## PARTIE IV Littoral

## 18

# Caractérisation du panache turbide d'un fleuve en zone intertropicale à l'aide d'une image HRV de SPOT : cas du Bandama en Côte-d'Ivoire

KOUADIO AFFIAN <sup>1</sup>, PATRICE JOURDA <sup>1</sup>, KOUAME AKA <sup>1</sup> et JACQUES ABE <sup>2</sup>

- Faculté des sciences et techniques (FAST), Département des sciences de la terre, Université nationale de Côte-d'Ivoire, 22 B.P. 582, Abidjan 22, Côte-d'Ivoire; téléphone : +225 44-90-00; télécopieur : +225 44 -04-12; télex : rectuci 26138;
- <sup>2</sup> Centre de recherches océanologiques (CRO), 01 B.P. V18, Abidjan, Côte-d'Ivoire; téléphone: +225 35-50-14; télécopieur: +225 24-65-04; télex: 214235

#### Résumé

L'analyse du panache turbide de l'embouchure du Bandama par le biais d'une image satellitaire HRV de SPOT, prise le 11 décembre 1986, a permis de montrer que le canal XS2 est adapté à l'étude des matières en suspension. La géométrie du panache montre que les matières détritiques en provenance du Bandama sont reprises au niveau du plateau continental par un courant de surface (courant de Guinée) et déportées vers l'est. La structuration du panache met en évidence sa subdivision en quatre zones ayant des valeurs radiométriques caractéristiques. Ces zones ont été mises en relation avec les marées basses antérieures à la prise de l'image, ce qui prouve que la répartition des sédiments en suspension sur le plateau se fait suivant un mécanisme de pulsation en relation avec la marée. Nous avons donc pu remonter à des suspensions qui ont pu être expulsées 48 heures environ avant la prise de l'image.

#### 1. Introduction

Le Bandama est l'un des quatre grands fleuves qui traversent la Côte-d'Ivoire du nord au sud. Il draine le plus grand bassin versant du pays (97 500 km²) et constitue par ailleurs l'une des plus importantes sources d'apport en sédiments détritiques à la mer (788 600 t/an) (MONET, 1972). Son embouchure se situe à 90 km à l'ouest d'Abidjan (fig. 1).

Le Bandama a un régime tropical de transition à crue unique (août-octobre) qui se caractérise par son irrégularité accentuée par une grande variabilité interannuelle.

L'intégration des débits mensuels de la période 1980-1987 donne un débit mensuel moyen compris entre 66 et 298 m³/s. Les minima des débits mensuels varient entre 3 et 141 m³/s tandis que les maxima sont compris entre 224 et 844 m³/s.

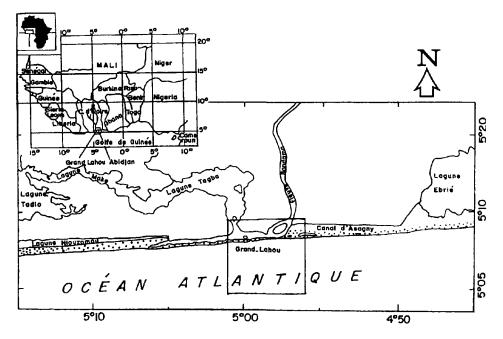


Figure 1. Situation de la zone d'étude

#### 1.1. Paramètres océaniques

Sur les côtes ivoiriennes, la marée est de type semi-diurne avec un marnage très faible (1,5 m). À l'embouchure du Bandama, le marnage ne dépasse guère 1 m. La houle d'amplitude moyenne, dans l'ensemble, est inférieure à 2 m avec des périodes de forte agitation en mai-juin-juillet. Elle attaque la côte avec un angle d'environ 24°. La courantologie sur le plateau continental se résume au courant de Guinée, qui porte d'ouest en est (0,3 à 1,1 m/s) sur une tranche de 20 à 50 m et son sous-courant plus faible d'une vitesse comprise entre 0,3 et 0,7 m/s orienté vers l'ouest (MARTIN, 1973).

#### 1.2. Données relatives à l'image satellitaire

L'image HRV de SPOT étudiée a été prise le 11 décembre 1986 à 10 h 53, c'est-à-dire globalement après les périodes de crue situées dans le mois de novembre. La prise de vue a été effectuée lors d'une période de mi-marée montante (basse mer : 8 h 06; haute mer : 14 h 15) (fig. 2).

Les trois canaux de cette image sont le canal XS1 (500-590 nm), le canal XS2 (610-680 nm) et le canal XS3 (790-890 nm). Cette image numérique est du niveau de prétraitement 1B, ce qui suppose une première correction géométrique et radiométrique effectuée par SPOT Image.

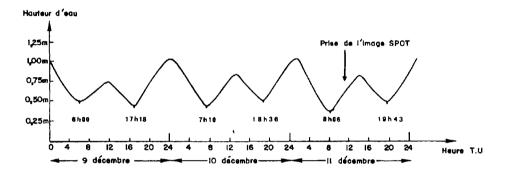


Figure 2. Position de l'image HRV par rapport à la courbe marégraphique journalière du 11 décembre 1986

#### 2. Méthodologie

L'image numérique a été analysée avec un logiciel de traitement d'image EASI/PACE de l'entreprise PCI. Une fenêtre de 512 x 512, centrée sur l'embouchure du fleuve, a été retenue. Le niveau de prétraitement 1B ne permettant pas de placer chaque pixel dans un référentiel donné, nous avons procédé à une seconde correction géométrique de l'image en utilisant des points d'appui à partir d'une carte topographique au 1: 50 000. Nous aboutissons à une précision de l'ordre du pixel.

Nous avons par ailleurs procédé à une étude de la distribution statistique des valeurs radiométriques des trois canaux et la comparaison des profils radiométriques pour sélectionner les canaux adéquats pour l'étude des panaches turbides.

Nous nous sommes enfin attachés à la définition de la géométrie du panache turbide et de sa structure afin de mettre en évidence la direction du courant de surface décrite à partir d'autres méthodes.

#### 3. Comparaison des données radiométriques des trois canaux

Les valeurs radiométriques (N) données par l'image HRV sont traduites par la formule suivante :

$$N(k) = A(k) \cdot L(k)$$

où N(k) = valeur radiométrique issue de la bande spectrale k (XS1, XS2, XS3);

A = coefficient liant la luminance équivalente SPOT avec la valeur numérique N;

L = luminance de l'atmosphère (CNES-SPOT IMAGE, 1986).

#### 4. Distribution statistique

La distribution des données numériques des trois canaux a été traduite sous forme d'histogramme. Les paramètres tels que le nombre total de pixels pris en compte, la moyenne, la médiane et l'écart-type sont présentés sur la figure 3. Le faible contraste de l'image est traduit au sein des trois canaux par le regroupement des valeurs radiométriques autour de la moyenne. Les valeurs radiométriques du canal XS2 sont plus élevées que celles des deux autres canaux; la valeur de XS2 varie de 48 à 60 tandis que celles de XS1 et XS3 varient respectivement de 16 à 32 et de 32 à 48.

Compte tenu de la faiblesse des valeurs radiométriques de XS1, probablement due à la couleur des particules en suspension dont les réflectances sont mesurées, nous nous sommes abstenus d'utiliser ce canal pour l'étude du panache. Par ailleurs, la faible réflectance et la forte absorption de XS3 dans l'eau de façon générale (FROIDEFOND et al., 1991), nous ont conduits à n'utiliser que XS2 qui, en plus, est adapté pour l'étude des matières en suspension (MOREL and PRIEUR, 1977; ROBINSON, 1985; FROIDEFOND et al., 1991).

#### 5. Caractéristiques du panache

#### 5.1. Géométrie du panache

Afin d'améliorer le rendu visuel du panache, nous avons appliqué dans un premier temps un filtre médian et un rehaussement (étalement linéaire) au canal XS2. Le panache qui déborde vers l'ouest de l'embouchure, apparaît comme un lobe orienté vers l'est (fig. 4). Ce débordement du panache vers l'ouest doit être lié à l'hydrodynamique de l'eau fluviatile qui, une fois arrivée dans le milieu ouvert qu'est le plateau continental, aura tendance à se répandre dans toutes les directions avant d'être reprise par le courant de surface. L'orientation générale du lobe décrit par le panache serait la résultante du courant de jusant qui expulse le matériel détritique en mer et le courant de Guinée qui porte vers l'est. Tout ce processus se passe tel qu'indiqué à la figure 5. Le deuxième niveau d'appréciation a été de cerner le contour du panache du point de vue des valeurs radiométriques. Ainsi, ont été réalisées des coupes radiométriques N-S (fig. 6) positionnées sur la figure 5. À cette occasion, le canal XS2 a été multiplié par deux pour accroître l'échelle de variation des valeurs radiométriques. La limite entre le panache et l'eau de mer est marquée par un brusque décalage au niveau de l'histogramme. La jonction de tous ces niveaux repères permet de définir le contour du panache.

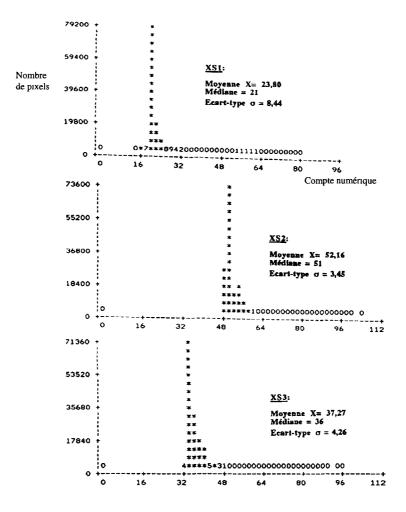


Figure 3. Distribution statistique des trois canaux d'une image HRV (fenêtre de 512 x 512)

#### 5.2. Structure du panache

La structuration du panache se traduit par la répartition des niveaux de gris en son sein; en effet, de l'embouchure vers le large, on note quatre zones aux teintes de gris différentes et qui épousent la forme du lobe décrit par le panache. Les coupes radiométriques confirment cette structuration. En effet, les cinq profils réalisés (fig. 6) présentent des segments homogènes. Ainsi, sur le profil 1, localisé à l'extérieur du panache (fig. 6a), on n'observe aucun segment homogène. Sur le profil 2, localisé juste à la sortie du panache (fig. 6b), on observe deux parties : une partie «a» traduisant le panache et une seconde partie qui indique la mer sans les suspensions. Sur le profil 3 (fig. 6c), on note au sein du panache deux segments «a» et «b». Les profils 4 et 5 (fig. 6d et 6e) présentent respectivement 3 et 4 segments homogènes notés «a», «b», «c» et «a», «b», «c», «d». Ces différents segments



**Figure 4.** Image HRV (canal XS2) du 11 décembre 1986 rehaussée (étalement linéaire) et filtrée (filtre 3 x 3) montrant l'organisation interne du panache du Bandama

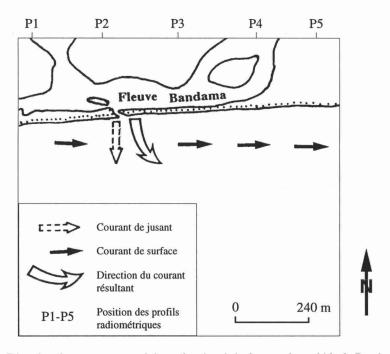


Figure 5. Direction des courants suggérée par la géométrie du panache turbide du Bandama

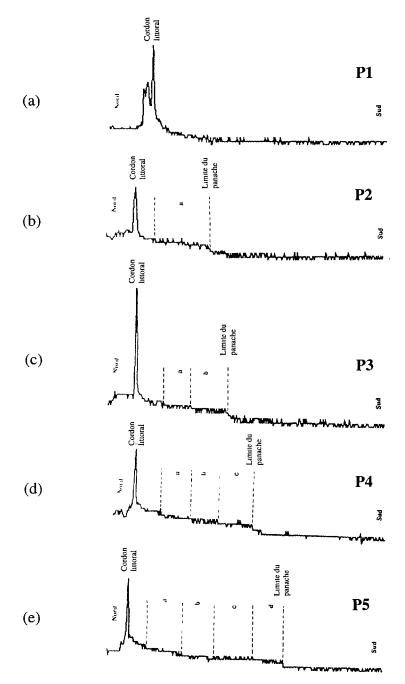


Figure 6. Profils radiométriques (P1-P5); le segment «a» du profil 2 permettant de distinguer le panache turbide de l'eau marine dépourvue de matières en suspension; les segments homogènes notés «a», «b», «c», «d» des profils 3, 4, 5 étant en relation avec différentes concentrations en sédiments

traduisent des zones aux caractéristiques radiométriques identiques (fig. 7). Des prélèvements, non synchrones à la prise de l'image HRV, effectués par AKA (1991) présentent des teneurs de sédiments en suspension dont la concentration décroît de l'embouchure vers le large, en passant de 6,13 mg/l à 0,43 mg/l (AKA, 1991). Selon cet auteur, les matières solides sont constituées d'argile, de quartz, de gypse, de feldspath, pour la partie inorganique, et de tintinidés, de ptéropodes, de diatomées, de foraminifères, de radiolaires, de péridiniens et d'ostracodes pour la partie organique.

