrologiques.

CALOZ, R. et COLLET, C. (2001). *Précis de télédétection, volume 3 : Traitements numériques d'images de télédétection*, Presses de l'Université du Québec, 386 p.

CAROZZA, L., MICU, C., BURENS, A., MIHAIL, F., CAROZZA, J.M., MIHAI, F., AILINCAI, S., FURESTIER, R., HAITA, C., BALASESCU, A. et RADU, V. (2010). Le projet delta du Danube : Société et environnement durant le néolitique et les âges des métaux dans le delta du Danube, *Peuce*, vol. VIII, pp. 9-26.

CARRÉ, F. (2005). Réflexions sur la classification morphologique des embouchures fluviales et sur leur répartition, In: P. Durand et L. Goeldner-Gianella (Eds.), *Milieux littoraux : nouvelles perspectives d'étude* (pp. 117-142), Paris, L'Harmattan.

CED (1931). *La Commission Européene du Danube et son oeuvre de 1856 à 1931*, Paris, Imprimerie Nationale, 526 p.

CLOUD, J. et CLARKE, K. (1999). Through a shutter darkly: the tangled relationships between civilian, military and intelligence remote sensing in the early US space program, In: J. Reppy (Ed.), *Secrecy and Knowledge Production* (pp. 41-56), NY, Cornell University Peace Studies Program.

COCIASU, A., DOROGAN, L., HUMBORG, C. et POPA, L. (1996). Long-term ecological changes in Romanian coastal Waters of the Black Sea, *Marine Pollution Bulletin*, vol. 32, n° 1, pp. 32-38.

COCIASU, A., LAZAR, L. et VASILIU, D. (2008). New tendency in nutrient evolution from Romanian coastal waters, *Cercet Mar*, vol. 38, pp. 7-23.

CONSTANTINESCU, S., GIOSAN, L. et VESPREMEANU-STROE, A. (2010). A cartographical perspective to the engineering works at the Sulina mouth, the Danube Delta, *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, vol. 45, n° 1, pp. 71-79.

COOPS, H., BUIJSE, L.L., BUIJSE, A.D., CONSTANTINESCU, A., COVALIOV, S., HANGANU, J., IBELINGS, B.W., MENTING, G., NAVODARU, I., OOSTERBERG, W., STARAS, M. et TÖRÖK, L. (2008). Trophic gradients in a large-river Delta: ecological structure determined by connectivity gradients in the Danube Delta (Romania), *River Research and Applications*, vol. 24, n° 5, pp. 698-709.

COOPS, H., HANGANU, J., TUDOR, M. et OOSTERBERG, W. (1999). Classification of Danube Delta lakes based on aquatic vegetation and turbidity, *Hydrobiologia*, vol. 415, n° 0, pp. 187-191.

COQUE, R. (2002). *Géomorphologie*, Paris, Armand Colin.

CRISTOFOR, S., VADINEANU, A., IGNAT, G. et CIUBUC, C. (1994). Factors affecting light penetration in shallow lakes, *Hydrobiologia*, vol. 275-276, n° 1, pp. 493-498.

CRISTOFOR, S., VADINEANU, A., SARBU, A., POSTOLACHE, C., DOBRE, R. et ADAMESCU, M. (2003). Long-term changes of submerged macrophytes in the Lower Danube Wetland System, *Hydrobiologia*, vol. 506-509, n° 1, pp. 625-634.

DAKYNS, H.G. (1897). *The works of Xenonphon*, Macmillan and Co.

DAN, S., STIVE, M.J.F., WALSTRA, D.-J.R. et PANIN, N. (2009). Wave climate, coastal sediment budget and shoreline changes for the Danube Delta, *Marine Geology*, vol. 262, n° 1-4, pp. 39-49.

DAVIES-COLLEY, R.J. et SMITH, D.G. (2001). Turbidity, suspended sediment and water clarity: a review, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, vol. 37, n° 5, pp. 1085-1101.

DDNI et IVL (2005). Rezervatia Biosferei Delta Dunarii : Master Plan, Danube Delta National Institut / Swedish Environmental Research Institute.

DE MARIGNY, T.M. (1836). Voyage d'Odessa au Danube jusqu'a Ismail fait en 1835 et description de la branche de Soulina, *Bulletin de la Société de Géographie*, vol. SER2, T4, n° 25, pp. 353-373.

DE MARTONNE, E. (1931). *Europe centrale*, Paris, A. Colin.

DERRUAU, M. (1988). *Précis de géomorphologie*, Paris, Masson.

DIACONU, C. et STÂNESCU, V.A. (1970). Characteristics of the water flow inside the Danube delta, *Hydrology of deltas: proceedings of the Bucharest Symposium*, pp. 220-238.

DIAMOND, J. (1999). *Guns, Germs, and Steel : The Fates of Human Societies*, New York, W. W. Norton & Company, 494 p.

DINU, I., BAJO, M., UMGIESSER, G. et STANICA, A. (2011). Influence of wind and freshwater on the current circulation along the Romanian Black Sea coast, *Geo-Eco-Marina*, vol. 17, pp. 13-26.

DOBRACA, L. (1999). La gestion des aires critiques : Le delta du Danube entre isolement et réserve, *Mappemonde*, vol. 53, pp. 15-19.

DOERFFER, R. et SCHILLER, H. (2007). The MERIS Case 2 water algorithm, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 28, n° 3-4, pp. 517-535.

DOERFFER, R., SORENSEN, K. et AIKEN, J. (1999). MERIS potential for coastal zone applications, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 20, n° 9, pp. 1809-1818.

DOXARAN, D., FROIDEFOND, J.-M., CASTAING, P. et BABIN, M. (2009). Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 81, n° 3, pp. 321-332.

DOXARAN, D., FROIDEFOND, J.-M., LAVENDER, S. et CASTAING, P. (2002). Spectral signature of highly turbid waters: Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations, *Remote Sensing of Environment*, vol. 81, n° 1, pp. 149-161.

DRIGA, B.-D. (2004). *Delta Dunarii - Sistemul circulatiei apei*, Cluj-Napoca, Casa Cartii de Stiinta.

DURANDIN, C. (2000). *Roumanie, un piège?*, Hesse, 165 p.

DURANDIN, C. et HOEDTS, G. (2009). *La mort des Ceausescu : la vérité sur un coup d'état communiste*, Bourin, 213 p.

DURANDIN, C. et PETRE, Z. (2008). *La Roumanie post 1989*, L'Harmattan, 218 p.

DUTARTRE, A., BERTRIN, V. et LAPLACE-TREYTURE, C. (2006). Mise en oeuvre de la directive cadre européenne sur l'eau : liste des taxons de macrophytes susceptibles d'être rencontrés en plans d'eau, Cemagref - Unité de Recherche Réseaux, épuration et qualité des eaux.

ESA, E.S.A. (2011). MERIS Product Handbook.

FAYOL, H. (1888). Résumé de la théorie des deltas et Histoire du Bassin de Commentry, *Bull. Soc. géol. Fr.*, pp. 968 - 1005.

FERRARI, G.M., HOEPFFNER, N. et MINGAZZINI, M. (1996). Optical properties of the water in a deltaic environment: Prospective tool to analyze satellite data in turbid waters, *Remote Sensing of Environment*, vol. 58, n° 1, pp. 69-80.

FORSTER, B.C., XINGWEI, S.H.A. et BAIDE, X.U. (1993). Remote sensing of sea water quality parameters using Landsat-TM, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14, n° 15, pp. 2759-2771.

FRIEDL, G., TEODORU, C. et WEHRLI, B. (2004). Is the Iron Gate I reservoir on the Danube River a sink for dissolved silica?, *Biogeochemistry*, vol. 68, n° 1, pp. 21-32.

FROIDEFOND, J.-M., CASTAING, P., MIRMAND, M. et RUCH, P. (1991). Analysis of the turbid plume of the Gironde (France) based on SPOT radiometric data, *Remote Sensing of Environment*, vol. 36, n° 3, pp. 149-163.

FROIDEFOND, J.-M. et DOXARAN, D. (2004). Télédétection optique appliquée à l'étude des eaux côtières, *Télédétection*, vol. 4, n° 2, pp. 579-597.

FROIDEFOND, J.M., CASTAING, P. et JOUANNEAU, J.M. (1996). Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements, *Journal of Marine Systems*, vol. 8, n° 1-2, pp. 91-105.

FROIDEFOND, J.M., LAHET, F., HU, C., DOXARAN, D., GUIRAL, D., PROST, M.T. et TERNON, J.F. (2004). Mudflats and mud suspension observed from satellite data in French Guiana, *Marine Geology*, vol. 208, n° 2-4, pp. 153-168.

GAIL, J.F. (1825). *Dissertation sur le périple de Scylax, et sur l'époque présumée de sa rédaction*, Chez l'auteur à la bibliothèque du Roi et chez Treuttel et Wurtz.

GARNIER, J., BILLEN, G., HANNON, E., FONBONNE, S., VIDENINA, Y. et SOULIE, M. (2002). Modelling the Transfer and Retention of Nutrients in the Drainage Network of the Danube River, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 54, n° 3, pp. 285-308.

GÂSTEȘCU, P. (1970). Les Caractéristiques morphologiques et hydrologiques des lacs du delta du Danube, *Hydrology of deltas: proceedings of the Bucharest Symposium*, pp. 172-181.

GÂȘTESCU, P. et OLTEAN, M. (1997). Ecosystems map of the Danube Delta Biosphere Reserve (pp. Echelle 1 : 175 000).

GÂȘTESCU, P. et STIUCA, R. (Eds.) (2008). *Delta Dunării : Rezervație a Biosferei*, Bucharest, CD PRESS, 400 p.

GÂȘTESCU, P. et ȚUCHIU, E. (2012). The Danube River in the lower sector in two hydrological hypostases - high and low waters, *Riscuri si Catastrofe*, vol. 10, n° 1.

GAUTHEY, J.-M. (2008). La coopération internationale sur le Danube : Géopolitique de l'intégration du fleuve au continent européen, *Balkanologie*, n° Vol. X, n° 1-2.

GILBERT, G.K. (1885). The topographic features of lake shores, U.S.G.S., 5th annual report.

GIOSAN, L. (1998). Long term sediment dynamics on Danube delta coast, In: J. Dronkers et M.B.A.M. Scheffers (Eds.), *Physics of estuaries and coastal seas* (pp. 365-376).

GIOSAN, L., BOKUNIEWICS, H., PANIN, N. et POSTOLACHE, I. (1997). Longshore sediment transport pattern along Romanian Danube Delta coast, *Geo-Eco-Marina*, vol. 2, pp. 11-23.

GIOSAN, L., DONNELLY, J.P., CONSTANTINESCU, S., FILIP, F., OVEJANU, I., VESPREMEANU-STROE, A., VESPREMEANU, E. et DULLER, G.A.T. (2006). Young Danube delta documents stable Black Sea level since the middle Holocene: Morphodynamic, paleogeographic, and archaeological implications, *Geology*, vol. 34, n° 9, pp. 757-760.

GIOSAN, L., DONNELLY, J.P., VESPREMEANU, E., BHATTACHARYA, J.P., CORNEL, O. et BUONAIUTO, F. (2005). River delta morphodynamics: Examples from the Danube delta, *SPECIAL PUBLICATION-SEPM*, vol. 83, pp. 393-412.

GIOSAN, L., FILIP, F. et CONSTATINESCU, S. (2009). Was the Black Sea catastrophically flooded in the early Holocene?, *Quaternary Science Reviews*, vol. 28, n° 1-2, pp. 1-6.

GIRARD, M.C. et GIRARD, C.M. (2010). *Traitement des données de télédétection - Environnement et ressources naturelles*, Paris, Dunod, 553 p.

GITELSON, A.A., DALL'OLMO, G., MOSES, W., RUNDQUIST, D.C., BARROW, T., FISHER, T.R., GURLIN, D. et HOLZ, J. (2008). A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation, *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, n° 9, pp. 3582-3593.

GOHIN, F. (2011). Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters, *Ocean Sci.*, vol. 7, n° 5, pp. 705-732.

GOHIN, F., DRUON, J.N. et LAMPERT, L. (2002). A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDAS in coastal waters, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, n° 8, pp. 1639-1661.

GOHIN, F., LOYER, S., LUNVEN, M., LABRY, C., FROIDEFOND, J.-M., DELMAS, D., HURET, M. et HERBLAND, A. (2005). Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters: Illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay, *Remote Sensing of Environment*, vol. 95, n° 1, pp. 29-46.

GOHIN, F., SAULQUIN, B., OGER-JEANNERET, H., LOZAC'H, L., LAMPERT, L., LEFEBVRE, A., RIOU, P. et BRUCHON, F. (2008). Towards a better assessment of the ecological status of coastal waters using satellite-derived chlorophyll-a concentrations, *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, n° 8, pp. 3329-3340.

GREGG, M.C. et YAKUSHEV, E. (2005). Surface ventilation of the Black Sea's cold intermediate layer in the middle of the western gyre, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, n° 3, p. L03604.

GRIGORAS, I. (2002). *Rolul Sistemului hipsometric in circulatia apei in rezervatia biosferei Deltei dunarii*, Institutul de Geografie, Academia Romana, Bucuresti.

GUILCHER, A. (1954). *Morphologie littorale et sous-marine*, Paris, Presses Universitaires de France.

GUILCHER, A. (1975). XXIIe Chronique Océanographique, *Norois*, pp. 134-169.

GÜTTLER, F. (2007). *Transformations du delta du Danube entre 1917 et 2007*, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, Brest, Master 1, 45 p.

GÜTTLER, F. (2008). *Approche hyperspectrale de l'occupation du sol dans le delta du Danube*, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, Brest, Master 2, 50 p.

HADJIMITSIS, D.G., CLAYTON, C.R.I. et RETALIS, A. (2009). The use of selected pseudo-invariant targets for the application of atmospheric correction in multi-temporal studies using satellite remotely sensed imagery, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, vol. 11, n° 3, pp. 192-200.

HANCU, S. et DUMA, D. (1970). Problèmes hydrauliques posés par l'aménagement du delta du Danube (pp. 453), IASH/AIHS-Unesco.

HANGANU, J., GRIGORAS, I., STEFAN, N., SARBU, I., DUBDYNA, D., ZHMUD, E., MENKE, U. et DROST, H. (2002). Vegetation of the Biosphere Reserve "Danube Delta", Institute for Inland Water Management and Waste Water Treatment (RIZA).

HARRINGTON JR, J.A., SCHIEBE, F.R. et NIX, J.F. (1992). Remote sensing of Lake Chicot, Arkansas: Monitoring suspended sediments, turbidity, and Secchi depth with Landsat MSS data, *Remote Sensing of Environment*, vol. 39, n° 1, pp. 15-27.

HARTLEY, C.A. (1862). Description of the delta of Danube, and of the works recently executed at the Sulina Mouth, *Journal of the Franklin Institute*, vol. 74, n° 3, pp. 161-166.

HUMBORG, C., ITTEKKOT, V., COCIASU, A. et BODUNGEN, B. (1997). Effect of Danube River dam on Black Sea biogeochemistry and ecosystem structure, *Nature*, vol. 386, n° 6623, pp. 385-388.

ICPDR (2005). The Danube River Basin Distric : River basin characteristics, impact of human activities and economic analysis required under Article 5, Annex II and Annex III,
and inventory of protected areas required under Article 6, Annex IV of the EU Water Framework Directive (2000/60/EC), International Commission for the Protection of the Danube River.

ICPDR (2009). Danube River Basin District Management Plan, International Commission for the Protection of the Danube River.

INDD (2007a). Cercetari privind influenta eutrofizarii lacurilor din RBDD asupra dinamicii structurale si functionala ale planctonului, R. Stiuca, M. Staras et L. Török (Eds.), Tulcea, Inst. Nat. Cercetare - Dezvoltare Delta Dunarii, Contract 22N/2006.

INDD (2007b). Studiu pentru realizarea planului de management al Deltei Dunarii, R. Stiuca, M. Staras et L. Torok (Eds.), Tulcea, Inst. Nat. Cercetare - Dezvoltare Delta Dunarii, Contract 3842/2007.

KARAGEORGIS, A., KOURAFALOU, V., ANAGNOSTOU, C., TSIARAS, K., RAITSOS, D., PAPADOPOULOS, V. et PAPADOPOULOS, A. (2009). River-induced particle distribution in the northwestern Black Sea (September 2002 and 2004), *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, n° C12, p. C12003.

KERGOMARD, C. (2000). Pratique des corrections atmosphériques en télédétection : utilisation du logiciel 5S-PC, *Cybergeo : European Journal of Geography [En ligne]*.

KIRCHNER, Y. et PRUVOST-BEAURAIN, J.-M. (2002). Encyclopaedia Universalis, *Encyclopaedia Universalis*, Paris, Encyclopaedia universalis.

KOPELEVICH, O.V., BURENKOV, V.I., ERSHOVA, S.V., SHEBERSTOV, S.V. et EVDOSHENKO, M.A. (2004). Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, vol. 51, n° 10-11, pp. 1063-1091.

KOPELEVICH, O.V., SHEBERSTOV, S.V., YUNEV, O., BASTURK, O., FINENKO, Z.Z., NIKONOV, S. et VEDERNIKOV, V.I. (2002). Surface chlorophyll in the Black Sea over 1978-1986 derived from satellite and in situ data, *Journal of Marine Systems*, vol. 36, n° 3-4, pp. 145-160.

KOSAREV, A.N., ARKHIPKIN, V.S. et SURKOVA, G.V. (2008). Hydrometeorological Conditions, In, *The Handbook of Environmental Chemistry - The Black Sea Environment*, Leipzig, Springer.

KRISTIANSEN, S. et HOELL, E.E. (2002). The importance of silicon for marine production, *Hydrobiologia*, vol. 484, n° 1, pp. 21-31.

KROISS, H. (2005). Nutrient Management in the Danube Basin and its Impact on the Black Sea (DaNUbs - final report), Institute for Water Quality and Waste Management - Vienna University of Technology.

LAGANIER, R. et ARNAUD-FASSETTA, G. (Eds.) (2009). *Les géographies de l'eau: processus, dynamique et gestion de l'hydrosystème*, Paris, L'Harmattan, 298 p.

LAMARCHE, S. (2009). *Approche par télédétection de la roselière du delta du Danube*, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, Brest, Master 2.

LANCELOT, C., MARTIN, J.M., PANIN, N. et ZAITSEV, Y. (2002a). The North-western Black Sea: A Pilot Site to Understand the Complex Interaction Between Human Activities and the Coastal Environment, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 54, n° 3, pp. 279-283.

LANCELOT, C., STANEVA, J., VAN EECKHOUT, D., BECKERS, J.M. et STANEV, E. (2002b). Modelling the Danube-influenced North-western Continental Shelf of the Black Sea. II: Ecosystem Response to Changes in Nutrient Delivery by the Danube River after its Damming in 1972, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 54, n° 3, pp. 473-499.

LANG DELUS, C. (2011). Les étiages : définitions hydrologique, statistique et seuils réglementaires, *Cybergeo : European Journal of Geography*.

LARCHER, P.H. (1802). *Histoire d'Hérodote : traduite du grec, avec des remarques historiques et critiques, un essai sur la chronologie d'Hérodote, et une table géographique*, G. Le Bure l'aîné.

LATHROP, R.G. et LILLESAND, T.M. (1986). Use of Thematic Mapper data to assess water quality in Green Bay and central Lake Michigan, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 52, n° 5, pp. 671-680.

LATHROP, R.G.J. et LILLESAND, T.M. (1989). Monitoring water quality and river plume transport in Green Bay, Lake Michigan with SPOT-1 imagery, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 55, n° 3, pp. 349-354.

LE, C., LI, Y., ZHA, Y., SUN, D., HUANG, C. et ZHANG, H. (2011). Remote estimation of chlorophyll a in optically complex waters based on optical classification, *Remote Sensing of Environment*, vol. 115, n° 2, pp. 725-737.

LEOPOLD, T. (2007). *Analyse diachronique de la population deltaïque du Danube*, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, Brest, Master 1, 77 p.