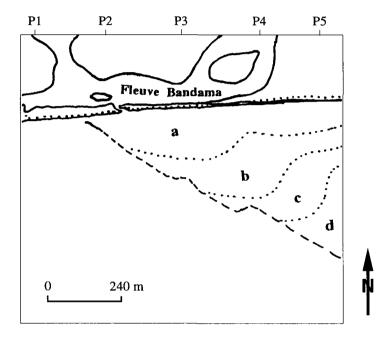


Figure 7. Structure du panache turbide; P1-P5 indiquant la position respective des profils radiométriques; «a», «b», «c», «d» indiquant la limite des subdivisions du panache turbide du Bandama en relation avec les marées basses successives

#### 5.3. Chronologie du panache

La répartition du panache, suivant des aires géographiques bien précises, doit être liée à un phénomène périodique. La bathymétrie de la zone étant régulière et les sédiments de fond homogènes (sable moyen à très fin) (MARTIN, 1973), cette répartition ne peut être rapportée à des irrégularités du fond de la mer. Nous l'avons donc mise en relation avec la marée, comme l'avaient déjà signalé FROIDEFOND et al. (1991) pour le panache turbide de la Gironde, en France. La marée est semi-diurne sur la côte ivoirienne; l'on observe par conséquent une marée basse toutes les 12 h 30 min au cours de laquelle, le fleuve expulse les sédiments sur le plateau continental. La concentration des sédiments en

suspension décroissant de l'embouchure vers le large, les valeurs de réflectance qui lui sont associées varieront également de la côte vers le large mais aussi en fonction de l'heure de leur mise en place. Sur cette base, l'on pourrait dire que la subdivision notée «a» sur le profil 2 et qui s'observe juste à la sortie du Bandama (fig. 6a), s'est mise en place deux heures avant la prise de l'image, soit le 11 décembre à 8 h 06. Les deux segments baptisés «b» et «c» seraient en relation avec les deux autres marées basses antérieures, c'est-à-dire celles du 10 décembre à 18 h 36 et 7 h 10, et enfin le segment «d», serait lié à la marée basse du 9 décembre à 17 h 19, conformément aux données de l'annuaire marégraphique de 1986. Sur les plates-formes continentales (CASTAING, 1981), les effets des courants de marée sont souvent masqués par les courants généraux et les courants de dérive dus aux vents. Le panache qui arrive en mer en faveur des marées basses se met en place par conséquent sous le contrôle des courants de marée, des courants généraux et du vent.

#### 6. Conclusion

Le traitement des données HRV centrées sur l'embouchure du Bandama par télédétection satellitaire a permis de montrer que le canal XS2 est adapté pour l'étude qualitative des sédiments en suspension. Les rehaussements, filtrages et profils radiométriques N-S, réalisés sur ce canal, ont permis de mettre en évidence la géométrie du panache dont l'orientation est sous la double dépendance des courants de jusant et des courants de surface du plateau continental. La structuration du panache met en évidence quatre générations de suspension en relation avec les marées basses antérieures à la prise de l'image.

#### 7. Références

- AKA, K. 1991. Sédimentation quaternaire sur la marge de Côte d'Ivoire : essais de modélisation. Thèse de doctorat, nº 146, Université nationale de Côte-d'Ivoire, 233 p.
- CASTAING, P. 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes : cas de la Gironde. Thèse de doctorat, nº 701, Université de Bordeaux 1, 530 p.
- CNES-SPOT IMAGE 1986. Manuel de l'utilisateur des données SPOT. SPOT Image, Toulouse, vol. 1-2.
- FROIDEFOND, J. M., CASTAING, P., MIRMAND, M. and RUCH, P. 1991. Analysis of the turbid plume of the Gironde (France) based on SPOT radiometric data. Remote Sensing of Environment, vol. 36, p. 149-163.
- MARTIN, L. 1973. Morphologie, sédimentologie et paléogéographie au Quaternaire récent du plateau continental ivoirien. Thèse de doctorat, Université Paris VI, 340 p.
- MONET, C. 1972. Contribution à l'étude de la dynamique et de la nature des suspensions d'un fleuve intertropical, le Bandama, Côte d'Ivoire : évolution chimique des eaux de son estuaire. Thèse de doctorat, Université de Nice, 427 p.
- MOREL, A. and PRIEUR, L. 1977. Analysis of variations in ocean color. Limnologie Océanographie, vol. 22, nº 4, p. 709-722.
- ROBINSON, I. S. 1985. Satellite oceanography: an introduction for oceanographers and remote sensing scientists. Ellis Horwood, 455 p.

## 19

## Étude par télédétection des paramètres physiques au parc national de l'Ichkeul (Tunisie)

MOHAMED RACHED BOUSSEMA <sup>1</sup>, MOHAMED FADHEL MEGDICHE <sup>1</sup> SAMIRA RAÏS <sup>2</sup> et RÉGIS CALOZ <sup>3</sup>

- Laboratoire de télédétection et systèmes d'information à référence spatiale, École nationale d'ingénieurs de Tunis, B.P. 37, 1002 Tunis-Belvedère, Tunisie; téléphone : +216 (1) 514-700; télécopieur : +216 (1) 510-729
- <sup>2</sup> Laboratoire d'hydraulique, École nationale d'ingénieurs de Tunis, B.P. 37, 1002 Tunis-Belvedère, Tunisie; téléphone: +216 (1) 514-700; télécopieur: +216 (1) 510-729
- <sup>3</sup> SIRS, Département de génie rural, École polytechnique fédérale de Lausanne, CH-1015 Lausanne, Suisse; téléphone: +41 (21) 693-57-82; télécopieur: +41 (21) 693-57-90

#### Résumé

Ce travail constitue une contribution à l'étude, par télédétection, de quelques paramètres physiques du parc national de l'Ichkeul. Il s'intéresse à la description du lac de l'Ichkeul et des zones limitrophes, dont certaines sont caractérisées par une forte dégradation. Les données-images utilisées se composent d'une image MSS de Landsat de 1977, d'une image HRV de SPOT de 1988 et d'une image TM de Landsat de 1989. La numérisation de la carte topographique au 1: 25 000 a permis l'obtention d'un modèle numérique de terrain et des cartes dérivées des pentes et des orientations. L'occupation du sol a été établie au moyen d'une classification dirigée des images. Certaines caractéristiques morphométriques du lac ont été étudiées à savoir la détermination de sa ligne de rivage instantanée, la mesure de sa surface et de son périmètre. L'évolution nette du lac a ainsi été mise en évidence, surtout la diminution des apports des oueds en eau douce et en matériel solide. La méthode utilisée montre l'apport de la télédétection dans le suivi des écosystèmes des parcs comme ceux de l'Ichkeul.

#### 1. Introduction

Le présent article s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche partagée de l'AUPELF-UREF intitulé «apport de la télédétection à l'étude du bassin versant du système lacustre de Bizerte - hydrodynamique des lacs». De par la diversité de ses biotopes (montagne, lac et marais), le parc national de l'Ichkeul est d'une richesse exceptionnelle en faune et en flore sauvages (ENNABLI et KALLEL, 1990). C'est ainsi que ce parc est aujourd'hui inscrit sur trois listes internationales, à savoir : la Convention relative aux zones humides d'importance internationale particulièrement comme réserve ornithologique (ou Convention Ramsar), la Convention pour la protection du patrimoine mondial, culturel et naturel, et le Réseau des réserves de la biosphère de l'UNESCO.

Compte tenu de la problématique de l'écosystème des lacs de l'Ichkeul et de Bizerte, engendrée par le déficit hydrique causé par les aménagements programmés par le Plan directeur des eaux du Nord, plusieurs organismes nationaux et internationaux ont envisagé d'effectuer une étude sur le parc national de l'Ichkeul en vue d'évaluer sa situation écologique actuelle et de déterminer les mesures à prendre pour sa sauvegarde et sa mise en valeur.

Ainsi, cette étude préliminaire a pour objectif général l'évaluation des potentialités de la télédétection dans le suivi de l'écosystème du parc national de l'Ichkeul et la contribution à l'élaboration d'un système d'information géographique (SIG) relatif à cette région. Plus particulièrement, l'étude vise la cartographie de la dynamique de l'environnement, l'inventaire des aspects statiques et des changements survenus dans le milieu physique par l'activité humaine ou par la nature, causant la dégradation du parc.

#### 2. Description du site

Le parc national de l'Ichkeul est situé à l'extrême nord de la Tunisie et il s'étend entre 9°35' et 9°45' de longitude ouest et 46° à 50°15' de latitude nord. Il comprend le jebel Ichkeul (508 m d'altidude), le lac et des marais. Le lac draine un bassin versant d'une superficie de 2 080 km² (en gris sur la figure 1). Il constitue une vaste dépression en communication avec le lac de Bizerte auquel il est relié par l'oued Tinja. Sa superficie varie de 78 à 90 km² (ENNABLI et KALLEL, 1990).

Les principaux cours d'eau qui se déversent dans ce lac sont les oueds Sejnane, Joumine, Tine, Ghezala, Melah, Douimis et Tinja.

La zone de l'Ichkeul connaît un climat méditerranéen humide, caractérisé par une grande variabilité des précipitations, des vents et des températures. Ce climat conditionne fortement l'état de l'écosystème du parc. Les moyennes pluviométriques annuelles sont variables dans le temps et dans l'espace. Elles dépendent de l'altitude et varient entre 500 mm, dans les plaines, et 900 mm, sur les hauteurs. Sur les reliefs de l'ouest, elles sont importantes : de l'ordre de 600 mm/an. La quasi-totalité des pluies annuelles (environ 96 %) s'étale sur la saison fraîche (de septembre à mai). Le maximum de pluviométrie est généralement observé au cours des mois de décembre, janvier et février. Les trois mois restants de l'année sont caractérisés par un climat très sec. Par ailleurs, et généralement en automne, les pluies ont un caractère torrentiel typique du climat méditérranéen et ont des conséquences géomorphologiques sur des terrains exposés à l'érosion (MATHLOUTHI, 1985).

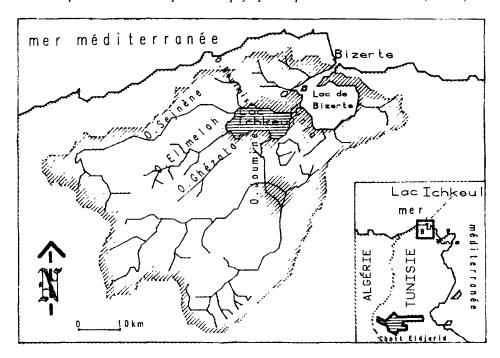


Figure 1. Localisation géographique

Pendant les saisons fraîches, les vents dominants, soufflant surtout du nord-ouest, sont généralement forts et souvent générateurs de pluies, tandis que, dans la période estivale, les vents soufflent surtout de l'est et du sud. Les vents provoquent une forte agitation de l'eau, accompagnée d'une remise en suspension des sédiments.

Au cours de l'année, la région du système lacustre de Bizerte bénéficie d'un régime thermique modéré grâce aux influences maritimes. Cependant, de grandes variabilités saisonnière et journalière s'observent d'une saison à une autre comme pour le régime pluviométrique. À l'opposé des précipitations et pendant la saison chaude (de mai à septembre), les températures atteignent les valeurs les plus importantes, ce phénomène accentue l'évaporation et favorise la déflation sous l'action des vents, surtout à l'est, en raison de l'ensablement de la région. Dans cette période, le mois d'août reste le plus chaud de l'année. Pendant la saison fraîche, les variations journalières de la température sont parfois importantes, elles peuvent aller du simple au double. Les températures basses sont plus fréquentes et plus accusées dans les reliefs, ce qui doit favoriser parfois le phénomène de gélification. Le minimum absolu enregistré (1965-1982) dans la station de Bizerte-Sidi Ahmed, au mois de février, est de -4,2 °C (MATHLOUTHI, 1985).

L'abondance de l'eau (mer, lac de Bizerte, lac de l'Ichkeul, oueds, marécages et végétation) favorise le phénomène de l'évaporation, particulièrement pendant l'été quand l'intensité de l'éclairement et de l'insolation est à son maximum. Ce phénomène est à l'origine de l'assèchement des marécages et de l'abaissement du niveau du lac de l'Ichkeul qui tend à être compensé par l'intrusion de l'eau salée du lac de Bizerte.

#### 3. Données et méthodes de traitement

Pour effectuer cette étude, une image TM de Landsat du 29 octobre 1989, une image MSS de Landsat du 26 janvier 1977 et une image HRV de SPOT du 5 mai 1988 ont été utilisées. La zone est couverte par une carte topographique au 1: 25 000 datant de 1981.

Le traitement des images satellitaires a été effectué à l'aide du logiciel IDRISI, tandis que la numérisation des cartes a été réalisée en utilisant le logiciel ARC/INFO.

La méthodologie adoptée est présentée schématiquement par l'organigramme de la figure 2.

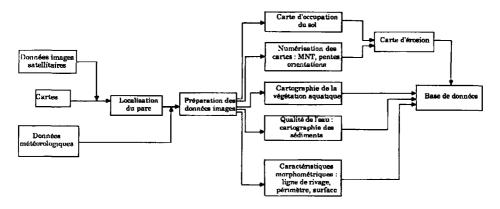


Figure 2. Méthodologie adoptée

Une fenêtre relative à la zone d'étude a été extraite et appliquée à toutes les scènes disponibles. Des corrections géométriques par la méthode polynomiale, utilisant cinq points d'appui, ont été effectuées sur les différentes images obtenues afin de les rendre superposables entre elles ainsi qu'aux cartes existantes.

#### 4. Résultats

#### 4.1. Carte d'occupation du sol

Pour l'étude de l'occupation du sol, une classification dirigée, basée sur la méthode du maximum de vraisemblance, a été effectuée sur les images multibandes à des dates différentes (fig. 19-3, voir cahier couleur).

Le résultat obtenu sur l'image de janvier 1977 (fig. 19-3a, voir cahier couleur) est surtout caractérisé par la présence de poches d'eau turbide (couleur jaune) au niveau de l'embouchure des oueds Sejnene et Melah. La même couleur se retrouve au niveau de l'oued Tinja, assurant la liaison avec le lac de Bizerte. Trois autres classes correspondent à la présence de végétation aquatique qui, selon OUAKAD (1982), sont : Salicornia marsh (en bleu foncé), Ampelodesma mauritanica (en magenta) et Potammogeton pectinatus (en brun). Sur l'image de mai 1988 (fig. 19-3b, voir cahier couleur), nous constatons la

disparition des poches d'eau turbide et l'apparition de *Scirpus marsh* (en magenta et brun) et de phragmites (en vert moyen). Sur l'image d'octobre 1989 (fig. 19-3c, voir cahier couleur), on voit les extensions des classes correspondant au *Potammogeton* (en magenta) et l'*Ampelodesma* (en vert moyen).

#### 4.2. Numérisation des cartes

La numérisation des cartes au 1: 25 000, couvrant la zone d'étude, a été réalisée. Ainsi, selon le schéma classique de saisie de données pour un SIG, plusieurs couvertures ont été réalisées comportant : les courbes de niveau, le réseau hydrographique et les limites du lac Ichkeul en 1981. Les différentes couvertures d'une même entité ont été assemblées par la suite. Après transformation du plan des courbes de niveau en coordonnées Lambert, le module SEM (Structured Elevation Model) d'ARC/INFO a permis de créer le modèle numérique de terrain (MNT), les cartes de pente, d'orientation des pentes et des superpositions des différentes couvertures avec le MNT.