LERICOLAIS, G., GUICHARD, F., MORIGI, C., MINEREAU, A., POPESCU, I. et RADAN, S. (2010). A post Younger Dryas Black Sea regression identified from sequence stratigraphy correlated to core analysis and dating, *Quaternary International*, vol. 225, n° 2, pp. 199-209.

LEVASHOVA, E.A., MIKHAILOV, V.N., MIKHAILOVA, M.V. et MOROZOV, V.N. (2004). Natural and Human-Induced Variations in Water and Sediment Runoff in the Danube River Mouth, *Water Resources*, vol. 31, n° 3, pp. 235-246.

LILLESAND, T.M., KIEFER, R.W. et CHIPMAN, J.W. (2008). *Remote Sensing and image interpretation*, John Wiley & Sons, 755 p.

LIU, Y., ISLAM, M.A. et GAO, J. (2003). Quantification of shallow water quality parameters by means of remote sensing, *Progress in Physical Geography*, vol. 27, n° 1, pp. 24-43.

LOUPAN, V. (1990). *La révolution n'a pas eu lieu : Roumanie, l'histoire d'un coup d'Etat (22 décembre 1989)*, Paris, R. Laffont, 223 p.

LUDWIG, W., DUMONT, E., MEYBECK, M. et HEUSSNER, S. (2009). River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades?, *Progress In Oceanography*, vol. 80, n° 3-4, pp. 199-217.

MARGESSON, R. (1997). Environment and international water management: Dealing with the problems of the Danube Delta, *Environmental Impact Assessment Review*, vol. 17, n° 3, pp. 145-162.

MCCARNEY-CASTLE, K., VOULGARIS, G., KETTNER, A.J. et GIOSAN, L. (2012). Simulating fluvial fluxes in the Danube watershed: The "Little Ice Age" versus modern day, *The Holocene*, vol. 22, n° 1, pp. 91-105.

MCIAP, M.C.F.I.A.P. (2007). Maine Field Guide to Invasive Aquatic Plants and their common native look alikes, In: M.V.L.M. Program (Ed.) (pp. 156), Augusta Maine, J.S. McCarthy.

MCQUATTERS-GOLLOP, A., GILBERT, A.J., MEE, L.D., VERMAAT, J.E., ARTIOLI, Y., HUMBORG, C. et WULFF, F. (2009). How well do ecosystem indicators communicate the effects of anthropogenic eutrophication?, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 82, n° 4, pp. 583-596.

MCQUATTERS-GOLLOP, A., MEE, L.D., RAITSOS, D.E. et SHAPIRO, G.I. (2008). Non-linearities, regime shifts and recovery: The recent influence of climate on Black Sea chlorophyll, *Journal of Marine Systems*, vol. 74, n° 1-2, pp. 649-658.

MDDEP, M.D.D.D., DE L'ENVIRONNEMENT, PARCS, E.D. et CRE LAURENTIDES, C.R.D.L.E.D.L. (2009). *Protocole d'échantillonnage de la qualité de l'eau* (pp. 9), Québec, MDDEP et CRE Laurentides.

MEDINETS, S. et MEDINETS, V. (2012). Investigations of atmospheric wet and dry nutriment deposition to marine surface in western part of the Black Sea, *Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, vol. 12, pp. 497-505.

MEE, L.D. (1992). The Black Sea in crisis: a need for concerted international action, *Ambio*, vol. 21, n° 4.

MEE, L.D., FRIEDRICH, J. et GOMOIU, M.T. (2005). Restoring the Black Sea in times of uncertainty, *Oceanography, Vol. 18, No. 2*, pp. 32-43.

MIHAILESCU, V. (1991). Nationalité et nationalisme en Roumanie, *Terrain*, vol. 17, pp. 79-90.

MIKHAILOV, V. et MIKHAILOVA, M. (2008). River Mouths, In: A. Kostianoy et A. Kosarev (Eds.), *The Black Sea Environment* (pp. 91-133), Springer Berlin / Heidelberg.

MIKHAILOVA, M., MIKHAILOV, V. et MOROZOV, V. (2012). Extreme hydrological events in the Danube River basin over the last decades, *Water Resources*, vol. 39, n° 2, pp. 161-179.

MILLS, E. (1994). Editorial - Makarov and Marsigli, *Newsletter of the Commission of Oceanography - International Union of the History and Philosophy of Science*, n° 6.

MOOG, O., SOMMERHAUSER, M., ROBERT, S., BATTISTI, T., BIRK, S., HERING, D., OFENBOCK, T., SCHMEDTJE, U., SCHMIDT-KLOIBER, A. et VOGEL, B. (2008). Typology of Danube River sections based on environmental characteristics and benthic invertebrate assemblages, *Archiv für Hydrobiologie. Supplementband. Large rivers*, vol. 18, n° 1-2, pp. 127-144.

MOORE, G.T. et ASQUITH, D.O. (1971). Delta: Term and Concept, *GSA Bulletin*, vol. 82, n° 9, pp. 2563-2568.

MOREL, A. et PRIEUR, L. (1977). Analysis of variations in ocean color, *Limnology and oceanography*, pp. 709-722.

MRAZEC, L. (1910). La région d'inondation du Danube en Roumanie, *Rev. générale des Sciences pures et appliquées*, vol. XXI, pp. 605-612.

MUSSET, R. (1935). Les esturgeons de la mer Noire et leur pêche en Roumanie, *Annales de Géographie*, pp. 220-221.

NICHOLAS, W.A., CHIVAS, A.R., MURRAY-WALLACE, C.V. et FINK, D. (2011). Prompt transgression and gradual salinisation of the Black Sea during the early Holocene constrained by amino acid racemization and radiocarbon dating, *Quaternary Science Reviews*, vol. 30, n° 27-28, pp. 3769-3790.

NOVO, E.M.M., HANSOM, J.D. et CURRAN, P.J. (1989). The effect of viewing geometry and wavelength on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 10, n° 8, pp. 1357-1372.

NRO, N.R.O. (2011). Critical to US security: A Compendium of Gambit and Hexagon Satellite Reconnaissance Systems Documents, In: C.f.t.S.o.N.R. (CSNR) (Ed.).

NWEA, N.W.E.A.-. (2000). *Laboratory Practices Manual for Waste Water Treatement Facilities*, Nebraska Water Environment Association, 126 p.

OGUZ, T. et GILBERT, D. (2007). Abrupt transitions of the top-down controlled Black Sea pelagic ecosystem during 1960–2000: Evidence for regime-shifts under strong fishery exploitation and nutrient enrichment modulated by climate-induced variations, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, vol. 54, n° 2, pp. 220-242.

OGUZ, T. et VELIKOVA, V. (2010). Abrupt transition of the northwestern Black Sea shelf ecosystem from a eutrophic to an alternative pristine state, *Marine Ecology Progress Series*, vol. 405, pp. 231-242.

ONDERKA, M. et PEKÁROVÁ, P. (2008). Retrieval of suspended particulate matter concentrations in the Danube River from Landsat ETM data, *Science of The Total Environment*, vol. 397, n° 1-3, pp. 238-243.

ONDERKA, M. et RODNÝ, M. (2010). Can suspended sediment concentrations be estimated from multispectral imagery using only image-derived information?, *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, vol. 38, n° 1, pp. 85-97.

OOSTERBERG, W., BUIJSE, A.D., COOPS, H., IBELINGS, B.W. et MENTING, G.A.M. (2000). *Ecological gradients in the Danube delta lakes: present state and man-induced changes*, RIZA the Netherlands, Danube Delta National Institute Romania and Danube Delta Biosphere Reserve Authority.

OUILLON, S., DOUILLET, P., PETRENKO, A., NEVEUX, J., DUPOUY, C., FROIDEFOND, J.M., ANDRÉFOUËT, S. et MUÑOZ-CARAVACA, A. (2008). Optical algorithms at satellite wavelengths for Total Suspended Matter in tropical coastal waters, *Sensors*, vol. 8.

OUILLON, S., FORGET, P., FROIDEFOND, J.M. et NAUDIN, J.J. (1997). Estimating suspended matter concentrations from SPOT data and from field measurements in the Rhône river plume, *Marine Technology Society J.*, vol. 31, n° 2, pp. 15-20.

PANIN, N. (2003). The Danube Delta Geomorphology and Holocene Evolution : a Synthesis, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 4, pp. 247-262.

PANIN, N. et JIPA, D. (2002). Danube River Sediment Input and its Interaction with the North-western Black Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 54, n° 3, pp. 551-562.

PARDÉ, M. (1928). Périodicité des grandes inondations et crues exceptionnelles, *Revue de géographie alpine*, vol. 16, n° 2, pp. 499-519.

PARDÉ, M. (1953). La turbidité des rivières et ses facteurs géographiques, *Revue de géographie alpine*, vol. 41, n° 41-3, pp. 399-421.

PARDÉ, M. (1955). Etudes récentes relatives à la grande crue de juillet 1954 sur le Danube, *Annales de Géographie*, vol. 64, n° 346, pp. 421-437.

PARDÉ, M. (1961). Nouvelles données autrichiennes sur les crues du Danube, *Annales de Géographie*, pp. 194-197.

PARDÉ, M., LANG, S. et PROBALD, F. (1967). Les crues du Danube et la grande inondation de juin 1965, *Annales de Géographie*, vol. 76, n° 415, pp. 273-287.

PASKOFF, R. (1998). *Les littoraux : impacts des aménagements sur leur évolution*, Paris, Armand Colin.

PATTIARATCHI, C., LAVERY, P., WYLLIE, A. et HICK, P. (1994). Estimates of water quality in coastal waters using multi-date Landsat Thematic Mapper data, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 15, n° 8, pp. 1571-1584.

PETUS, C. (2009). *Qualité des eaux côtières du sud du golfe de Gascogne par télédétection spatiale : Méthodologie de détermination et de quantification de substances particulaires et dissoutes*, Université de Bordeaux 1, Bordeaux, Doctorat, 380 p.

PETUS, C., CHUST, G., GOHIN, F., DOXARAN, D., FROIDEFOND, J.-M. et SAGARMINAGA, Y. (2010). Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery, *Continental Shelf Research*, vol. 30, n° 5, pp. 379-392.