#### 4.3. Étude de caractéristiques morphométriques

L'exploitation des images MSS, TM et HRV, corrigées géométriquement, a permis d'obtenir la ligne de rivage instantanée. Le canal proche infrarouge a fourni le meilleur seuil dichotomique entre eau et terre émergée. Pour un bon seuillage, il faut éviter la confusion entre la terre émergée et l'eau très turbide. La différence de nature physique entre les eaux même turbides et la terre émergée même humide doit se traduire par une discontinuité sur le transect radiométrique (PESTRE et VERGER, 1980). L'analyse des histogrammes des différentes images a pu identifier quatre populations : eau du lac, terre émergée, eau turbide, mélange terre émergée-eau turbide. Le centre de la classe, correspondant à la discontinuité des propriétés radiométriques, a été choisi comme seuil pour la mise en évidence de la ligne de rivage. Celle-ci a été ainsi déterminée pour les trois images et a permis de déterminer, par la suite, l'aire et le périmètre du lac aux différentes dates (tab. 1).

MSS de Landsat (26-01-1977) HRV de SPOT (05-05-1988) (29-10-1989)

Périmètre (km) 92,45 79,51 65,32

103,40

73,84

Tableau 1. Périmètre et superficie du lac de l'Ichkeul à différentes dates

107,16

#### 5. Discussion

Superficie (km<sup>2</sup>)

L'un des problèmes les plus persistants en télédétection, au niveau des solides en suspension dans l'eau, est la difficulté de discriminer entre les effets de la turbidité et les algues. Plusieurs indices de végétation ont été essayés, ce sont les classifications qui ont donné les résultats les plus significatifs et qui confirment certains travaux antérieurs (MATHLOUTHI, 1985; OUAKAD, 1982). Pendant les périodes de prises de vues, soit

l'automne (TM: 29 octobre 1989) et le printemps (HRV: 5 mai 1988), l'évaporation est relativement importante (DJEBBI, 1993) et l'activité chlorophyllienne se trouve masquée par cet effet. La teneur en eau de la végétation aquatique vient de son côté amplifier ce phénomène. Ainsi, le comportement spectral de cette végétation et celui de l'eau du lac se confondent. Cela explique l'échec de l'application des différents indices de végétation rencontrés dans la littérature.

Les différents résultats obtenus ont permis d'effectuer une étude d'évolution. Sur l'image de 1977 (fig. 19-3a, voir cahier couleur), avant le début de construction des barrages prévus sur les six oueds, et en particulier celui de Joumine, on met en évidence l'apport d'eau douce et d'eau turbide rentrant dans le lac. Ces apports sont beaucoup moins évidents sur les images de 1988 et de 1989 (fig. 19-3b et 19-3c, voir cahier couleur). Peuton ainsi confirmer que, jusqu'à 1985, date de mise en service du barrage de Joumine, les apports sédimentaires ont assuré un flux de matières qui a permis à l'écosystème «lac de l'Ichkeul et de ses marais—lac de Bizerte» de se développer et de se maintenir en équilibre? De plus, la turbidité pourrait être utilisée comme traceur naturel de la circulation des masses d'eau dans le lac (fig. 19-3a, voir cahier couleur). L'emploi et la validation des modèles numériques de la dynamique sédimentaire et des courants d'eau peuvent ainsi être facilités.

#### 6. Conclusion

Ce travail présente des résultats préliminaires d'une méthodologie développée pour le suivi, à l'aide d'images satellitaires et de données cartographiques, de quelques paramètres physiques décrivant l'écosystème du lac de l'Ichkeul. L'accent a été mis surtout sur la problématique de l'utilisation de la télédétection pour l'étude d'un tel milieu. Plusieurs problèmes restent à résoudre. Il y a d'abord la nécessité de calibrer les données par la recherche d'un repère disposant d'informations sûres et connues. Ensuite, la tendance à la baisse de la superficie du lac est à confirmer. On cherchera par la suite à étudier l'apport des oueds et l'impact des barrages construits sur le lac.

#### 7. Remerciements

Cette étude est rendue possible grâce à une subvention de l'AUPELF-UREF dans le cadre d'un projet de recherche partagée entre l'École nationale d'ingénieurs de Tunis et l'École polytechnique fédérale de Lausanne.

#### 8. Références

DJEBBI, M. 1993. Étude hydrodynamique et écologique du lac Ichkeul (Partie hydrodynamique). Mémoire de DEA, École nationale d'ingénieurs de Tunis, 133 p.

ENNABLI, M. et KALLEL, M. R. 1990. Caractérisation hydrologique et hydrogéologique du bassin versant de l'Ichkeul. Séminaire international sur la sauvegarde du parc national de l'Ichkeul, Rapport introductif, commission 1, Tunis, 16-18 février, 8 p.

- Étude par télédétection des paramètres physiques au parc national de l'Ichkeul (Tunisie)
- MATHLOUTHI, S. 1985. Étude géomorphologique des environs du système lacustre de Bizerte. Thèse de doctorat de spécialité, Faculté des lettres, Tunis, 287 p.
- OUAKAD, M. 1982. Évolution sédimentologique et caractères géochimiques des dépôts récents de la Garaet el Ichkeul. Thèse de doctorat de spécialité, Perpignan, 165 p.
- PESTRE, C. et VERGER, F. 1980. Géomorphologie de la baie du Mont-Saint-Michel par télédétection des lignes de rivage instantanées. Annales des Mines, avril-mai 1980, p. 175-181.

## 20

### Évolution morphodynamique et suivi par télédétection de l'embouchure du fleuve Sénégal

#### ALIQUNE KANE

Département de géographie, Faculté des lettres et sciences humaines, Université Cheikh Anta Diop, Dakar-Fann, Sénégal; téléphone : +221 24-63-70, télécopieur : +221 25-49-77, télex : 51-262 UNIV-DAK

#### Résumé

Deux images HRV de SPOT sont utilisées pour suivre le cheminement des eaux d'origine continentale et leur charge sédimentaire, la mobilité et les modifications géomorphologiques de l'embouchure, après l'édification du barrage de Diama, 54 km plus en amont. Les traitements numériques réalisés sur l'image du 01-10-1986 au cours du maximum de la crue annuelle mettent en évidence un panache turbide très développé au large de l'embouchure et la dynamique des eaux dans le chenal fluvial et dans la zone littorale. Sept classes d'eau sont obtenues en fonction des niveaux de gris dans les trois canaux du HRV et des signatures spectrales sont générées avec une bonne séparabilité. À partir du canal XS3 (0,79-0,90 µm: proche infrarouge) fortement absorbé par l'eau, un masque est créé pour tout ce qui est continent. Une classification par le maximum de vraisemblance, une table de pseudo-couleurs et un filtre sont ensuite appliqués aux eaux. Les concentrations des différentes classes d'eau sont extrapolées à partir des mesures effectuées à Saint-Louis en 1981 et 1982, et à Diama en 1989, 1990, 1991 et 1992. L'image en date du 26-11-1990, à la fin de la saison des hautes eaux, montre la prédominance de la dynamique marine et la présence de barres d'avant-côte témoigne de la faiblesse des débits liquides et des apports terrigènes. La comparaison des deux images montre des modifications importantes, notamment l'allongement de la Langue de Barbarie avec l'apparition de nombreuses zones de flexion et la fermeture progressive de la lagune de Mboumbaye. L'écodynamique révèle la faiblesse des débits fluviaux et une relative stabilisation de la Langue de Barbarie. L'embouchure a atteint sa limite maximale de progression sans que l'on ne puisse prévoir de rupture prochaine du cordon dunaire.

#### 1. Introduction

Le bassin du Sénégal s'étend entre 10°30' et 17°30' de latitude Nord sur environ 289 000 km². À partir de Rosso (fig. 1), à 165 km de l'embouchure, la géomorphologie du cours inférieur est celle d'un delta dont les défluents ont été, à l'Holocène, recapturés par le cours principal brusquement détourné vers le sud. Ainsi, dans l'ultime partie de son cours, le Sénégal abandonne la direction E-O pour obliquer vers le sud et longer la mer en s'en rapprochant progressivement. Au niveau et en aval de la ville de Saint-Louis, le fleuve n'est plus séparé de l'océan que par un unique et mince cordon sableux, de largeur décroissante du nord au sud, la Langue de Barbarie, et son embouchure se déplace constamment vers le sud.

#### 2. Approche géomorphologique du littoral

#### 2.1. Langue de Barbarie

La Langue de Barbarie est une flèche littorale (fig. 2) de sable fin blanc, dont l'âge s'échelonne entre 4000 et 1900 ans B.P. (MICHEL, 1973). Elle est encore aujourd'hui le résultat d'un long processus alternatif d'engraissement et de démaigrissement de la plage par la dérive littorale. On y distingue trois segments : 1) un segment proximal, depuis la racine de la flèche à 3 km au nord de Saint-Louis jusqu'à l'hydrobase; 2) un segment médian, de l'hydrobase à la hauteur de Gandiole; 3) un segment distal, de Gandiole à l'embouchure, où les hauteurs sont faibles (< 2 m) et les largeurs minimales (< 200 m).

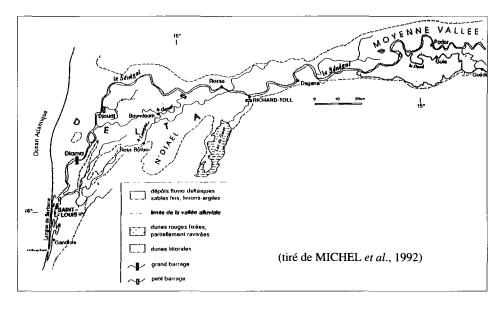


Figure 1. Carte de situation du delta du fleuve Sénégal

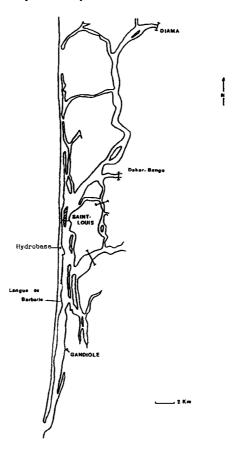


Figure 2. L'estuaire du fleuve Sénégal

Dans le sens transversal, la Langue de Barbarie peut être divisée en trois secteurs : 1) un secteur maritime, ou rivage externe, constitué par la plage sous l'influence de la dynamique marine; 2) un secteur de dunes (haute plage et dunes vives littorales) sous l'influence du vent; 3) un secteur fluvial, ou rivage interne, soumis à l'influence directe des écoulements de la crue fluviale et de la marée estuarienne.

#### 2.2. Embouchure du fleuve Sénégal

Le maintien d'une embouchure, soit à l'extrémité, soit le plus souvent au travers du cordon littoral, est essentiellement le résultat des courants littoraux et fluviaux. L'embouchure du Sénégal est caractérisée par sa mobilité, tout en conservant une largeur assez constante d'ordre kilométrique. L'embouchure du côté de la mer est traversée par une barre de sable sur laquelle viennent se briser de hautes vagues, modifiées lors de la rencontre du courant fluvial avec les eaux océaniques. Grâce à son courant et au volume d'eau charrié, le fleuve y fait deux ouvertures appelées passes. Les profondeurs à l'embouchure du fleuve sont faibles et se modifient continuellement. Elles varient de 2,5 à 3,5 m selon les saisons : les plus élevées sont obtenues en saison sèche et les plus faibles en hivernage.

#### 2.3. Principaux facteurs responsables de la dynamique

La houle et la dérive littorale du NO transportent et déposent les sables sur le rivage externe; les estimations du transit sédimentaire effectué le long de la Langue de Barbarie, calculées selon diverses méthodes, sont variables suivant les auteurs : SURVEYER et al. (1972) trouvent en moyenne 900 000 m³/an, PINSON-MOUILLOT (1980) avance un chiffre de 1 500 000 m³/an, tandis que BARUSSEAU (1980) donne des valeurs comprises entre 223 000 et 495 000 m³/an et, enfin, SALL (1982) l'estime à 365 000 m³/an. L'évolution du rivage interne est sous la dépendance, d'une part, des apports sédimentaires transportés par les flots annuels de la saison des hautes eaux et, d'autre part, des actions de remontée des eaux marines dans l'estuaire pendant la saison des basses eaux. Le Sénégal ne transporte en période de crue que de fines particules (diamètre inférieur à 0,05 mm selon KANE, 1985).

## 3. Variation de la morphologie et de la position de l'embouchure du fleuve Sénégal

#### 3.1. Mécanismes de translation

Le maintien d'une embouchure soit à l'extrémité, soit le plus souvent au travers du cordon littoral, est essentiellement le résultat de l'influence des courants de marées (TRICART, 1961; GAC et al., 1982). L'embouchure du Sénégal est caractérisée par sa mobilité; la passe subit une translation vers le sud. Ce déplacement implique une mobilisation et un dépôt sur la bordure nord et une érosion sur la bordure sud. Au bout d'une période d'environ 11 ans (NICOLAS, 1954) ou 14 ans en moyenne (GAC et al., 1982), durant laquelle l'embouchure progresse vers le sud, une nouvelle brèche se produit dans le cordon littoral, à 7 ou 8 km au nord, tandis que l'ancienne embouchure se ferme. Il faut remarquer, avec DIAKHATÉ(1988) que l'ouverture d'une nouvelle passe creusée dans le cordon n'entraîne pas la disparition de sa partie aval; au contraire, celle-ci subsiste et peut se rattacher au continent par son extrémité méridionale. Il se forme alors, au sud de la passe, une lagune dont l'étendue est peu à peu réduite par la migration de la nouvelle embouchure.

#### 3.2. Facteurs de la translation

De nombreuses études effectuées en vue d'aménagements portuaires ont souligné le rôle primordial de la dynamique littorale dans la construction et l'érosion du cordon sableux. Les résultats de ces travaux (KANE, 1985) peuvent être résumés ainsi :

- la Langue de Barbarie est une formation de la dérive littorale, parallèle à la côte et orientée vers le sud;
- la vitesse du courant, et donc le transport littoral, sont fonction de l'énergie de la houle. Cette puissance de la houle augmente en saison sèche et coïncide avec la progression de l'embouchure vers le sud. Il existe une relation directe entre le transit littoral et l'énergie cinétique de la houle; on sait que la côte sénégalaise, au large de l'embouchure du fleuve Sénégal, est soumise à l'une des plus fortes agitations au monde; la puissance de la houle y serait de l'ordre de  $110 \cdot 10^7$  ergs (COLEMAN and WRIGHT, 1975), c'est-à-dire 550 fois plus importante qu'au niveau du Mississipi, 50 et 5 fois plus forte qu'aux embouchures respectives du Niger et du Nil. La partie active du transit littoral est localisée à faible

profondeur (de 0 à -2,50 m : I.G.N.) dans la zone des brisants où le courant atteint sa valeur maximale:

- la dynamique de son système hydrologique, car le fleuve Sénégal avec le temps a rompu et a continué encore récemment de rompre le cordon littoral en des endroits de faiblesse, appelés «zones de flexion» (DIAKHATÉ, 1988), vu le caractère temporaire des ouvertures pratiquées par les eaux de crue. Le façonnement du delta et l'évolution de ses formes actuelles sont particulièrement liés à l'action érosive des eaux de la crue, de leur charge en matières en suspension et de leur vitesse de propagation.

Les contours de la côte du delta du Sénégal sont donc le résultat d'un état d'équilibre provisoire entre l'action du fleuve et des courants littoraux engendrés par la houle.

#### 3.3. Essai de reconstitution de la morphodynamique

D'anciennes embouchures avaient été reconnues au nord de Saint-Louis : l'un des premiers débouchés connus avec certitude est le marigot de Niader (dit marigot des Maringouins), situé à 6,6 km au nord de Saint-Louis et emprunté jusqu'à la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle par des navires de plus de 60 tonneaux selon divers témoignages. D'autres traces d'embouchures ont été décelées au nord de Ndiago et de Salsal (NICOLAS, 1954).

La recherche d'un exutoire définitif du fleuve sur l'océan s'est accompagnée de modifications du tracé du bras principal qui longe désormais le littoral de Barbarie. L'ouverture à proximité de Saint-Louis date du milieu du XVIIº siècle (TRICART, 1961) et, depuis 1850, il n'y aurait jamais de nouvelles communications fleuve-océan au nord de la ville. NICOLAS (1954) signale que l'île de Saint-Louis, établie sur un banc de sable, n'aurait pu exister à son emplacement actuel qu'après la migration de l'embouchure vers une position plus méridionale, sinon, elle aurait disparu comme beaucoup d'autres îles (Gueber, Sal, îles aux Anglois, etc.) avec les migrations de l'embouchure. Depuis son origine, l'embouchure du Sénégal s'est alors acheminée très régulièrement vers le sud avec, par intermittence, des replis de 4 à 5 km vers le nord. On note une évolution dans le sens longitudinal avec l'allongement de la Langue de Barbarie vers le sud jusqu'à une limite située à 30 km en aval de Saint-Louis, suivie de ruptures du cordon et d'une migration de l'embouchure. Le cordon littoral extrêmement mobile ne s'est ni élargi, ni surélevé, mais il n'a cessé de se développer, de s'étendre et de reprendre inlassablement, après chaque rupture, sa progression vers le sud.

La Langue de Barbarie a compté pas moins de 24 ruptures :

- de 1850 à 1900, 7 ruptures importantes ont été dénombrées; la plus forte a eu lieu en 1884 en provoquant le démantèlement du cordon sur près de 4 km;
- depuis 1900, 13 ruptures d'importance inégale se sont produites : la plus connue a eu lieu au mois de mars 1959 et la plus récente s'est produite en 1973.

#### 4. Suivi par télédétection et cartographie de l'évolution récente

Le cadre géographique couvert par les images s'étend depuis l'embouchure du fleuve Sénégal (feuille Louga : environ 15°50' de latitude N et 16°30' de longitude O) et le parc national aux oiseaux du Djoudj (feuille Saint-Louis : 16°30' de latitude N et 16°25' de longitude O). Deux sous-images centrées sur le panache turbide, l'embouchure et la partie est ont été créées, l'une de 1024 x 1024 pixels (fig. 20-3, voir cahier couleur) et l'autre de 512 x 512 pixels (fig. 20-4, voir cahier couleur).

### 4.1. Hydrologie fluviale dans l'estuaire du Sénégal après la mise en eau du barrage de Diama

Le barrage de Diama, édifié à 54 km de l'embouchure et mis en eau en novembre 1985, est conçu pour arrêter la remontée des eaux marines dans le cours inférieur du fleuve pendant la saison des basses eaux et créer ainsi un réservoir d'eau douce dans la basse vallée.

Pendant la saison des hautes eaux, les vannes sont largement ouvertes et le débit fluvial est suffisamment élevé pour repousser les eaux marines dans l'estuaire, au large de l'embouchure. À la station hydrologique de Diama, les écoulements sont déterminés grâce à un programme de PIEKUTOWSKI (1990). Avec ce programme, on considère que le débit d'une vanne de réglage noyée est assimilable au débit d'un orifice et que le débit peut donc être calculé par la formule suivante :

$$O = C \cdot A \cdot (2g \cdot \Delta H)^{1/2}$$

où  $Q = \text{débit } (m^3/s);$ 

C = coefficient de débit de l'orifice;

A = superficie de l'orifice (m<sup>2</sup>);

g = accélération de la gravité (9,8 m/s²);

 $\Delta H$  = charge hydraulique (niveau d'eau amont - niveau d'eau aval) (m).

Cet auteur, grâce à cette formule, a pu déterminer les déversements au barrage de Diama entre 1986 et 1989. Nous avons procédé de la même manière pour 1990.

Au 01-10-1986, la situation hydrologique, correspondant à une forte expulsion de sédiments, se présente telle qu'indiquée sur le tableau 1. Le volume total écoulé au barrage de Diama à cette date est d'environ 4,162 · 10<sup>9</sup> m³, soit la moitié de l'écoulement annuel qui s'est élevé à 8,18 · 10<sup>9</sup> m³ (le barrage étant resté ouvert du 28-07-1986 au 02-12-1986). La moitié des écoulements a donc permis le développement d'un important panache d'eau turbide au large de l'embouchure du Sénégal (fig. 2). Le débit journalier est évalué à 1 231,1 m³/s à Diama pour un volume journalier écoulé de 104,26 · 10<sup>6</sup> m³. Il faut souligner que le maximum journalier est passé depuis le 25-09-1986 avec un débit de 1 537,8 m³/s.

Tableau 1. Situation hydrologique au barrage de Diama le 01-10-1986

Heure	H aval (m) IGN	H amont (m) IGN	ΔH moyenne (m)	Temps d'ouverture (min)	Débit (m³/s)	Volume écoulé (m³)
00:00-01:00	0,89	1,02	0,125	60	1249	$4,5 \cdot 10^{6}$
01:00-07:30	0,88	1,00	0,125	390	1249	$2,9 \cdot 10^{7}$
07:30-12:30	0,93	1,04	0,115	300	1198	$2,1\cdot 10^7$
12:30-17:40	0,88	1,02	0,125	310	1249	$2,3 \cdot 10^{7}$
17:40-23:30	0,93	1,03	0,120	350	1224	$2,6\cdot 10^7$
23:30- 24:00	0,89	1,01	0,110	30	1172	2,1 · 10 <sup>6</sup>

H = Hauteur

IGN = Institut géographique national

Ouverture-palier = 14

Vannes ouvertes = 7

Ouverture nette = 6,704 m

Le volume écoulé à la station de Diama à la date du 28-11-1990 est d'environ  $5,4\cdot 10^9$  m³, soit pratiquement la totalité de l'écoulement fluvial vers l'embouchure  $(5,6\cdot 10^9$  m³). Ces déversements ont été les plus faibles enregistrés à Diama depuis la mise en eau du barrage. Les débits moyens journaliers sont considérablement réduits, le maximum enregistré en pleine saison hydrologique n'est que de 801,6 m³/s le 02-09-1990, et il s'établit à 117 m³/s le 28-11-1990.

Sur l'image du 28-11-1990 (fig. 20-4, voir cahier couleur), les eaux douces d'origine continentale pénètrent très faiblement dans le milieu océanique. La faiblesse de l'écoulement, la rétention des eaux douces en amont du barrage et la saison hydrologique assez avancée expliquent l'absence de panache d'eau turbide.

#### 4.2. Turbidités côtières, dynamique et circulation des masses d'eau

Les variations saisonnières de la turbidité des eaux du Sénégal sont très visibles et il est aisé d'en esquisser le schéma général. Pendant la saison des hautes eaux, les eaux fluviales sont extrêmement turbides en raison de leur importante charge en limons; leur couleur est alors «jaune-sale». Elles s'éclaircissent à partir de la fin novembre-début décembre et deviennent «bleu-sombre» dès la fin décembre avec la fermeture totale des vannes du barrage de Diama et l'arrivée massive des eaux marines dans l'estuaire du Sénégal.

Sur l'image du 01-10-1986 (fig. 20-3, voir cahier couleur), on observe un panache d'eau douce turbide particulièrement bien développé autour de l'embouchure du fleuve Sénégal. Les distinctions opérées sur l'image permettent de voir nettement :

- une frange d'eaux douces continentales extrêmement turbides, centrée dans le chenal fluvial et au droit de l'embouchure du fleuve Sénégal;
- une frange d'eaux de transition vers le large, avec une diminution progressive de la concentration des matières en suspension : c'est une zone de dilution et de décantation;
  - une grande masse d'eaux marines.

La position de ce panache se révèle être un bon traceur pour le suivi de la dynamique des masses d'eau et montre d'ailleurs une bonne correspondance avec le schéma courantométrique du littoral nord sénégalais.

Les grands traits de la circulation marine de la zone tropicale sont suffisamment bien connus (REBERT, 1980) à la latitude du Sénégal; deux grandes circulations superficielles existent au large: 1) le courant nord équatorial qui transporte vers l'ouest des eaux froides du courant des Canaries; 2) le contre-courant équatorial qui transporte vers l'est les eaux chaudes et salées formées sur la bordure sud du tourbillon nord atlantique.

À la côte, cette circulation zonale se transforme en circulation méridienne sur le plateau continental. En ce qui concerne la dynamique saisonnière du panache turbide, on a donc :

- le flot principal qui est d'abord dirigé vers le nord sous l'effet des courants moins stables, circulant entre juin et août, et de la rotation naturelle vers la droite d'un écoulement d'eau douce en mer dans l'hémisphère nord;
- pendant la saison chaude (septembre-octobre), correspondant à la date de l'image de 1986, une renverse générale des courants, sur toute la côte nord et un courant qui se développe vers le sud; ce phénomène est mal connu et souvent passe inaperçu; selon REBERT (1980), le seul critère mettant en évidence l'existence d'un tel courant est l'apparition d'eau dessalée à la station de Kayar; «en effet, alors que le flux d'eau dessalée provient du sud et crée un gradient sud-nord de salinité, il se produit soudain une chute brutale des salinités à Kayar qui ne peut être attribuée qu'à l'arrivée des eaux du fleuve Sénégal; donc à un courant sud»;

- une période de courants, associée à des eaux froides, qui dure de novembre à mai, et qui assure alors le transport et la dispersion des sédiments; son influence est alors perceptible au large du Cap-Vert jusqu'en janvier, surtout pendant les années de très forte crue

Ce panache d'eau turbide dessalée est caractérisé par une salinité croissant à l'embouchure et, toujours selon REBERT (1980), au niveau de Saint-Louis, la salinité peut être inférieure à 20 ‰. Cependant, son épaisseur en mer reste très faible et l'influence des eaux du fleuve n'est en général perceptible que dans les dix premiers mètres, là où est essentiellement confiné le transport vers le large.

#### 4.3. Traitements numériques des images

L'analyse des résultats d'images HRV de SPOT, du 1<sup>er</sup> octobre 1986 et du 28 novembre 1990, met en évidence un panache turbide au large de l'embouchure du fleuve Sénégal, les charges en suspension dans l'estuaire, ainsi que la typologie des paysages de la zone littorale.

Les traitements appliqués aux images ont comporté les procédures suivantes : création de la base de données, rehaussements radiométriques, choix de sites d'entraînement, détermination de signatures spectrales, création d'un masque dans le canal 3 pour séparer tout ce qui est eau du continent, classification par maximum de vraisemblance, génération d'une table de pseudo-couleurs et sortie sur papier de l'image classifiée.

Une interprétation des images en fausses couleurs avec rehaussement linéaire a permis le choix des sites d'entraînement uniquement sur l'eau; la classification a été effectuée en fonction du degré de concentration des matières en suspension. D'ailleurs, des courbes d'isoturbidité, variables en fonction des teneurs en sédiments et probablement perturbées par la bathymétrie, peuvent être nettement délimitées. Ainsi, 7 classes d'eau ont été définies à partir des 3 canaux : XS1 (0,50-0,59  $\mu$ m), XS2 (0,61-0,69  $\mu$ m) et XS3 (0,79-0,90  $\mu$ m). Ces classes d'eau définies *de visu*, ont permis de générer des signatures spectrales (tab. 2); une bonne séparabilité est obtenue grâce au test de Bhattacharrya (PCI, 1990). La séparabilité moyenne des classes est de 1,998 et elle est comprise dans le bon intervalle 1,9-2,0 (tab. 3). La séparabilité minimale est de 1,982 et la maximale de 2,000.

Dans un premier temps, l'algorithme de classification par le maximum de vraisemblance a été appliqué successivement aux données brutes et aux images rehaussées linéairement. Les résultats sont médiocres car un très faible pourcentage de pixels est classé.

À partir du canal XS3, lequel est fortement absorbé par l'eau, nous avons créé un masque pour séparer l'eau du continent (valeur 0 à tout pixel supérieur à 102). Cependant, il faut souligner que les particules en suspension du panache turbide assurent beaucoup de diffusion du rayonnement électromagnétique.

L'algorithme de classification par le maximum de vraisemblance, appliqué aux trois canaux, donne de bons résultats car tous les pixels «eau» sont pratiquement classés. Ainsi, près de 35 % de l'image a été classifiée à l'intérieur des différentes classes d'eau et 64,57 % des effectifs se rapportent à la surface terrestre, laquelle a été masquée (tab. 4). La classification est ensuite affichée selon une palette de couleurs grâce à une table de pseudocouleurs, laquelle permet de rendre la valeur d'un pixel par une intensité lumineuse pour chacun des canaux d'affichage.