PINOT, J.-P. (1998). *La gestion du littoral*, Paris, Institut Océanographique.

PIPER, D.Z. et CALVERT, S.E. (2011). Holocene and late glacial palaeoceanography and palaeolimnology of the Black Sea: Changing sediment provenance and basin hydrography over the past 20,000 years, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 75, n° 19, pp. 5597-5624.

PORTOCALA, R. (1990). *Autopsie du coup d'Etat roumain : Au pays du mensonge triomphant*, Calmann-Lévy, 194 p.

PREMAZZI, G., DALMIGLIO, A., CARDOSO, A.C. et CHIAUDANI, G. (2003). Lake management in Italy: the implications of the Water Framework Directive, *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, vol. 8, n° 1, pp. 41-59.

RADOANE, M. et RADOANE, N. (2005). Dams, sediment sources and reservoir silting in Romania, *Geomorphology*, vol. 71, n° 1–2, pp. 112-125.

RAGUENEAU, O., LANCELOT, C., EGOROV, V., VERVLIMMEREN, J., COCIASU, A., DÉLIAT, G., KRASTEV, A., DAOUD, N., ROUSSEAU, V., POPOVITCHEV, V., BRION, N., POPA, L. et CAUWET, G. (2002). Biogeochemical Transformations of Inorganic Nutrients in the Mixing Zone between the Danube River and the North-western Black Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 54, n° 3, pp. 321-336.

RIGAUX, M. (2008). *Les politiques de la mémoire en Roumanie depuis 1989 : La gestion délicate des passés fasciste et communiste*, Institut d'Etudes Politiques de Lyon, Université Lyon 2, Lyon, Mémoire de l'IEP, 89 p.

RITTER, J. (1976). *Le Danube*, P.U.F.

RYABOKONENKO, O. (2003). Assessment of the Current State of the Ukrainian Part of the Danube Biosphere Reserve (DBR), Kyiv, Ukrainian Land and Resource Management Center (ULRMC).

RYAN, W.B.F., PITMAN III, W.C., MAJOR, C.O., SHIMKUS, K., MOSKALENKO, V., JONES, G.A., DIMITROV, P., GORÜR, N., SAKINÇ, M. et YÜCE, H. (1997). An abrupt drowning of the Black Sea shelf, *Marine Geology*, vol. 138, n° 1–2, pp. 119-126.

SALOMON, J.-N. (2008). *Géomorphologie sous-marine et littorale*, Bordeaux, Presses Universitaires de Bordeaux.

SAULQUIN, B., GOHIN, F. et GARRELLO, R. (2011). Regional Objective Analysis for Merging High-Resolution MERIS, MODIS/Aqua, and SeaWiFS Chlorophyll- a Data From 1998 to 2008 on the European Atlantic Shelf, *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 49, n° 1, pp. 143-154.

SAUQUET, E., JAVELLE, P. et LE CLERC, S. (2003). Description des régimes hydrologiques des hautes-eaux : nouvelle formulation pour l'analyse en débit-durée-fréquence et applications en ingénierie, *Ingénieries - E A T*, n° 34, pp. 3-15.

SCHMEDTJE, U. et WELLER, P. (2005). Development of a Danube River Basin Management Plan in line with the requirements of the EU Water Framework Directive, In: A. Ostfeld et J.M. Tyson (Eds.), *River basin restoration and management* (pp. 29-37), IWA.

SCHOTT, J.R., SALVAGGIO, C. et VOLCHOK, W.J. (1988). Radiometric scene normalization using pseudoinvariant features, *Remote Sensing of Environment*, vol. 26, n° 1, pp. 1-16.

SCHWARTZ, M.L. (2005). Encyclopedia of coastal science, Dordrecht, Springer.

SCHWARZ, U. (2008). Assessment of the balance and management of sediments of the Danube.

SHEN, F., VERHOEF, W., ZHOU, Y., SALAMA, M. et LIU, X. (2010a). Satellite Estimates of Wide-Range Suspended Sediment Concentrations in Changjiang (Yangtze) Estuary Using MERIS Data, *Estuaries and Coasts*, vol. 33, n° 6, pp. 1420-1429.

SHEN, F., ZHOU, Y.-X., LI, D.-J., ZHU, W.-J. et SUHYB SALAMA, M. (2010b). Medium resolution imaging spectrometer (MERIS) estimation of chlorophyll-a concentration in the turbid sediment-laden waters of the Changjiang (Yangtze) Estuary, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 31, n° 17, pp. 4635 - 4650.

SOLIMINI, A.G., CARDOSO, A.C. et HEISKANEN, A.-S. (Eds.) (2006). *Indicators and methods for the ecological status assessment under the Water Framework Directive. Linkages between chemical and biological quality of surface waters*, Institute for Environment and Sustainability - Joint Research Centre - European Commission, 252 p.

SOMMERWERK, N., BLOESCH, J., PAUNOVIĆ, M., BAUMGARTNER, C., VENOHR, M., SCHNEIDER-JACOBY, M., HEIN, T. et TOCKNER, K. (2010). Managing the world's most international river: the Danube River Basin, *Mar. Freshwater Res.*, vol. 61, n° 7, pp. 736-748.

SOMMERWERK, N., HEIN, T., SCHNEIDER-JACOBY, M., BAUMGARTNER, C., OSTOJIC, A., SIBER, R., BLOESCH, J., PAUNOVIĆ, M. et TOCKNER, K. (2009). The Danube River Basin, In: K. Tockner, U. Uehlinger et C.T. Robinson (Eds.), *Rivers of Europe* (pp. 59-112), Academic Press.

SOULET, G., MÉNOT, G., GARRETA, V., ROSTEK, F., ZARAGOSI, S., LERICOLAIS, G. et BARD, E. (2011a). Black Sea "Lake" reservoir age evolution since the Last Glacial - Hydrologic and climatic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 308, n° 1-2, pp. 245-258.

SOULET, G., MÉNOT, G., LERICOLAIS, G. et BARD, E. (2011b). A revised calendar age for the last reconnection of the Black Sea to the global ocean, *Quaternary Science Reviews*, vol. 30, n° 9-10, pp. 1019-1026.

STANCHEV, H., PALAZOV, A., STANCHEVA, M. et APOSTOLOV, A. (2011). Determination of the Black Sea area and coastline length using GIS methods and Landsat-7 satellite images, *Geo-Eco-Marina*, vol. 17, pp. 27-31.

STANEV, E. et KANDILAROV, R. (2012). Sediment dynamics in the Black Sea: numerical modelling and remote sensing observations, *Ocean Dynamics*, vol. 62, n° 4, pp. 533-553.

STANICA, A., DAN, S., JIMÉNEZ, J.A. et UNGUREANU, G.V. (2011). Dealing with erosion along the Danube Delta coast. The CONSCIENCE experience towards a sustainable coastline management, *Ocean & Coastal Management*, vol. 54, n° 12, pp. 898-906.

STANICA, A., DAN, S. et UNGUREANU, V.G. (2007). Coastal changes at the Sulina mouth of the Danube River as a result of human activities, *Marine Pollution Bulletin*, vol. 55, n° 10-12, pp. 555-563.

STANICA, A. et PANIN, N. (2009). Present evolution and future predictions for the deltaic coastal zone between the Sulina and Sf. Gheorghe Danube river mouths (Romania), *Geomorphology*, vol. 107, n° 1-2, pp. 41-46.

STARAS, M. (2005). Additional information requested for the third meeting of the Inquiry Commission on the likely significant transboundary impact of the Ukrainian deep-water navigation canal Danube-Black Sea in the context of ESPOO Convention, 1991, Tulcea, Danube Delta National Institute.

STEFANESCU, C.-M. (1981). *Nouvelles contributions à l'étude de la formation et de l'évolution du delta du Danube : essai d'interprétation de la morphogenèse du delta à l'époque historique à partir de la toponymie, de l'histoire et des cartes anciennes*, Paris, Bibliothèque nationale, 198 p.

STUMPF, R.P., GELFENBAUM, G. et PENNOCK, J.R. (1993). Wind and tidal forcing of a buoyant plume, Mobile Bay, Alabama, *Continental Shelf Research*, vol. 13, n° 11, pp. 1281-1301.

SUCIU, R., SUCIU, M. et BOTA, D. (1995). *We and the delta (Noi și delta)*, Tulcea, Danube Delta Biosphere Reserve, Danube Delta National Institute, 48 p.

SYVITSKI, J.P.M. (2008). Deltas at risk, *Sustain Sci*, vol. 3, pp. 23-32.

TASSAN, S. (1993). An improved in-water algorithm for the determination of chlorophyll and suspended sediment concentration from Thematic Mapper data in coastal waters, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14, n° 6, pp. 1221-1229.

TEAMPAU, P. et VAN ASSCHE, K. (2007). Sulina - the dying city in a vital region. Social memory and nostalgia for European future, *Ethnologia Balkanica*, vol. 11, pp. 257-278.

TEAMPAU, P. et VAN ASSCHE, K. (2009). Sulina, Sulina/When there's water, there's no light: Narrative, Memory, and Autobiography in a Romanian Town, *Journal for Politics, Gender and Culture*, vol. 14, pp. 33-70.

TEODORU, C., DIMOPOULOS, A. et WEHRLI, B. (2006). Biogenic silica accumulation in the sediments of Iron Gate I Reservoir on the Danube River, *Aquatic Sciences - Research Across Boundaries*, vol. 68, n° 4, pp. 469-481.

TEODORU, C. et WEHRLI, B. (2005). Retention of Sediments and Nutrients in the Iron Gate I Reservoir on the Danube River, *Biogeochemistry*, vol. 76, n° 3, pp. 539-565.

TIRON, L. (2010). Delta du Danube - Bras de St. George : Mobilité morphologique et dynamique hydro-sédimentaire depuis 150 ans, *Geo-Eco-Marina*, vol. Special Publication n.4, p. 280.

TOLMAZIN, D. (1985). Changing Coastal oceanography of the Black Sea. I: Northwestern Shelf, *Progress In Oceanography*, vol. 15, n° 4, pp. 217-276.