Le résultat final (fig. 20-3; voir cahier couleur) permet de mieux appréhender les courbes d'isoturbidité. Pourrait-on alors déterminer les classes d'eau en fonction de leur concentration en sédiments ? Nous ne disposons pas de mesures de concentration au moment de la prise de l'image par le satellite le 01-10-1986. Cependant, des données

Tableau 2. Choix des classes et des valeurs des niveaux de gris

Classe	Canal	Niveau de gris minimum	Niveau de gris maximum
Eau douce fortement chargée	XS1	12	12
en M.E.S.	XS2	89	95
	XS3	56	59
Eau douce moyennement	XS1	12	12
chargée en M.E.S.	XS2	86	89
	XS3	47	49
Eau douce faiblement	XS1	10	10
chargée en M.E.S.	XS2	82	84
	XS3	41	42
Eau de transition faiblement	XS1	8	8
chargée en M.E.S.	XS2	63	65
	XS3	34	36
Eau de transition légèrement	XS1	8	8
chargée en M.E.S.	XS2	54	58
	XS3	30	33
Eau de transition légèrement	XS1	6	6
salée et faiblement chargée en M.E.S.	XS2	46	50
CH M.E.S.	XS3	29	31
Eau de mer	XS1	2	2
	XS2	34	34
	XS3	23	25

M.E.S. = Matières en suspension

Tableau 3. Matrice de séparabilité des classes

Signature spectrale	1	2	3	4	5	6
2	1,982					
3	2,000	1,994				-
4	2,000	2,000	2,000			
5	2,000	2,000	2,000	1,988		
6	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
7	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Classe	Nombre de pixels	% de l'image
Eau douce 1	48 889	4,66
Eau douce 2	22 358	2,13
Eau douce 3	21 998	2,10
Eau de transition 1	23 901	2,28
Eau de transition 2	82 788	7,90
Eau de transition 3	58 308	5,56
Eau de mer	113 301	10,81
Partie masquée (terre)	677 023	64,57
Total	1 048 576	100,00

Tableau 4. Classification par maximum de vraisemblance de l'image HRV du 01-10-86

chiffrées sur les teneurs en suspension du Sénégal (KANE, 1985, 1991, 1992) sont disponibles et permettent d'avoir une idée sur l'évolution des eaux turbides.

Il faut dire, qu'au cours de la saison hydrologique, les charges solides en suspension restent supérieures à 200 mg/l jusqu'à l'amorce de la décrue. Ainsi, les plus fortes concentrations journalières observées au cours de quelques cycles d'étude ont été: 1) à la station de Saint-Louis, de 686,4 mg/l le 15-08-1981 et de 415 mg/l le 20-08-1982 (KANE, 1985) bien avant la mise en eau du barrage; 2) à la station de Diama, de 740,6 mg/l le 01-09-1989, 378,9 mg/l le 30-08-1990, 665,5 mg/l le 04-09-1991 et de 529,4 mg/l le 15-09-1992 (KANE, 1991, 1992).

Dès la première quinzaine du mois d'octobre, avec la diminution des précipitations et le début du retrait des eaux fluviales des plaines d'inondation, il y a une baisse brutale de la charge en suspension du Sénégal. Dans cette deuxième phase de la saison hydrologique, nous disposons également de quelques mesures de concentration. Pendant la période d'avant-barrage, à Saint-Louis, des teneurs de 131,4 mg/l le 05-10-1981 et de 151,2 mg/l le 04-10-1982 ont été obtenues (KANE, 1985) alors qu'à Diama les mesures s'échelonnent ainsi: 127,7 mg/l le 01-10-1989, 76,7 mg/l le 02-10-1990 et 143,6 mg/l le 04-10-1991 (KANE, 1991, 1992).

On pourrait extrapoler ces mesures sur l'image HRV de 1986 pour dire que la concentration maximale moyenne serait d'environ 120-130 mg/l pour la classe des eaux douces très turbides alors qu'elle serait nulle pour la masse d'eau océanique.

L'image HRV de 1990 montre les mêmes distinctions eaux douces—eaux salées. Il faut noter cependant:

- la faible pénétration des eaux douces dans le domaine océanique consécutive à la situation au barrage de Diama;
- l'absence d'un panache d'eau turbide à cette période de l'année au large de l'embouchure; néanmoins une faible présence de sédiments est décelée, mise en suspension par les courants marins côtiers et transportée dans la direction générale de la dérive littorale;
- la présence de barres d'avant-côte dont le tracé s'incurve légèrement vers le large au droit de l'embouchure, témoignant de la faiblesse des débits liquides du Sénégal.

À ce moment de la saison hydrologique, l'éclaircissement des eaux fluviales est largement entamé. La concentration en sédiments dans le fleuve est relativement faible, le 30-11-1990, soit de 42,9 mg/l. Cette concentration est assez proche des valeurs obtenues au cours de quelques années de mesures à Saint-Louis [34,3 mg/l le 27-11-1981; 11,2 mg/l le 29-11-1982 (KANE, 1985)] et à Diama [10,8 mg/l le 27-11-1989; 55,5 mg/l le 26-11-1991; 97,2 mg/l le 22-11-1992 (KANE, 1991, 1992); cette dernière donnée paraît cependant élevée pour la période].

## 5. Résultats de la cartographie et modifications morphologiques dans la zone d'embouchure du fleuve Sénégal

La comparaison des cartes issues des images de 1986 et de 1990 (fig. 5) montre des modifications géomorphologiques très nettes dans la zone d'embouchure du fleuve Sénégal. Nous remarquons :

- une extension vers le sud de la Langue de Barbarie qui, mesurée sur les deux images, s'est allongée de près de 4000 m;
- un élargissement du segment distal de la Langue de Barbarie qui fonctionne comme une zone d'accumulation de sédiments;
- l'apparition de nombreuses zones de flexion; en effet, sur son rivage interne, la Langue de Barbarie présente des échancrures susceptibles d'être érodées par le courant fluvial;
  - un raccourcissement de la flèche sableuse de la lagune de Mboumbaye;
- une portion de la lagune de Mboumbaye, où sa partie terminale est complètement isolée du système estuarien, c'est-à-dire des eaux fluviales et des eaux marines.

Des variations géomorphologiques importantes sont effectives dans la zone d'embouchure du fleuve Sénégal; elles sont étroitement liées à l'hydrodynamisme estuarien, plus ou moins contrôlé depuis 1985 par le fonctionnement du barrage de Diama.

En gros, l'évolution actuelle de la Langue de Barbarie est plutôt marquée, depuis le début des années 1980, par le rétrécissement du rivage externe (la mer avance aujourd'hui dans les secteurs de démaigrissement, de 15 à 50 cm par an selon DIAKHATÉ, 1988), et aussi par l'allongement de sa pointe méridionale. Ceci est confirmé par l'ensablement partiel ou l'exhaussement du mur de protection encore présent sur la plage de Guet-Ndar et de Ndar-Toute, à Saint-Louis, renforcé récemment par des barrages brise-jets perméables contre les hautes marées et leurs effets sur les concessions à proximité de la mer. Tout cela se traduit donc par une érosion très marquée avec un recul de la haute plage et du sillon oblique de 12,5 m au droit de Guet-Ndar et de 2,5 à 5,0 m ailleurs au cours de la saison sèche (BA et SY, 1987). La Langue de Barbarie a atteint son maximum d'extension : l'embouchure est à Taré, soit à près de 30 km au sud de Saint-Louis et elle est susceptible de se rompre sous la poussée de très fortes crues et avec d'importantes charges en suspension.

Depuis 1985, aucune rupture du cordon sableux par la dynamique fluviale ou marine n'a été enregistrée, même si l'extension méridienne et l'érosion sur les rivages internes et externes sont encore réelles. Une stabilisation précaire est observée dans l'évolution du littoral sans que l'on ne sache si le cycle des ruptures va reprendre. Le fonctionnement de Diama se répercute sur l'évolution d'ensemble de l'estuaire.

#### 6. Conclusion

La construction du barrage de Diama et du port de Nouakchott en Mauritanie opère une importante rétention sédimentaire. La réalisation de multiples ouvrages dans le cadre de

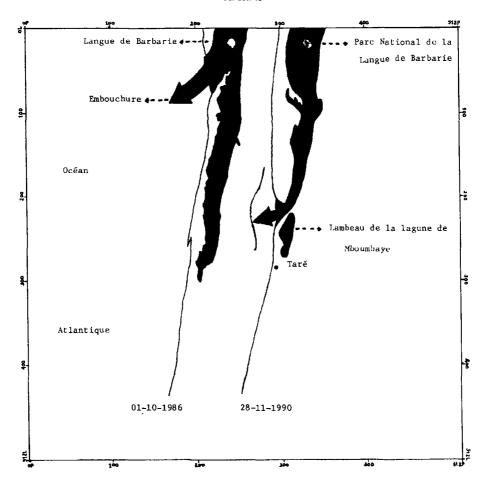


Figure 5. Évolution de la position de l'embouchure du fleuve Sénégal d'octobre 1986 à novembre 1990

l'après-barrage va modifier profondément la morphodynamique dans le bas estuaire avec, notamment : 1) le port en eau profonde en rive gauche au sud de Saint-Louis; 2) le chenal d'entrée qui sera creusé dans la Langue de Barbarie et qui va nécessiter l'excavation de  $2 \cdot 10^6$  m³ de sable de plage; 3) le chenal d'approche en relation avec le chenal d'entrée et les infrastructures portuaires qui vont impliquer l'extraction de  $1,8 \cdot 10^6$  m³ de sédiments fluvio-marins; 4) les brise-lames de protection du chenal d'entrée. Il paraît donc hasardeux et prématuré de prévoir une quelconque évolution. Un suivi par la télédétection permettra de mieux cerner l'évolution des unités paysagiques du bas delta, désormais sous l'influence de facteurs aléatoires comme l'hydraulicité du fleuve et les courants marins côtiers induits par le chenal d'entrée et le système de brise-lames.

#### 7. Références

- BA, M. et SY, I. 1987. Introduction à la sédimentologie de la Langue de Barbarie et à l'hydrologie de l'estuaire du Sénégal. Études des estuaires et des lagunes du Sénégal. Rapport final, Équipe pluridisciplinaire d'étude des écosystèmes côtiers, Université Cheikh Anta Diop, UNESCO (Division des sciences de la mer), Dakar, 41 p.
- BARUSSEAU, J.-P. 1980. Essai d'évaluation des transports littoraux sableux sous l'action des houles entre Saint-Louis et Joal (Sénégal). Bulletin ASEQUA (Association sénégalaise d'études du Quaternaire), nºs 58-59, p. 31-39.
- COLEMAN, J.-M. and WRIGHT, L.-D. 1975. Moderns rivers deltas: variability of processes and sand bodies. *In Deltas* (Ed. M.-L. Broussard), Houston Geological Society, p. 99-149.
- DIAKHATÉ, M. 1988. Écodynamique des milieux et effets d'impact potentiel du barrage de Diama dans le delta du fleuve Sénégal. Thèse de doctorat, Université de Lyon, 450 p.
- GAC, J.-Y., KANE, A. et MONTEILLET, J. 1982. Migrations de l'embouchure du fleuve Sénégal depuis 1850. Cahiers ORSTOM, Série Géologie, vol. XII, nº 1, p. 73-76.
- KANE, A. 1985. Le bassin du Sénégal à l'embouchure. Flux continentaux dissous et particulaires. Invasion marine dans la vallée du fleuve. Contribution à l'hydrologie en milieu tropical humide et à la dynamique estuairienne en domaine sahélien. Thèse de doctorat de 3° cycle, Université de Nancy II, 205 p.
- KANE, A. 1991. Dynamique sédimentaire et granulométrie des matières en suspension dans l'estuaire et au large de l'embouchure du fleuve Sénégal. Programme CEE-ORSTOM, n° TS20198-F-EDB, projet EQUESEN (Environnement et qualité des eaux du Sénégal), 13 p.
- KANE, A. 1992. Flows of continental sediments in the estuary of Senegal river. *In* Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins. Oslo, International Association of Hydrological Sciences, publication, n° 210, p. 95-98.
- MICHEL, P. 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique. Mémoire ORSTOM, nº 63, 845 p.
- MICHEL, P., BARUSSEAU, J. P., RICHARD, J. F. et SALL, M. 1992. L'après-barrage dans la vallée du Sénégal. Modifications hydrodynamiques et sédimentologiques : conséquences sur le milieu et les aménagements hydro-agricoles. Projet CAMPUS, rapport final, Centre d'études et de recherches éco-géographiques, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 9 p.
- NICOLAS, J.-P. 1954. Essai d'interprétation de l'évolution récente et contemporaine de l'embouchure du Sénégal. Institut fondamental d'Afrique noire—Mission d'aménagement du fleuve Sénégal, Saint-Louis, 12 p.
- P.C.I. 1990. EASI/PACE User's manuals.
- PIEKUTOWSKI, T. 1990. Les déversements au barrage de Diama de 1986 à 1989. Rapport hydrologique établi par le projet USAID/OMVS de suivi des eaux souterraines, Saint-Louis, 8 p.
- PINSON-MOUILLOT, J. 1980. Les environnements sédimentaires actuels et quaternaires du plateau continental sénégalais. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 106 p.
- REBERT, J.-P. 1980. Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais. Centre de recherches océanographiques de Dakar-Thiaroye/Institut sénégalais de recherches agricoles.
- SALL, M.-M. 1982. Dynamique et morphogénèse actuelle au Sénégal occidental. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, 604 p.

#### A. Kane

- SURVEYER, NENNIGER et CHENEVERT. 1972. Étude de la navigabilité et des ports du fleuve Sénégal. Études portuaires à Saint-Louis, Kayes et Ambidédi. En collaboration avec C. OSTENFIELD et W. JONSON, Danish Institute of Applied Hydraulics, projet ONU 51/71 Saint-Louis, OMVS.
- TRICART, J. 1961. Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal. Mémoire du BRGM, nº 8, 137 p.