TOUCHART, L. Danube, In: *Encyclopaedia universalis - en ligne*, date de la dernière visite: 25/07/2012 (http://www.universalis.fr/encyclopedie/danube/).

TOUCHART, L. Volga, In: *Encyclopaedia universalis - en ligne*, date de la dernière visite: 25/07/2012 (http://www.universalis.fr/encyclopedie/volga/).

TOUCHART, L. (2003). *Hydrologie : mers, fleuves et lacs*, Armand Colin, 190 p.

TOUCHART, L. (2005). Hydrosystème, *Hypergéo*.

TRICART, J. et BRAVARD, J.-P. (1991). L'aménagement des trois plus grands fleuves européens : Rhin, Rhône et Danube. Problèmes et méfaits, *Annales de Géographie*, pp. 668-713.

TSIARAS, K., KOURAFALOU, V., DAVIDOV, A. et STANEVA, J. (2008). A three-dimensional coupled model of the western Black Sea plankton dynamics: Seasonal variability and comparison to SeaWiFS data, *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, n° C7, p. C07007.

TUDORANCEA, C. et TUDORANCEA, M. (2006). *Danube Delta : Genesis and Biodiversity*, Leiden, Backhuys Publishers.

TURNOCK, D. (1986). The Danube-Black Sea Canal and its impact on Southern Romania, *GeoJournal*, vol. 12, n° 1, pp. 65-79.

TUZHILKIN, V.S. (2008). Thermohaline Structure of the Sea, In: O. Hutzinger (Ed.), *The Handbook of Environmental Chemistry* (pp. 217-253), Springer.

VADINEANU, A., CRISTOFOR, S. et IGNAT, G. (1992). Phytoplankton and submerged macrophytes in the aquatic ecosystems of the Danube Delta during the last decade, *Hydrobiologia*, vol. 243-244, n° 1, pp. 141-146.

VAN ASSCHE, K., TEAMPAU, P., DEVLIEGER, P. et SUCIU, C. (2008). Liquid bondaries in marginal marshes. Reconstruction of identity in the Romanian Danube Delta, *Sociologia*, vol. III, n° 1, pp. 115-133.

VERGER, F. (1976). Hydrologie et géomorphologie du delta du Danube d'après des images Landsat-2, *Photo-interprétation*, vol. 5, pp. 39-45.

VERGER, F. (1991). Les deltas et leur aménagement, *Annalles de Géographie*, vol. 561-562, pp. 730-769.

VERGNOLLE-MAINAR, C. (2007). Géosystème, *Hypergéo*.

VESPREMEANU-STROE, A. (2007). *Tarmul Deltei Dunarii: studiu de geomorfologie*, Bucuresti, Editura Universitara, 226 p.

VESPREMEANU-STROE, A., CONSTANTINESCU, S. et TATUI, F. (2007). Comportamentul multianual al barelor submerse longitudinale pe un tarm micromareic, *Revista de geomorfologie*, vol. 9, pp. 107-120.

VOLPE, V., SILVESTRI, S. et MARANI, M. (2011). Remote sensing retrieval of suspended sediment concentration in shallow waters, *Remote Sensing of Environment*, vol. 115, n° 1, pp. 44-54.

WMO, W.M.O. (2009). *Guide to Hydrological Practices : Management of water ressources and application of hydrological practices*, Geneva, Chaiperson.

YUNEV, O.A., CARSTENSEN, J., MONCHEVA, S., KHALIULIN, A., ÆRTEBJERG, G. et NIXON, S. (2007). Nutrient and phytoplankton trends on the western Black Sea shelf in response to cultural eutrophication and climate changes, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 74, n° 1-2, pp. 63-76.

ZAITSEV, Y. (2006). Ecological consequences of anoxic events at the north-western Black Sea Shelf, *Past and present water column anoxia*, pp. 247-256.

ZAITSEV, Y. et MAMAEV, V. (1997). Marine biological diversity in the Black Sea.

ZHANG, M., TANG, J., DONG, Q., SONG, Q. et DING, J. (2010). Retrieval of total suspended matter concentration in the Yellow and East China Seas from MODIS imagery, *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, n° 2, pp. 392-403.

Annexes

1. Liste des images satellitaires historiques de la série Landsat utilisées dans cette thèse.

2. Évolution du nombre d'habitants par localité du delta du Danube de 1930 à 2010.

3. Nouvelle sectorisation du fleuve du Danube.

4. Compléments techniques à propos des algorithmes de l'IFREMER.

ANNEXE 1 : Liste des images satellitaires historiques de la série Landsat

Date	Satellite
04/09/1972	Landsat1
18/06/1975	Landsat2
25/07/1975	Landsat2
26/05/1976	Landsat2
13/06/1976	Landsat2
03/05/1977	Landsat2
20/05/1977	Landsat2
05/08/1978	Landsat3
23/08/1978	Landsat3
22/04/1979	Landsat2
23/04/1979	Landsat2
05/09/1979	Landsat3
21/04/1981	Landsat3
27/05/1981	Landsat3
27/05/1981	Landsat3
05/06/1981	Landsat2
05/06/1981	Landsat2
03/09/1981	Landsat2
04/05/1982	Landsat3
04/05/1982	Landsat3
04/05/1982	Landsat3
15/07/1982	Landsat3
21/03/1983	Landsat4
15/04/1983	Landsat4
22/04/1983	Landsat4
17/05/1983	Landsat4
02/06/1983	Landsat4
25/06/1983	Landsat4
20/07/1983	Landsat4
29/09/1983	Landsat4
15/10/1983	Landsat4
18/05/1984	Landsat5
05/07/1984	Landsat5
30/07/1984	Landsat5
06/08/1984	Landsat5
06/08/1984	Landsat5

Date	Satellite
06/06/1985	Landsat5
17/05/1986	Landsat5
12/08/1986	Landsat5
12/08/1986	Landsat5
13/09/1986	Landsat5
24/10/1986	Landsat5
02/01/1987	Landsat5
11/05/1987	Landsat5
05/05/1988	Landsat4
02/08/1988	Landsat4
13/09/1989	Landsat4
13/09/1989	Landsat4
20/06/1990	Landsat5
20/06/1990	Landsat5
06/07/1990	Landsat5
22/07/1990	Landsat5
07/08/1990	Landsat5
07/08/1990	Landsat5
11/09/1991	Landsat5
11/09/1991	Landsat5
01/06/1992	Landsat4
01/06/1992	Landsat4
28/08/1992	Landsat5
29/09/1992	Landsat5
25/04/1993	Landsat5
25/04/1993	Landsat5
05/06/1993	Landsat5
11/06/1995	Landsat5
23/06/1997	Landsat5
10/04/1999	Landsat7
14/05/2000	Landsat5
14/05/2000	Landsat5
24/06/2003	Landsat5
21/09/2003	Landsat5
10/04/2005	Landsat5

ANNEXE 2 : Tableau avec le nombre d'habitants par localité du delta du Danube*

Localités deltaïques	***1930***	***1956***	***1977***	***1992***	***2002***	***2010***
C.A. Rosetti	2 881	2 897	2 157	1 256	1 179	927
Ceatalchioi	1 044	1 727	728	495	752	756
Chilia Veche	3 494	4 172	3 652	2 985	3 606	2 402
Crişan	1 957	2 387	1 763	1 362	1 414	1 307
Maliuc	1 018	1 381	1 275	1 089	1 060	974
Pardina	653	545	620	791	712	605
Sf. Gheorghe	1 088	1 476	1 387	1 068	971	833
Sulina	6 399	3 622	4911	5 484	4 601	4 308
Vylkove	7 414	8 767 [a]	10 302 [b]	11 022 [c]	9 260 [d]	8 570 [e]
Total	25 948	26 974	26 795	25 552	23 555	20 682

Années de recensement de la population à Vylkove
[a] *1959*
[b] *1979*
[c] *1989*
[d] *2001*
[e] *2011*

** Cette liste prend en compte l'ensemble de localités sur le delta roumain ainsi que la localité ukrainienne de Vylkove. Nous ne disposons pas de données sur les autres villages du delta ukrainien (plus d'informations voir texte pages 87-89).*

ANNEXE 3 : Nouvelle sectorisation du fleuve du Danube

Partage du Danube en 10 secteurs, définis en fonction de paramètres abiotiques et biotiques (invertébrés benthiques notamment). Classification présentée par ICPDR (2009) et basée principalement sur les éléments avancés par Moog *et al*. (2008).

Section Type 1: Upper course of the Danube rkm 2786: confluence of Brigach and Breg – rkm 2581: Neu Ulm.
Section Type 2: Western Alpine Foothills Danube rkm 2581: Neu Ulm – rkm 2225: Passau.
Section Type 3: Eastern Alpine Foothills Danube rkm 2225: Passau – rkm 2001: Krems.
Section Type 4: Lower Alpine Foothills Danube rkm 2001: Krems – rkm 1789.5: Gönyu˝ / Kliz˘ská Nemá.
Section Type 5: Hungarian Danube Bend rkm 1789.5: Gönyu˝ / Kliz˘ ská Nemá – rkm 1497: Baja.
Section Type 6: Pannonian Plain Danube rkm 1497: Baja – rkm 1075: Bazias.
Section Type 7: Iron Gate Danube rkm 1075: Bazias – rkm 943: Turnu Severin.
Section Type 8: Western Pontic Danube rkm 943: Turnu Severin – rkm 375.5: Chiciu/Silistra.
Section Type 9: Eastern Wallachian Danube rkm 375.5: Chiciu/Silistra – rkm 100: Isaccea.
Section Type 10: Danube Delta* rkm 100: Isaccea – rkm 20 on Chilia arm, rkm 19 on Sulina arm and rkm 7 on Sf. Gheorghe arm.

Extrait des pages 709 et 710 de l'article de Gohin, F. (2011) : Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters, *Ocean Sci.*, vol. 7, n° 5.

Processing the satellite reflectance for chlorophyll

The estimation of Chl is obtained by application of two look-up tables (LUT) to the spectral remote-sensing reflectance (Rrs) of MODIS and MERIS. The method, described in detail in Gohin et al. (2002), is empirical and derived from the OC4/SeaWiFS algorithm of NASA (or OC3M-547 for MODIS and OC4E for MERIS). This method gives results similar to OC4 in open waters but provides more realistic values over the continental shelf. In coastal waters, mineral SPM, absorption by CDOM (Coloured Dissolved Organic Matter), and errors in the atmospheric correction are the causes of frequent overestimations in the chlorophyll concentration by the standard procedures. Whereas OC4 makes use of the SeaWiFS and MERIS four channels ranging from 442 (Blue) to 559 nm (Green) and determines Chl from the maximum of the band ratios Rrs(Blue)/Rrs(Green) calculated from the three Blue Channels ranging from 442 to 510 nm available for SeaWiFS and MERIS, our algorithm considers also the reflectances at 412nm and in the Green (547 nm for MODIS and 559 nm for MERIS). The Chl concentration is therefore determined from the triplet {Rrs(412), Rrs(Green), Maximum band ratio Rrs(Blue)/Rrs(Green)}. Rrs(412) accounts for the absorption by CDOM and the error in atmospheric correction, particularly significant at this low wavelength, and Rrs(Green) accounts for the effect of the backscattering by the suspended sediment not related to the phytoplankton. The algorithm is a 5-channel algorithm for MERIS (and SeaWiFS, not processed in this study) and a 4-channel one for MODIS. The method has been applied with success to the SeaWiFS data in the French coastal waters and also in the North Sea and other turbid coastal waters (Huret et al., 2005, Tilstone et al., 2011) for years.

Processing the satellite reflectance for non-algal SPM

The procedure is described in Gohin et al. (2005). In this method we consider that the absorption by yellow substances can be neglected at wavelengths longer than 550 nm and propose a simple equation to express the reflectance (or the water-leaving radiance) from the absorption and backscattering coefficients of pure sea water, phytoplankton, and non-algal Particles (NaP).

Firstly, we make the classical approximation in Eq. (1) that the absorption a and the backscattering coefficients b_b can be expressed from the concentration of phytoplankton, through Chl, and NaP (with coefficients from the literature):

$$a = a_w + a_\phi + a_\mathrm{NaP} = a_w + a^*_\phi \times \mathrm{Chl} + a^*_\mathrm{NaP} \times \mathrm{NaP} \text{ and}$$

$$b_\mathrm{b} = b_{bw} + b_{b\phi} + b_{b\mathrm{NaP}} = b_\mathrm{bw} + b^*_{b\phi} \times \mathrm{Chl} + b^*_\mathrm{NaP} \times \mathrm{NaP} \qquad (1)$$

Secondly, in Eq. (2) we define a linear relation between R*(550), a variable linked to the reflectance, and the satellite remote-sensing reflectance Rrs with coefficients α and β obtained by minimization from in-situ observations of chl-a and NaP.

$$R^*(550) = b_b/(a + b_\mathrm{b}) = \alpha + \beta\ \mathrm{Rrs}(550) \qquad (2)$$

In Eq. (2), R*(550) is obtained from Chl and NaP through a and b_b (Eq. 1)

Thirdly, considering that the chlorophyll is known after application of the LUT to the satellite reflectance, we inverse R*(550) to get the last unknown, which is the concentration of NaP.

Initially defined at 550 nm (Gohin et al., 2005) and validated on cruises on the continental shelf, the operational application of the method often showed low values in very turbid waters, leading sometimes to unrealistic features in the estuaries and the river plumes. That could be explained by increased errors in the atmospheric correction for very turbid waters and by the saturation effect due to the fact that the quantitative retrieval of SPM is no longer reliable beyond a certain concentration for a specified wavelength (Bowers et al., 1998). Nechad et al. (2010) suggest choosing a retrieval wavelength with sufficiently high pure water absorption, using longer red or near infrared wavelengths for water with higher SPM. That is why a second channel at 670 nm has been added to take into account the most turbid areas. Finally, SPM (hereafter used for NaP) is defined from a switch of SPM(550) to SPM(670), depending on the SPM levels. If SPM(550) and SPM(670) are both inferior to 4 g m^{-3}, then SPM(550) is conserved; otherwise, SPM (670) is chosen. SPM is therefore obtained from the channel at 550 nm in relatively clear waters and from the channel at 670 nm in turbid waters. This method takes advantage of the relatively good sensitivity of the channel at 550 nm to the variation of SPM in clear waters and of the better quality of the atmospheric correction at 670 nm, as the atmospheric correction is obtained by extrapolation from the channels in the near infrared at about 760 and 860 nm.

Processing the satellite reflectance for turbidity

As mentioned by Nechad et al. (2009), studies on the remote-sensing of turbidity in coastal waters are less numerous than those on SPM. However, turbidity is an optical property (volume scattering function at 90°), which is tightly related to the backscattering coefficient b_b. Nechad et al. (2009) propose an estimation of turbidity using a method based on a concept equivalent to Eq. (2). Doing so, they derive turbidity from MERIS (channels at 665 and 680 nm) with success in the very turbid waters of the southern North Sea.

However, to care for consistency between our different products, those observed in-situ or by satellite and those defined in the ecological models, we have chosen to derive turbidity from Chl and non-algal SPM. Chl and non-algal SPM are two variables used for validation or forcing of the ecological model (Huret et al., 2007), whereas turbidity is a parameter commonly measured.

Therefore, we express turbidity as a combination of non-algal SPM and Chl:

$$\mathrm{Turbidity} = \alpha(\mathrm{SPM} + 0.234\ \mathrm{Chl}^{0.57}) \qquad (3)$$

where the term $0.234\ \mathrm{Chl}^{0.57}$ represents the phytoplankton biomass linked to the chl-a concentration (Gohin et al., 2005).

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : Le delta du Danube représenté à différentes échelles spatiales à partir d'images satellitaires prises par trois capteurs……6

Figure 2 : Limites physiques du bassin hydrographique du Danube et des bassins versants environnants……12

Figure 3 : Partage territorial du bassin versant du Danube entre les 19 nations qui y sont représentées……14

Figure 4 : Principaux éléments du relief du bassin versant du Danube et distribution spatiale des précipitations cumulées sur l'année……16

Figure 5 : Secteurs et réseau hydrographique du bassin du Danube……18

Figure 6 : Graphique du régime du Danube à partir des débits moyens mensuels à la station de Ceatal Izmaïl, en Roumanie……20

Figure 7 : Variation du débit moyen annuel (Q_m) entre 1921 et 2010 à la station hydrologique de Ceatal Izmaïl, en Roumanie……22

Figure 8 : Débits de pointe (moyenne journalière) des principales crues du Danube à Ceatal Izmaïl (1932 – 2008) ……26

Figure 9 : Courbe des débits classés et quelques débits caractéristiques associés pour le fleuve du Danube à Ceatal Izmaïl, en Roumanie……28

Figure 10 : Représentation graphique des différents seuils utilisés pour l'identification des étiages……29

Figure 11 : Comparaison des hydrogrammes des années présentant des événements extrêmes (crues et étiages) selon la période (avant et après les années 1970)……31

Figure 12 : Évolution du tonnage annuel transporté sur le Danube depuis la moitié du XXe siècle……36

Figure 13 : Localisation des principaux ouvrages hydrauliques construits sur le Danube et ses affluents……39

Figure 14 : Évolution du débit solide annuel du Danube (charriage de fond non inclus) mesuré à l'entrée de son delta……41

Figure 15 : Évolution des émissions de nutriments sur le bassin du Danube selon le modèle MONERIS (DaNUbs) ……43

Figure 16 : Bassin de drainage de la mer Noire……45

Figure 17 : Structure verticale approximative de la mer Noire en fonction de la température (T), de la salinité (S) et des concentrations en oxygène dissous (O2) et en sulfure d'hydrogène (H2S) ……47

Figure 18 : Circulation schématisée des eaux superficielles de la mer Noire……49

Figure 19 : Évolution des captures de poissons (tonnages déclarés officiellement) en Roumanie et en Bulgarie entre 1970 et 2000……51

Figure 20 : Empreinte spatiale de quelques épisodes d'hypoxie sur le secteur nord-ouest de la mer Noire……53

Figure 21 : Réduction du champ de Phyllophora (Champ de Zernov) durant la deuxième moitié du XXe siècle……54

Figure 22 : Vues satellitaires des panaches sédimentaires du Mississipi et du Danube……60

Figure 23 : A – Profil longitudinal avec les différentes sections d'un delta. B – Schéma général des principaux environnements et éléments deltaïques. C – Géomorphométrie plane d'un delta……63

Figure 24 : A - Caractérisation générale du delta du Danube et délimitation de la plaine deltaïque. B – Limites du front deltaïque et du prodelta. C – Éléments de la géomorphométrie plane……65

Figure 25 : Les lobes sous-deltaïques du Mississipi et ses respectives périodes de formation…..69

Figure 26 : Synthèse graphique sur l'évolution holocène du delta du Danube……72

Figure 27 : Comparaison de la physiographie du delta du Danube perçue par Thomas Spratt en 1856-57 avec la physiographie actuelle issue de données satellitaires……74

Figure 28 : Restitution graphique du trait de côte sur le secteur de l'embouchure du bras de Chilia……76

Figure 29 : Évolutions du littoral sur le secteur de l'embouchure du bras de Sulina……78

Figure 30 : Principales étapes de l'aménagement du secteur de l'embouchure de Sulina……80

Figure 31 : Vues aériennes du secteur de l'embouchure de Sulina……81

Figure 32 : Évolution physiographique du secteur de l'embouchure de Sf. Gheorghe……82

Figure 33 : Vues aériennes du secteur de l'embouchure de Sf. Gheorghe et de la flèche sableuse "Île de Sacalin"……84

Figure 34 : Chronologie des principales étapes de la mise en valeur du delta du Danube en parallèle avec l'évolution démographique enregistrée pour la plaine deltaïque……89

Figure 35 : L'embouchure de Sulina à la première moitié du XIXe siècle……90

Figure 36 : Série de coupures réalisées par la CED dans le bras de Sulina entre 1868 et 1902…..91

Figure 37 : Vue aérienne de la ville de Sulina en 1930……92

Figure 38 : Canal "Regele Carol" au début du XXe siècle, creusé au sud du bras de Sf. Gheorghe……93