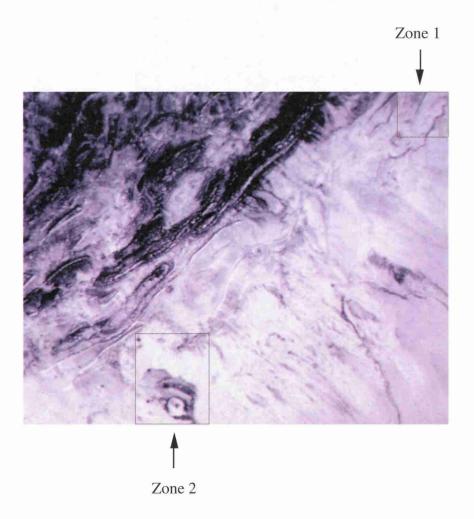
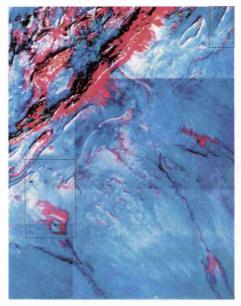


Figure 1-3. Zone globale correspondant à la scène TM 196/37 avec rééchantillonnage de 1 pixel sur 3 en lignes et en colonnes; les zones 1 et 2 correspondent respectivement à la région du sud de Laghouat et à la région de Brézina



**Figure 1-8**. Image résultante de la composition colorée des canaux TM4, TM5 et TM6 (thermique) sur la zone globale



Figure 1-9. Image à pleine résolution, correspondant à la zone pilote 2 (Brézina)

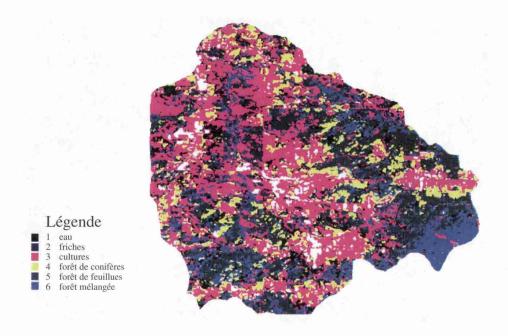


Figure 2-2. Classes d'utilisation du sol issues de l'image TM-Landsat

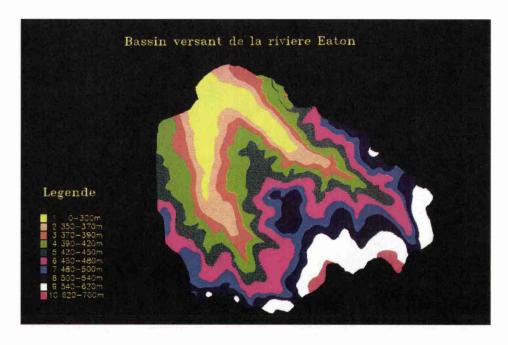
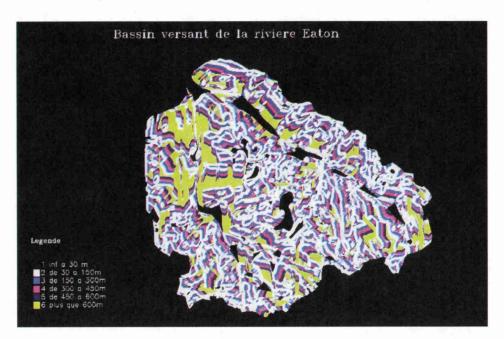


Figure 2-3. Modèle numérique d'altitude à 30 m de résolution



**Figure 2-4**. Longueurs de pente issues du MNA à 30 m de résolution (tiré de FORTIN *et al.*, 1991)

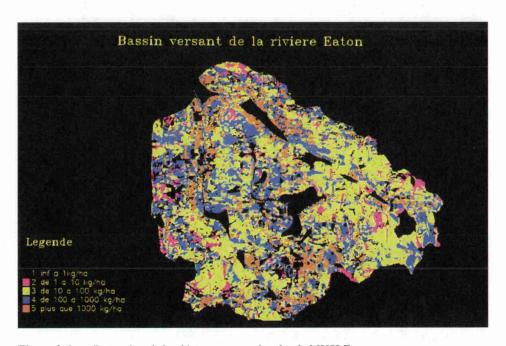
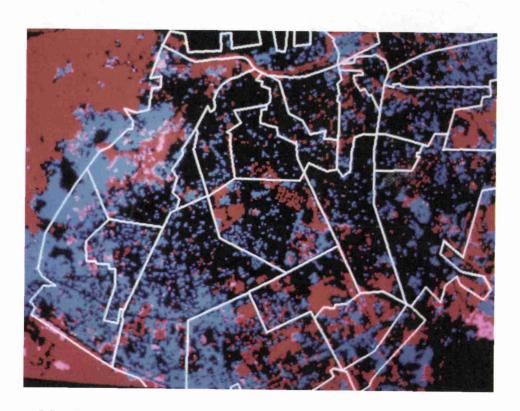


Figure 2-6. Pertes de sol simulées pour un mois selon la MUSLE



# <u>Légende</u>

Bleu : sols nus Rouge : végétation Rose : pixels mixtes

Figure 3-1. Résultats des classifications sur l'image HRV de SPOT

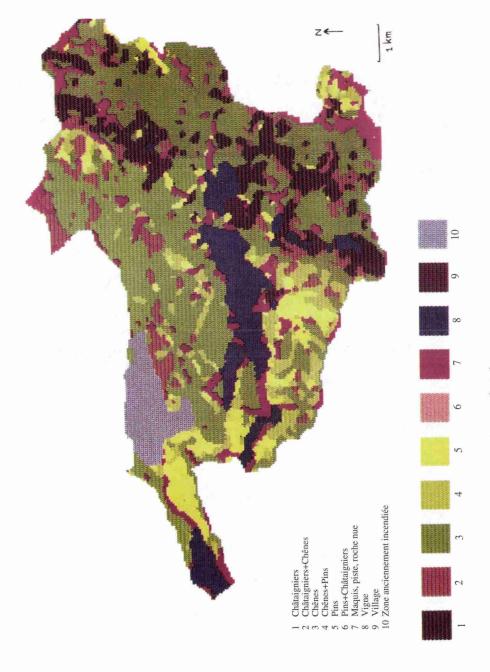


Figure 6-4. Cartographie des peuplements forestiers



Figure 14-3. Composition colorée par combinaison de TM4 (rouge), TM5 (vert) et TM3 (bleu)



Figure 14-4. Classification dirigée par distance minimale sur l'image TM du 29-10-1989

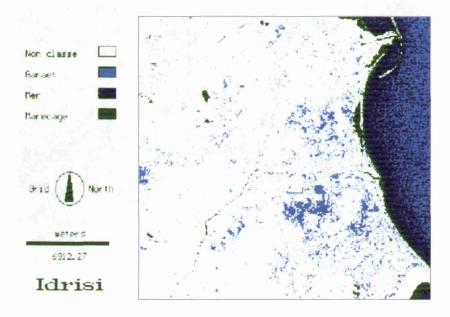


Figure 14-5. Résultats du seuillage des zones humides appliqué au canal TM5

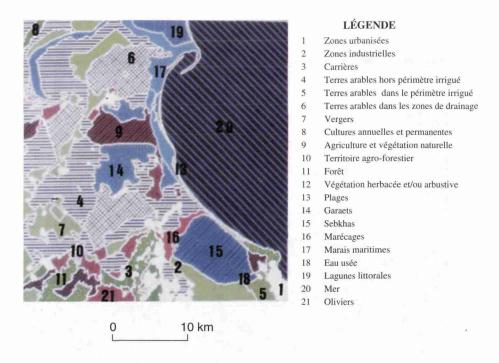
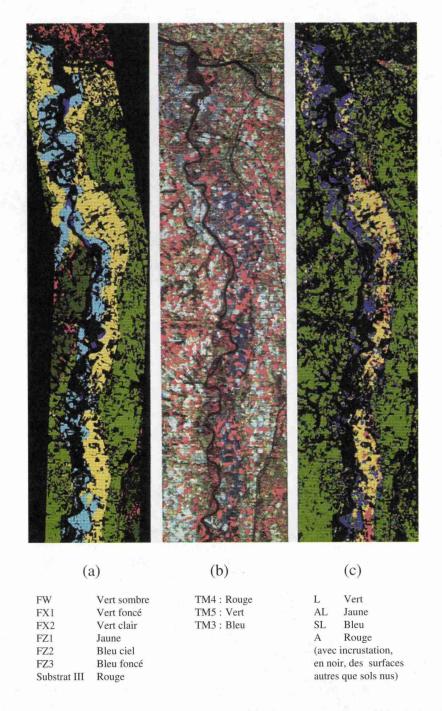


Figure 14-7. Carte d'occupation du sol : résultat de la photo- interprétation de l'image HRV XS du 21-06-1988



**Figure 16-6.** Exemple de classification supervisée d'une image composite multidate : a) carte géomorphologique numérisée; b) composition colorée (image du 23 avril 1987); c) image classée (images du 2 mai 1987 et du 6 mai 1992)

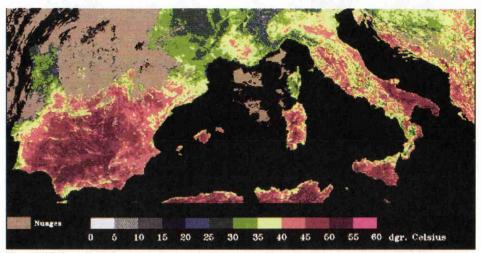


Figure 17-4. Température de surface estimée à partir de AVHRR de NOAA, le 29 juillet 1993

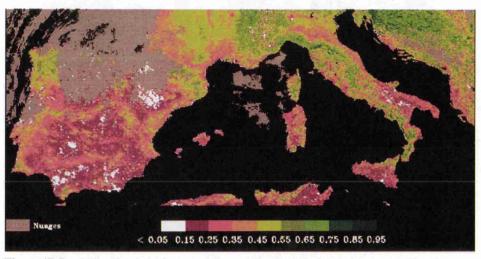
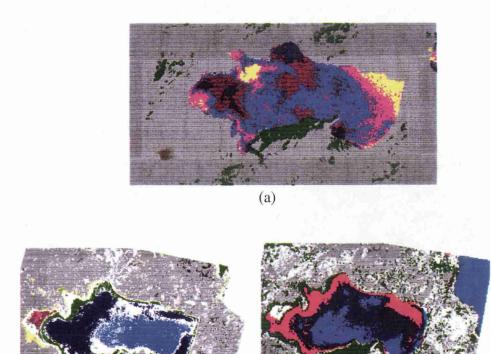


Figure 17-5. Indice de végétation calculé à partir de AVHRR de NOAA, le 29 juillet 1993



(b)

	MSS de Landsat (26-01-1977)	HRV de SPOT (05-05-1988)	TM de Landsat (29-10-1989)
Eau permanente	Cyan	Cyan	Cyan + Bleu foncé
Eau turbide	Jaune	-	-
Végétation naturelle	Vert	Vert foncé	Vert foncé
Salicornia marsh	Bleu foncé		+
Ampelodesma mauritanica	Magenta	Vert clair	Vert
Potammogeton pectinatus	Brun	Bleu foncé	Magenta
Phragmites	-	Vert	-
Scirpus marsh	-	Magenta + Brun	-

(c)

**Figure 19-3**. Classifications dirigées : a) image MSS de Landsat; b) image HRV de SPOT; c) image TM de Landsat

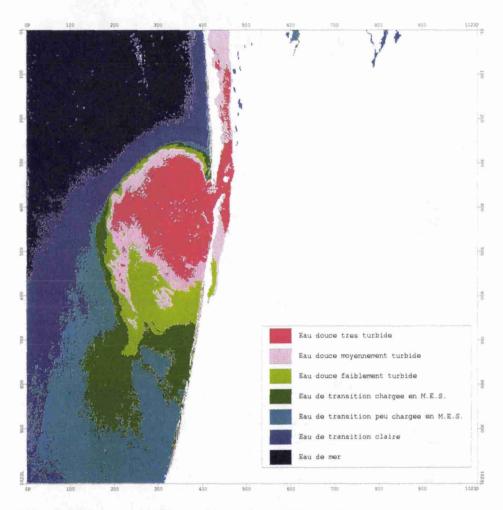


Figure 20-3. L'embouchure du fleuve Sénégal; image HRV de SPOT du 01-10-1986

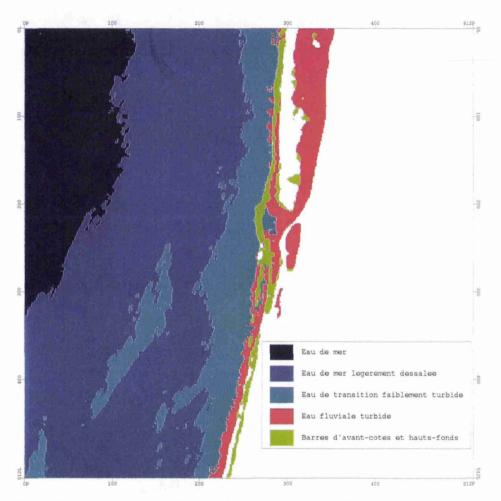


Figure 20-4. L'embouchure du fleuve Sénégal; image HRV de SPOT du 28-11-1990

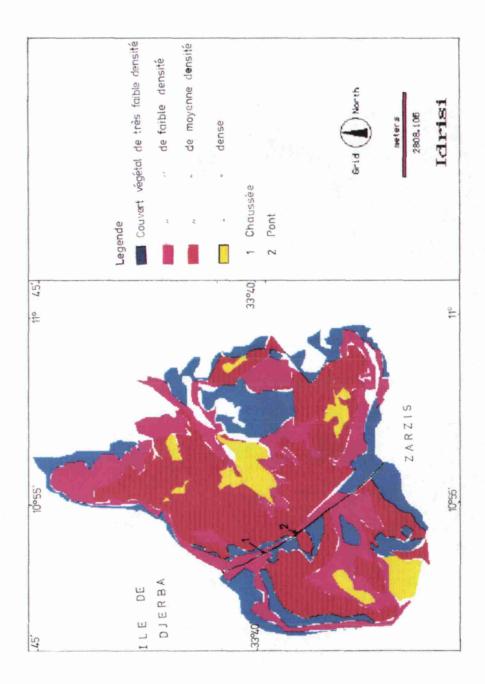


Figure 22-6. Tapis végétal au niveau de la baie d'El Kantara; résultat de l'indice pigmentaire



Figure 23-5. Visualisation simultanée des valeurs des indices de coloration RI calculées pour trois images HRV de SPOT sur la région de Menzel Habib (en bleu : juin 1987; en vert : juin 1990; en rouge : juin 1991); l'image couvre environ 10 km x 10 km