Figure 39 : Principaux aménagements réalisés jusqu'avant 1939 sur la plaine du delta du Danube……94

Figure 40 : Principaux aménagements et configuration générale de la plaine deltaïque en 1972……96

Figure 41 : Exploitation du roseau commun (Phragmites australis) dans le delta du Danube……98

Figure 42 : Principaux aménagements et configuration générale de la plaine deltaïque en 1993……100

Figure 43 : Chronologie des principales interventions dans le réseau hydrologique de 1976 à 1993……102

Figure 44 : Exemples d'aménagements réalisés sur la plaine deltaïque et leur état à la fin des années 2000……107

Figure 45 : Localisation et vues aériennes de zones en cours de récupération écologique sur la portion roumaine du delta du Danube. ……108

Figure 46 : Carte de la végétation du delta du Danube avec 44 types de végétation regroupés en 8 catégories……111

Figure 47 : Zonage de la Réserve de Biosphère du delta du Danube……113

Figure 48 : Zonage de la Réserve de Biosphère du Danube (Ukraine)……115

Figure 49 : Extrait d'une carte de la CED réalisée à partir de levées de 1870-1871……...121

Figure 50 : Carte du delta du Danube réalisée par la Direction des Pêches de Roumanie et publiée par Antipa (1910) ……122

Figure 51 : Architecture générale du modèle hydrologique du delta du Danube produit par INDD/RIZA……124

Figure 52 : Zones inondées (simulations) sur le delta du Danube en fonction des niveaux du fleuve (h) observés à trois différentes dates de l'année 1996……...127

Figure 53 : Schéma général des trajets lumineux lors de l'interaction d'un rayon solaire avec la surface de l'eau……...134

Figure 54 : Composants influençant la lumière émergeant de la surface de l'eau……135

Figure 55 : Localisation des deux sous-zones d'étude (A et B) dans le contexte de la portion NW de la mer Noire……...136

Figure 56 : Plaine du delta du Danube avec la délimitation de ses quatre principales sous-unités hydrographiques……...……138

Figure 57 : Niveaux journaliers du Danube enregistrés à Tulcea entre 1932 et 2008……...141

Figure 58 : Restitution graphique en "vraies couleurs" (Tristimulus) d'une scène MERIS (Full resolution-level2) acquise dans des conditions météorologiques optimales lors du 23 mai 2006……...144

Figure 59 : Exemple des limites de détection et de caractérisation des objets d'intérêt sur la plaine du delta du Danube……...145

Figure 60 : Reconstitution graphique de l'empreinte réelle au sol (champ de vision) de la scène de chacun des capteurs satellitaires utilisés……147

Figure 61 : Emprise au sol des scènes à haute résolution spatiale selon l'orbite du satellite sur la plaine du delta du Danube. ……148

Figure 62 : Représentation graphique (proportionnelle) des résolutions spectrales et spatiales des capteurs optiques utilisés dans la présente recherche (AVNIR-2, HRVIR, TM et MERIS)…..149

Figure 63 : Niveaux journaliers du Danube enregistrés à Tulcea entre 1932 et 2009……...151

Figure 64 : Localisation des stations hydrologiques sur la plaine du delta du Danube……154

Figure 65 : Localisation des points de mesure in situ sur la zone côtière du delta du Danube selon les variables sélectionnées……155

Figure 66 : Trajets et entretiens réalisés lors des missions de terrain de mai 2007 et de mai 2008……...……...156

Figure 67 : Trajets et entretiens réalisés lors des missions de terrain spécifiques à ce doctorat (2008, 2009 et 2010) ……157

Figure 68 : Reconstitution des tracés au sol du survol réalisé le 15 juillet 2009……...158

Figure 69 : Localisation des lacs où des mesures radiométriques ont été effectuées (campagne de l'été 2009) ……158

Figure 70 : Localisation des lacs échantillonnés (du 29 mai au 11 juin 2010) pour des mesures physico-chimiques, et concernés par l'étude de la distribution spatiale des macrophytes……159

Figure 71 : Situation hydrologique du Danube lors de l'acquisition des images satellitaires pour la période comprise entre 2006 et 2009……163

Figure 72 : Panache sédimentaire lors du 11 mai 2008……166

Figure 73 : Résultat de la délimitation automatique du trait de côte (aperçu A) et des contours des lacs (aperçu B) périphériques à la plaine deltaïque.....170

Figure 74 : Exemples contraignants pour la délimitation automatique des contours des lacs....171

Figure 75 : Reconstitution visuelle des couches vectorielles de référence, superposées à la mosaïque TM (Landsat-5) du 23 septembre 2007.....174

Figure 76 : Schéma de la création des trois bandes thématiques pour les images à haute résolution spatiale.....180

Figure 77 : Transparence de l'eau versus turbidités satellitaires.....184

Figure 78 : Sédiments en suspension versus turbidités satellitaires.....186

Figure 79 : Sédiments en suspension (in situ) versus matières en suspension (satellitaire) à l'embouchure du bras de Sf. Gheorghe.....187

Figure 80 : Comparaison des turbidités calculées pour deux images prises au 21 juillet 2009.....189

Figure 81 : A gauche – turbidité MERIS versus AVNIR-2 à partir de 63 points d'échantillonnage arbitraires. A droite – variation de l'indice de turbidité selon le nombre de pixels pris en compte.....190

Figure 82 : Variation temporelle du taux de sédiments en suspension (en mg/l sur l'échelle de gauche) et de la turbidité satellitaire (en IT% sur l'échelle à droite) sur le bras de Sulina entre juin et octobre 2007.....193

Figure 83 : Variation temporelle du taux de sédiments en suspension (en mg/l sur l'échelle à gauche) et de la turbidité satellitaire (en NTU sur l'échelle à droite) entre janvier et juillet 2008.....194

Figure 84 : Le secteur du bras de Chilia au printemps de 1979.....198

Figure 85 : Débordements du Danube sur la sous-unité de Sireasa-Şontea-Furtuna en 1975, 1979 et 1981.....199

Figure 86 : La sous-unité de Şontea-Furtuna lors des hautes eaux de 2000 et des crues de 2006 et 2010.....201

Figure 87 : Localisation des lacs analysés au sein de la sous-unité de Şontea-Furtuna.....202

Figure 88 : Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Şontea-Furtuna à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003.....203

Figure 89 : Localisation des lacs analysés au sein de la sous-unité hydrologique de Gorgova-Uzlina.....205

Figure 90 : Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Gorgova-Uzlina à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003.....206

Figure 91 : Localisation des lacs analysés au sein de la sous-unité hydrologique de Matiţa-Merhei.....208

Figure 92 : Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Matiţa-Merhei à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003.....209

Figure 93 : Localisation des lacs analysés au sein de la sous-unité hydrologique de Roşu-Puiu.....211

Figure 94 : Synthèse graphique des variations observées sur les lacs de la sous-unité de Roşu-Puiu à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003.....212

Figure 95 : Secteurs sélectionnés au sein de la zone côtière.....214

Figure 96 : Synthèse graphique des variations observées sur les secteurs de la zone côtière à partir d'images satellitaires prises entre 1972 et 2003……215

Figure 97 : Situation des lacs Lung (à gauche) et Obretinu Mic (à droite) lors des étés de 1978, 1984 et 2007……216

Figure 98 : Comparaison diachronique, été 1984 - été 2009, des lacs Iacob et Uzlina, ainsi que du golfe de Musura……218

Figure 99 : Rétrécissement du méandre principal du bras Sf. Gheorghe, à partir duquel dérivent les canaux Filat et Uzlina……219

Figure 100 : Distribution spatiale de la turbidité au sein de la sous-unité de Gorgova-Uzlina……223

Figure 101 : Panaches sédimentaires du Danube orientés vers le sud et collés à la côte - conformation spatiale très courante durant les mois d'hiver……224

Figure 102 : A - Faible expansion des panaches danubiens vers le large. B - Expansion notable des eaux turbides vers le large……226

Figure 103 : Distribution spatiale de la turbidité au sein de la sous-unité de Gorgova-Uzlina lors de l'été 2008……227

Figure 104 : A - Très faible turbidité aux embouchures et extension minimale des panaches sédimentaires au large - conformation spatiale courante vers la fin de l'été. B- Turbidité relativement élevée au niveau des embouchures lors de l'automne 2008……228

Figure 105 : Contribution du phytoplancton à la turbidité des eaux de la plaine deltaïque et de la zone côtière……230

Figure 106 : L'effet du vent sur la forme et l'orientation des panaches sédimentaires au large du delta du Danube……233

Figure 107 : Efficacité du rôle de "filtre" effectué par les macrophytes sur la sous-unité de Şontea-Furtuna……236

Figure 108 : Evolutions opposées de la turbidité entre la plaine deltaïque et la zone côtière….239

Figure 109 : Distribution spatiale de la turbidité et des macrophytes lors d'observations satellitaires au milieu de l'été de 2006, 2007, 2008 et 2009……242

Figure 110 : Exemples de blooms de phytoplancton observés sur le terrain en juillet 2008 et juillet 2009……243

Figure 111 : Evolutions spatiales rapides de la turbidité et de la productivité du phytoplancton lors d'une augmentation soudaine des niveaux du Danube à la fin de l'été……249

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Surfaces et populations des 19 territoires nationaux présents à l'intérieur du bassin du Danube……14

Tableau 2 : Date des niveaux maxima historiques du Danube à différentes localités……...24

Tableau 3 : Débits de pointe théoriques en fonction de différents périodes de retour……...26

Tableau 4 : Principaux étiages du Danube à Ceatal Izmaïl entre 1932 et 2008……...……29

Tableau 5 : Surfaces calculées pour les différentes portions de la plaine du delta du Danube……...66

Tableau 6 : Bilan des surfaces aménagées sur la plaine du delta du Danube en 1993 ……..105

Tableau 7 : Les bandes spectrales du capteur MERIS et ses applications……..143

Tableau 8 : Nombre de lacs retenus par sous-unité hydrographique après la délimitation des contours limitrophes……...……173