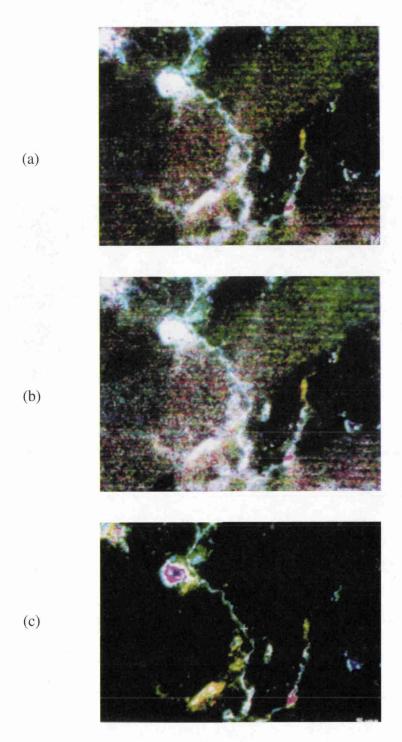
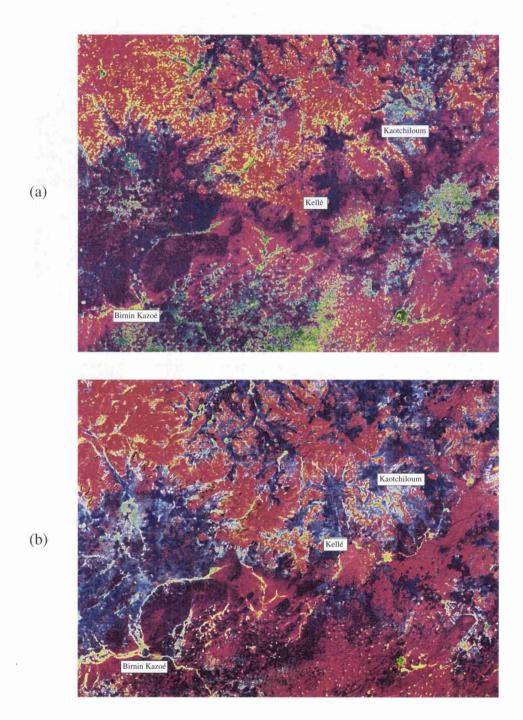
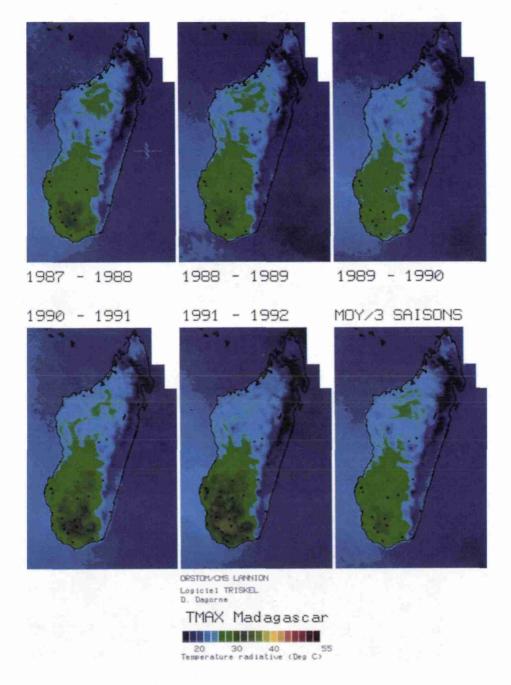


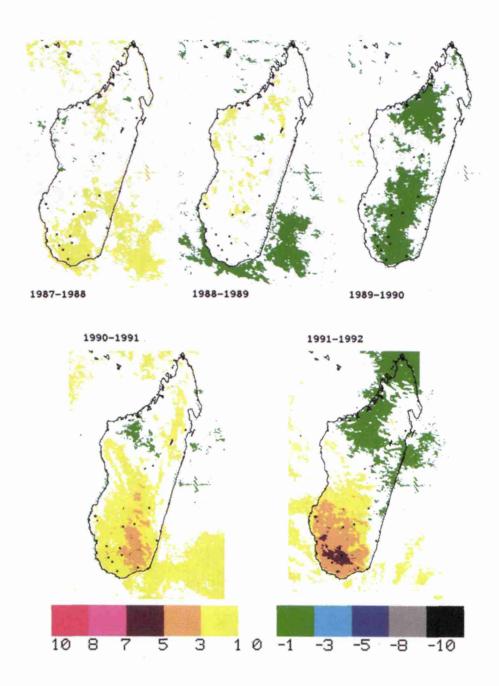
Figure 24-2. Compositions colorées d'indices et de pourcentages de la végétation (secteur SE de Zinder) : a) indice de végétation de la différence normalisée; b) indice foliaire; c) pourcentage de la végétation. En rouge : 1973; en vert : 1976; en bleu : 1987



**Figure 24-4**. Application du modèle de mélanges spectraux (rouge : latérite; vert : végétation; bleu : sable remanié) au Koutous méridional : a) situation en 1976; b) situation en 1987



**Figure 26-2.** Moyennes saisonnières de la température radiative maximum de surface (TMAX) pour cinq saisons de pluie (1987-1992); Madagascar



**Figure 26-3**. Écarts des valeurs moyennes saisonnières de la température radiative maximum de surface par rapport aux trois saisons 1987-1990; Madagascar

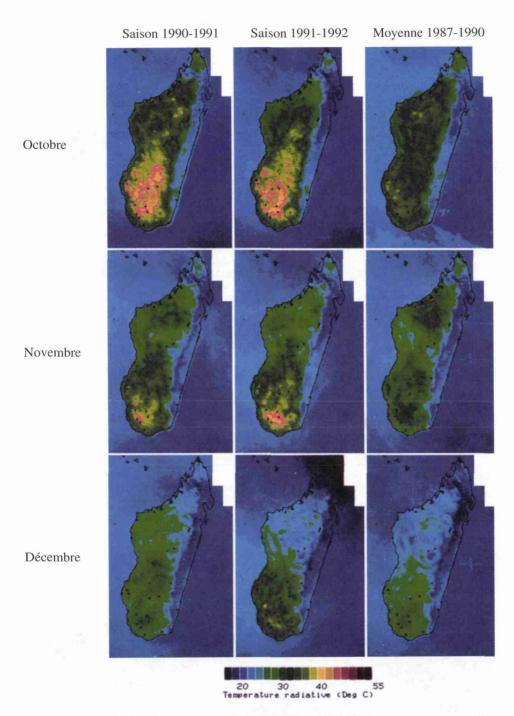
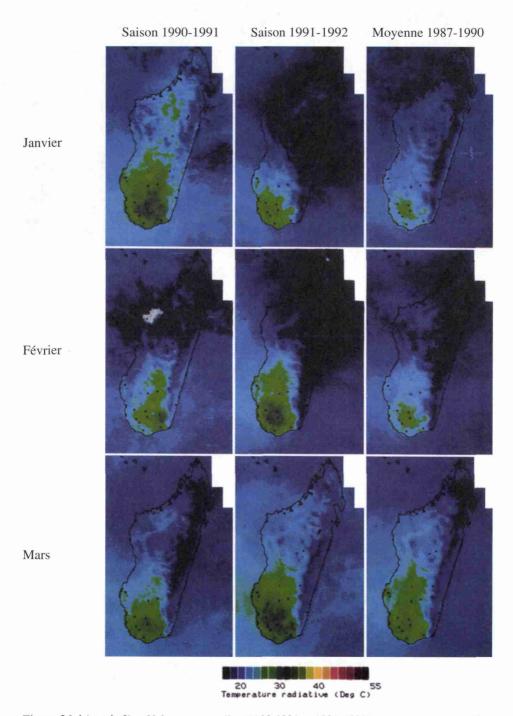


Figure 26-4 (partie 1). Valeurs mensuelles (1990-1991 et 1991-1992) et moyennes mensuelles interannuelles (1987-1989 et 1988-1990) de la température radiative maximum de surface; Madagascar



**Figure 26-4 (partie 2).** Valeurs mensuelles (1990-1991 et 1991-1992) et moyennes mensuelles interannuelles (1987-1989 et 1988-1990) de la température radiative maximum de surface; Madagascar

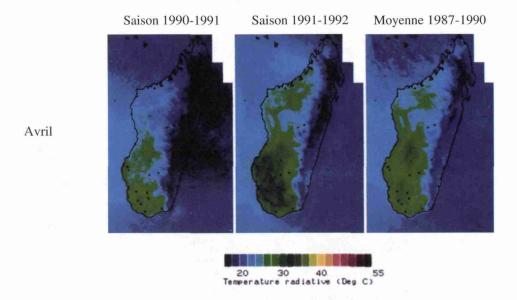


Figure 26-4 (partie 3). Valeurs mensuelles (1990-1991 et 1991-1992) et moyennes mensuelles interannuelles (1987-1989 et 1988-1990) de la température radiative maximum de surface; Madagascar

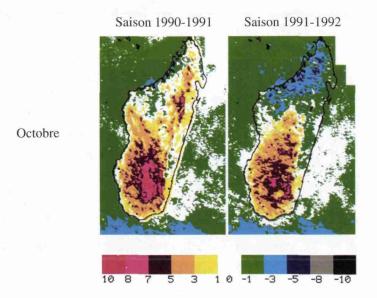
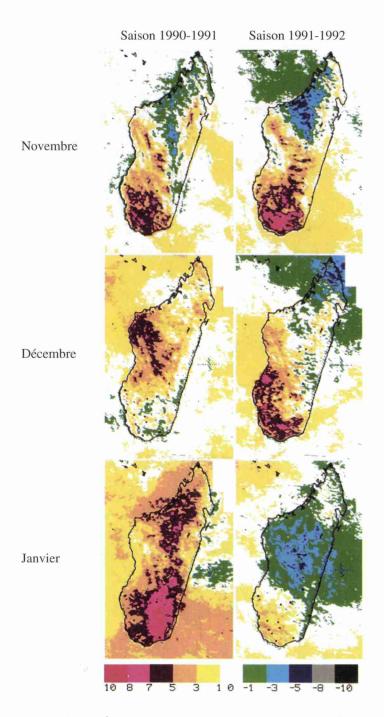


Figure 26-5 (partie 1). Écarts des valeurs mensuelles de température radiative maximum de surface (°C) des saisons 1990-1991 et 1991-1992 par rapport aux moyennes mensuelles interannuelles 1987-1990; Madagascar



**Figure 26-5 (partie 2).** Écarts des valeurs mensuelles de température radiative maximum de surface (°C) des saisons 1990-1991 et 1991-1992 par rapport aux moyennes mensuelles interannuelles 1987-1990; Madagascar

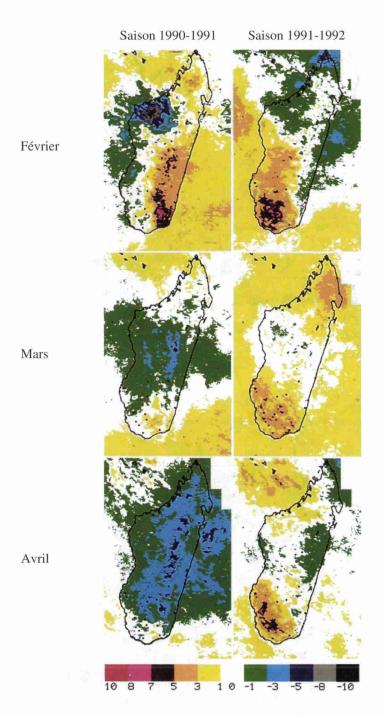


Figure 26-5 (partie 3). Écarts des valeurs mensuelles de température radiative maximum de surface (°C) des saisons 1990-1991 et 1991-1992 par rapport aux moyennes mensuelles interannuelles 1987-1990; Madagascar

# 21

# Apport des images RAS de ERS-1 dans l'étude de la houle et de son influence sur le transit sédimentaire littoral

ANDRÉ OZER, YVES CORNET et ANNE-LISE COMHAIRE

Laboratoire de géomorphologie et de géologie du Quaternaire, Université de Liège, 7, Place du XX Août, B-4000 Liège, Belgique;

téléphone : +32 (41) 66-53-35; télécopieur : +32 (41) 66-57-22

#### Résumé

Dans le cadre d'une analyse du bilan sédimentaire de sept zones côtières choisies comme sites-tests, nous avons entrepris une étude de la houle par observation satellitaire. Nous présentons les principaux résultats d'une partie de l'étude destinée à déterminer les caractéristiques énergétiques de la houle à partir des données du RAS (radar à antenne synthétique) de ERS-1 (European Remote Sensing Satellite). Ainsi, le calcul de la longueur d'onde a été réalisé par autocorrélation spatiale. L'ordre de grandeur des résultats est satisfaisant, mais la signification statistique bidimensionnelle doit encore être évaluée. Par contre, l'estimation de la hauteur de la houle par étude de la variation relative du coefficient de rétrodiffusion ( $\sigma$ °) n'a pas encore été menée à son terme. Par ailleurs, nous introduirons cette approche par un rappel des principaux éléments influençant la rétrodiffusion de l'onde radar. Enfin, par quelques exemples, nous illustrerons les phénomènes perturbateurs de la visibilité du plan de houle par observation radar.

# 1. L'observation radar

L'exemple de la figure 1 nous permet de rappeler quelques principes de l'observation radar. Cette image représente la zone intertidale de Saaftingen au sud du méandre de l'Escaut, «Schaan van de Noord» (sud-ouest des Pays-Bas). Il s'agit d'une imagette découpée dans

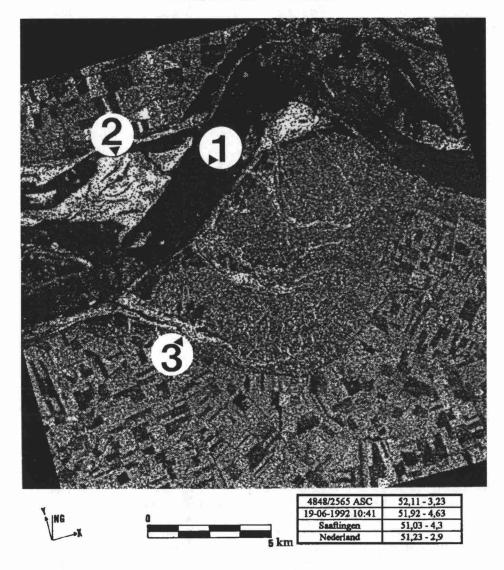


Figure 1. Slikke et schorre de Saaftingen au sud de l'Escaut (Pays-Bas); les observations relatives aux indications chiffrées sont reprises dans le texte

la scène RAS 4848/2565 du satellite ERS-1. La longueur d'onde de ce radar est de 5,7 cm et sa fréquence de 5,3 GHz. La scène a été saisie en noeud descendant à 10 h 41 TU. Elle a dû subir une réflexion par rapport à un axe vertical et une rotation de 14° dans le sens horaire des aiguilles d'une montre.