Remercieme- ts 1
Sommaire 3
I- troductio- gé- érale 5

PREMIÈRE PARTIE : LE GÉOSYSTÈME DELTAÏQUE 9
Chapitre I : Du cœur de l'Europe à la mer Noire 11
1. L'écouleme- t co- ti- e- tal du Da- ube 11
1.1. Co- texte hydrogéographique du bassi- da- ubie- 15
1.1.1. Secteurs du fleuve et co- tributio- s des afflue- ts 17
1.1.2. Régime fluvial 20
1.1.3. Évé- eme- ts extrêmes 23
1.2. Évolutio- de la qualité de l'eau du Da- ube 32
1.2.1. Co- sidératio- s historiques sur l'amé- ageme- t du fleuve 32
1.2.2. Moi- s de sédime- ts mais plus de - utrime- ts 40
2. U- réceptacle fragile - la mer Noire et so- secteur - ord-ouest 44
2.1. Écha- ges - aturelleme- t limités 46
2.2. Le secteur - ord-ouest et le problème de l'eutrophisatio- 50
2.2.1. Etat écologique actuel 55
Chapitre II : Le delta du Da- ube – u- espace u- ique e- co- sta- te mutatio- 57
1. Co- cepts et défi- itio- s 58
1.1. Structure et composa- tes morphologiques 61
2. Morphogé- èse et évolutio- s spatiales 67
2.1. Étapes du développeme- t de la plai- e du delta du Da- ube 69
2.2. Pri- cipales évolutio- s du rivage deltaïque depuis le XIXe siècle 74
2.2.1. Secteur de l'embouchure de Chilia 75
2.2.2. Secteur de l'embouchure de Suli- a 77
2.2.3. Secteur de l'embouchure de Sfâ- tu Gheorghe 81
2.3. Occupatio- humai- e et amé- ageme- ts réalisés sur la plai- e du delta du Da- ube 84
2.3.1. L'amé- ageme- t de la plai- e deltaïque jusqu'ava- t 1939 90
2.3.2. L'amé- ageme- t de la plai- e deltaïque dura- t le commu- isme 95
2.3.3. L'amé- ageme- t de la plai- e deltaïque après la chute du commu- isme 103
3. Co- figuratio- spatiale des écosystèmes du delta du Da- ube et les statuts de protectio- de l'e- viro- - eme- t 109
3.1. U- espace - aturelleme- t diversifié 109
3.2. Les statuts de protectio- de l'e- viro- - eme- t 112

DEUXIÈME PARTIE : DÉMARCHES MÉTHODOLOGIQUES 117
Chapitre III : Choix de l'approche, acquisitio- et structuratio- des do- - ées 119
1. État des co- - aissa- ces sur les eaux du delta du Da- ube 119
2. Les pote- tialités de la télédétectio- satellitaire appliquée à l'étude des eaux deltaïques et côtières 128
2.1. Pri- cipes de la télédétectio- optique appliquée à l'étude des eaux 132

3. Choix des do- - ées satellitaires e- fo- ctio- des spécificités de la zo- e d'étude 135
3.1. Découpage spatial 136
3.2. Etapes de l'acquisitio- de do- - ées satellitaires 139
3.2.1. Défi- itio- d'u- e première période d'étude e- fo- ctio- des fluctuatio- s du - iveau d'eau du Da- ube 140
3.2.2. Choix des capteurs satellitaires 142
3.2.3. Élargisseme- t de la période d'étude et du - ombre d'images satellitaires 150
3.2.4. Images satellitaires historiques 152
4. Acquisitio- de do- - ées - o- -satellitaires 153
4.1. Mise e- place d'u- e base de do- - ées hydrologiques et météo-océa- ographiques réce- te 153
4.1.1. Do- - ées hydrologiques 153
4.1.2. Do- - ées océa- ographiques et météorologiques 154
4.2. Missio- s sur le terrai- 156
4.2.1. Précisio- s méthodologiques 159
Mesures spectroradiométriques 159
Mesures physico-chimiques et distributio- spatiale des macrophytes 160
Chapitre IV : Traiteme- t numérique des images satellitaires et vérificatio- des résultats 163
1. Chaî- es de traiteme- ts appliquées aux images satellitaires 164
1.1. Images à moye- - e résolutio- spatiale (2006-2009) 164
1.2. Images à haute résolutio- spatiale (2006-2010) 166
1.2.1. Créatio- de référe- ces vectorielles pour la délimitatio- précise de l'espace aquatique 167
1.2.2. Estimatio- de la turbidité satellitaire 174
1.2.3. Détectio- et ide- tificatio- des macrophytes 181
1.3. Images historiques de la série La- dsat (1972-2003) 182
2. Validatio- des produits "turbidité" 183
2.1. Vérificatio- s po- ctuelles e- tre les estimatio- s satellitaires et les do- - ées i- situ 183
2.1.1. Vérificatio- des turbidités - I 184
2.1.2. Vérificatio- des turbidités - II 185
2.1.3. Vérificatio- des turbidités - III 188
2.2. Limites des vérificatio- s po- ctuelles 190
TROISIÈME PARTIE : DYNAMIQUE DES EAUX 195
Chapitre V : Mobilité historique 197
1. Evolutio- s et variabilité au sei- des sous-u- ités hydrologiques et sur la zo- e côtière 199
1.1. Sous-u- ité de Şo- tea-Furtu- a 199
1.2. Sous-u- ité de Gorgova-Uzli- a 204
1.3. Sous-u- ité de Matița-Merhei 208
1.4. Sous-u- ité de Roşu-Puiu 210
1.5. Zo- e côtière 213
2. Evolutio- s et te- da- ces gé- érales 216
Chapitre VI : Hétérogé- éité spatio-temporelle co- temporai- e 222
1. Variabilité saiso- - ière de la turbidité 222
2. Processus régulateurs 228
2.1. Phytopla- cto- 229
2.2. Ve- ts et vagues 231

2.3. Macrophytes aquatiques 235
3. Variabilité interannuelle 238
4. Considérations générales 243
Conclusion générale 245
Références Bibliographiques 251
Annexes 267
Table des figures 273
Table des tableaux 279
Table des matières 281

LES EAUX DU DELTA DU DANUBE : APPROCHE GÉOGRAPHIQUE PAR TÉLÉDÉTECTION SATELLITAIRE

Fábio Nór Güttler

Résumé

Classiquement étudié par différentes disciplines scientifiques, le domaine de l'eau est au cœur des préoccupations environnementales contemporaines. En Europe, l'évaluation et le suivi de l'état écologique des "masses d'eau" sont désormais exigés par la législation communautaire, la directive cadre sur l'eau (DCE - 2000/60/CE) fixant des objectifs pour leur préservation ou leur restauration le cas échéant. Dans ce contexte, des expériences d'utilisation de l'imagerie satellitaire en appui au suivi écologique des eaux se sont succédées en Europe, notamment pour les masses d'eau côtières et pour les grands lacs. Malgré cela, la précision spatiale de l'imagerie utilisée pour ce type de suivi ne permet pas l'observation fine de secteurs littoraux très proches de la côte ou de lacs avec une surface réduite (par ex. inférieure à 5 km^2). Pour ces espaces aquatiques particuliers, pourtant très nombreux, l'utilisation de la télédétection satellitaire est moins sollicitée.

Cette recherche doctorale a été réalisée sur une zone littorale réunissant plusieurs de ces espaces aquatiques peu investigués par la télédétection satellitaire. Situé à la frontière orientale de l'Europe et à distance égale du pôle nord et de la ligne de l'équateur, le delta du Danube, en tant qu'espace naturel remarquable, bénéficie de différents statuts de protection (réserve de biosphère, site RAMSAR, patrimoine mondial naturel de l'UNESCO). Ceux-ci s'expliquent en grande partie par la forte diversité d'espaces aquatiques aussi bien sur la plaine deltaïque que sur la zone côtière adjacente (bras de fleuve, chenaux, lacs, baies, golfes, marais, îles-barrières). Ce continuum hétérogène, constituant l'hydrosystème du delta du Danube, et son prolongement en mer côtière, sont l'objet principal de ce doctorat. La notion d'échelle occupe une place centrale dans notre démarche d'analyse puisque l'on est à l'intersection de deux grands systèmes (le bassin versant du Danube et la mer Noire) dont les étendues sont de deux ordres de grandeurs plus vastes que celle du delta ; la dimension temporelle est aussi fondamentale dans la mesure où les processus de morphogénèse et de remaniement (naturels et anthropiques) se font fortement ressentir et se traduisent par une mobilité importante des formes de relief ainsi que des éléments de l'hydrographie deltaïque. Au delà des évolutions sur le moyen et long terme, la variabilité spatio-temporelle contemporaine des eaux au pas de temps intra-annuel (saisonnier et intra-saisonnier), jusque-là peu étudiée, a également été appréhendée dans cette thèse.

Par son côté exploratoire, la mise en place d'une chaîne de traitements d'images satellitaires adaptée à l'étude des eaux deltaïques représente, en soi, l'objectif méthodologique principal de ce doctorat. Dans cette voie, différents lots d'images ont été mobilisés : en fonction des fluctuations du niveau d'eau du Danube, nous avons retenu la période 2006-2009, étudiée à travers un total de 85 images satellitaires, dont 52 à moyenne résolution spatiale (MERIS) et 33 à haute résolution spatiale (ALOS AVNIR-2, SPOT HRVIR, Landsat TM et ETM+) ; à ce premier lot s'ajoute une soixantaine de prises de vue "historiques" couvrant la période comprise entre 1972 et 2005 (capteurs de la série Landsat MSS, TM et ETM+), ainsi que, pour la période plus récente, cinq images Landsat TM de 2010 et 2011. Trois procédés distincts mais complémentaires ont été mis en œuvre pour traiter cet ensemble hétérogène d'images. L'analyse intégrée des résultats obtenus avec des données hydrologiques et météo-océanographiques nous a permis d'apporter des nouveaux éléments de compréhension sur le fonctionnement actuel et passé du delta du Danube.

Mots-clés : Delta du Danube, Mer Noire, Télédétection satellitaire, Système d'Information Géographique, Analyse spatiale, Hydrosystème, Turbidité, Phytoplancton, Macrophytes.