La direction de visée (X) du radar de ERS-1 est toujours orientée vers la droite selon un angle de 90° par rapport au sens de progression du satellite (Y). La résolution d'une image PRI (*Precise Range Imagery*) est de 12,5 m. La scène ayant été traitée avant le 01-09-92 par le Centre de traitement et d'archivage du Royaume-Uni (*United-Kingdom-Processing* 

and Archiving Facility; UK-PAF), elle n'est donc pas corrigée radiométriquement pour la dispersion énergétique selon l'axe X, ni pour le gain d'antenne (LAUR, 1992). Ces corrections sont indispensables quand on veut réaliser des traitements diachroniques ou quand on veut comparer des zones d'une même image pour lesquelles l'angle d'incidence est très différent. Pour une même scène RAS de ERS-1, cet angle varie de 19° à 26°.

Sur la figure 1, nous pouvons remarquer que l'eau (1) présente des valeurs numériques faibles (noir). L'eau se comporte généralement comme une surface spéculaire parfaite quand le vent est faible, quand les structures de turbulence liées aux courants ont peu de répercussion sur l'état de surface (rugosité) de l'eau et quand la houle ne déforme pas la surface libre de l'eau.

Les îles (2) apparaissent en blanc. La rétrodiffusion y est très forte. Pourquoi ? À ce phénomène, deux explications sont possibles. Premièrement, dès que le niveau d'eau redescend (marée basse comme c'est le cas sur cette image), le sable saturé en eau présente des caractéristiques diélectriques provoquant une augmentation de la rétrodiffusion (ULABY et al., 1986). Deuxièmement, comme on peut le voir dans les chenaux de marée (3), la slikke et les champs de rides de courant asymétriques, dont la longueur d'onde de l'ordre de 10 cm, provoquent une très forte rétrodiffusion suite au phénomène de résonance de Bragg (ULABY et al., 1982). Celui-ci, qui peut aussi s'observer en mer lorsque le vent provoque des ondes capillaires, s'explique par l'effet cumulatif d'ondes rétrodiffusées en phase. Ce phénomène est maximum lorsque:

$$\Delta R = n\frac{\lambda}{2} \tag{1}$$

où  $\Delta R$  = retard de phase entre deux ondes atteignant deux crêtes successives du microrelief;

 $\lambda$  = longueur d'onde du radar;

n = un entier.

La figure 2 illustre parfaitement la relation entre L,  $\Delta R$  et  $\Theta$ :

$$L = \frac{\Delta R}{\sin \Theta} \tag{2}$$

avec L = longueur d'onde de l'onde capillaire et  $\Theta$  = angle d'incidence.

Ainsi, l'onde radar qui atteint le point A est en phase avec celle qui atteint B au même moment si L répond à l'équation suivante :

$$L = n \frac{\lambda}{2 \sin \Theta} \text{ (pour } n = 0, 1, 2 \dots)$$
 (3)

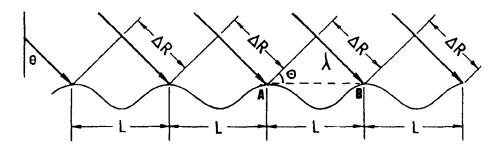


Figure 2. Résonance de Bragg (modifié de ULABY et al., 1982)

Dans le cas du RAS de ERS-1, pour lequel  $\lambda = 5.7$  cm et  $\Theta = 23^{\circ}$ , la valeur répondant à cette équation pour n = 1 est 7,3 cm.

# 2. Visualisation de la houle sur l'image RAS

L'onde capillaire n'est pas la seule onde qui affecte la surface de l'océan. Celle-ci est en fait déformée selon une superposition d'ondes de longueurs différentes (ULABY et al., 1982): la houle est l'une d'elle. Celle-ci provoque une variation de l'angle d'incidence local i, par rapport à l'angle d'incidence normal  $\Theta$ . L'angle d'incidence local i, est mesuré par rapport à un plan tangent à la surface de l'eau tandis que l'angle d'incidence normal  $\Theta$ , est défini par rapport à la verticale. La variation de cet angle explique en fait la modulation de la rétrodiffusion et donc l'alternance de zones successivement claires et foncées sur l'image. C'est sur la base de cette alternance spatiale que cette étude a été effectuée.

D'abord, nous avons extrait la longueur d'onde par autocorrélation spatiale selon X et selon Y. Par la suite, sur la base d'une estimation de la modulation relative du coefficient de rétrodiffusion ( $\sigma$ °), qui est fonction de la variation de i

$$\sigma^{\circ}(i) = \sigma^{\circ}_{R4f} \cos^{2}(i) \tag{4}$$

selon un axe correspondant aux orthogonales, nous avons tenté d'estimer la cambrure et donc la hauteur de la houle à partir de la combinaison de l'équation (4) et de l'équation (5) reprise ci-dessous et qui exprime la valeur de l'angle d'incidence local i, en fonction de l'angle d'incidence normal  $\Theta$ , et de la variation relative du  $\sigma^{\circ}$ :

$$i = \Theta + arctg(\frac{\pi H}{L})cos(\frac{2\pi H}{L})$$
 (5)

avec L = longueur d'onde de la houle et H = hauteur de la houle.

Étant donné les résultats peu satisfaisants obtenus pour H et qui se justifient par la nonlinéarité des équations, selon ULABY et al. (1986), nous nous contenterons de présenter ci-après les résultats des calculs d'autocorrélation spatiale.

# 3. Première tentative de calcul de L par autocorrélation

Sur une partie de la scène PRI 3953/855, acquise le 17 avril 1992 à 21 h 41 TU, nous avons réalisé les premiers calculs (OZER *et al.*, 1992). Cette scène est localisée en haute mer au nord-ouest du site-test de Calvi (Corse) qu'elle ne comprenait malheureusement pas.

Les conditions météorologiques des 24 heures précédant l'acquisition étaient tout à fait favorables à une forte cyclogénèse sur le bassin méditerranéen occidental avec circulation méridienne sur l'Europe nord-occidentale, soit des conditions de Mistral dans la vallée du Rhône et un effet de Föhn sur les Pyrénées orientales.

En ce qui a trait aux conditions météorologiques et hydrodynamiques au moment de l'acquisition, le bulletin météorologique français signalait, dans la zone, des vents de 10 noeuds et de direction N300E, tandis que la première houle renseignée a une direction N280E, une période de 5 secondes et une hauteur de 3 m. Il s'agit ici d'une houle résiduelle, car elle était déjà signalée à 0 h TU avec une même direction et des période et hauteur respectivement de 8 secondes et de 4 m.

Le calcul d'autocorrélation, réalisé sur une image brute (fig. 3), a été entrepris sur une imagette de 101 par 101 pixels. Les corrélogrammes montrent l'évolution du coefficient d'autocorrélation selon X (fig. 4a) et selon Y (fig. 4b). Une longueur d'onde selon X,  $L_{\rm x}$ , de 112,5 m, a été obtenue tandis que la longueur d'onde selon Y,  $L_{\rm y}$ , tend vers l'infini. Comme le montre la figure 4, le  $\rm r_{x}$  maximum correspondant à 112,5 m, est à la limite de signification statistique pour n égal à 8100. Rappelons qu'à une houle de période T, correspond une longueur d'onde donnée par la formule suivante, applicable en eau profonde :

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tag{6}$$

avec L = longueur d'onde de la houle et T = période de la houle.

Si T est de 5 secondes, alors L vaut 39 m. Par contre, si T est de 8 secondes, alors L vaut 100 m. À la lueur de ces résultats, nous avons tenté d'adapter la technique de calcul de L à des zones littorales aux côtes échancrées, pour lesquelles le calcul sur des fenêtres aussi agrandes n'était pas possible à cause de la dimension réduite des baies et des phénomènes de réfraction et de diffraction de la houle (fig. 5). Une routine de calcul de L par autocorrélation a été créée.

# 4. AUTOCORREL : programme de calcul de L par autocorrélation

# 4.1. Principe

Le programme AUTOCORREL a été développé afin de calculer automatiquement, pixel par pixel, les longueurs d'onde de la houle selon  $X(L_x)$  et  $Y(L_y)$  ainsi que les valeurs des coefficients d'autocorrélation,  $r_x$  et  $r_y$ , qui y correspondent, afin de permettre des tests de signification statistique.

Le principe du calcul est illustré sur la figure 6. Pour chaque position d'une fenêtre mobile de dimension définissable n x n, le programme permet d'échantillonner un vecteur de n valeurs selon les médianes orientées suivant les axes X et Y. L'autocorrélation est calculée sur les n valeurs de ces deux vecteurs. Pour chaque direction, le «Lag», exprimé en pixels, auquel correspond le r maximum rencontré après un « $Zero\ down-crossing$ » puis un « $Zero\ up-crossing$ » est stocké dans un fichier de sortie où il est exprimé en m («Lag», exprimé en pixels, multiplié par 12,5 m). Dans ce fichier, sont également stockées les valeurs du r correspondant. Ainsi, le fichier résultant constitue une image composée de quatre bandes :  $r_x$ ,  $L_x$ ,  $r_y$  et  $L_y$ .

### 4.2. Un exemple

Ce programme a été testé sur une imagette de 128 par 128 pixels découpée dans la scène PRI 3953/819 du 17-04-92. Cette scène est située dans la partie orientale du golfe de l'Asinara (Sardaigne). Les conditions météorologiques sont comparables à celles de la scène 3953/855 analysée ci-dessus.

L'imagette n'a pas été corrigée géométriquement. Deux tentatives de filtrage du chatoiement ont été réalisées (MATTEINI, 1992). Un filtre médian et un filtre statistique

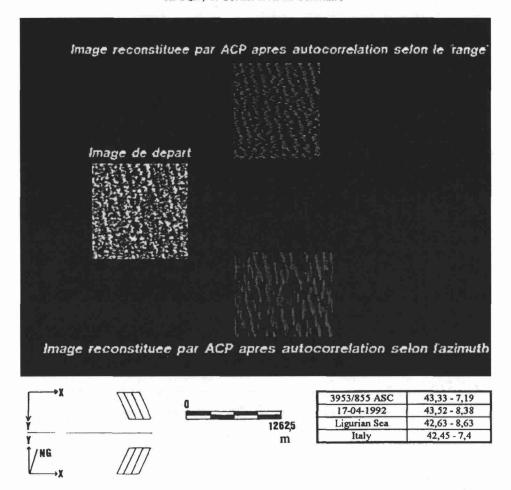
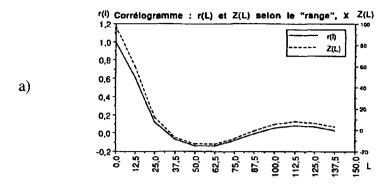


Figure 3. Résultats de l'autocorrélation sur l'imagette de la scène 3953/855

ont été appliqués. Les spectres de Fourier (fig. 7) montrent la possibilité d'obtenir une meilleure signification statistique des valeurs de  $r_x$  et  $r_y$  pour le calcul d'autocorrélation à partir du résultat du filtrage statistique 5 x 5. En effet, les deux maxima apparaissent de façon symétrique dans les premier et troisième quadrants des spectres de Fourier. Ils déterminent un cyclique de haute fréquence spatiale selon la direction définie par ces maxima (crêtes et creux de la houle). Ces derniers sont beaucoup plus contrastés sur le spectre de l'imagette filtrée statistiquement (fig. 7c) que sur les deux autres spectres.

Les résultats d'AUTOCORREL sur l'imagette ainsi filtrée sont illustrés sur la figure 8. Statistiquement, les distributions de  $r_x$ ,  $r_y$ ,  $L_x$  et  $L_y$  sont normales au niveau de 95 %. Le tableau 1 montre que la valeur moyenne de  $r_x$  n'est pas significativement différente de celle de  $r_y$ . Il en va d'ailleurs de même pour  $L_x$  et  $L_y$ .

Cependant, si nous observons la figure 9, nous pouvons remarquer que les distributions des valeurs de  $L_x$  et  $L_y$  sont plurimodales. La valeur extrême de 375 m n'est pas significative; elle résulte du choix de la longueur d'onde L correspondant à la répétitivité spatiale des structures dues à la houle.



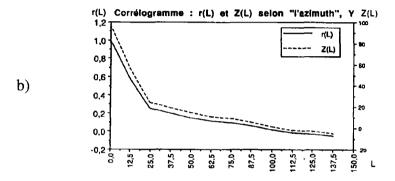


Figure 4. Corrélogrammes relatifs à l'autocorrélation appliquée à l'imagette de la scène 3953/855 : a) selon X; b) selon Y

**Tableau 1.** Description statistique de  $r_x$ ,  $r_y$ ,  $L_x$  et  $L_y$  calculés par AUTOCORREL sur l'image filtrée

	100 r <sub>X</sub>	100 r <sub>Y</sub>	L <sub>X</sub> (m)	L <sub>Y</sub> (m)
Moyenne	22,7	23,7	181,1	191,6
Écart-type	18,0	19,4	102,6	118,2
Minimum	0	0	50	50
Maximum	81	84	375	375

La partie de l'histogramme pour laquelle le calcul de L doit être réalisé est donc plus réduite. Sur le tableau 2, on montre les valeurs moyennes de L pour la partie de l'histogramme comprise entre 50 et 200 m.

Un autre critère doit cependant être pris en considération pour le calcul du L moyen. Il s'agit de la signification statistique de  $r_x$  et  $r_y$ . Dans notre cas, AUTOCORREL a été appliqué en choisissant une fenêtre de 30 x 30 pixels. Or, pour un n = 30, r est significativement différent de 0 s'il est supérieur à 0,30 au niveau de 90 %, à 0,35 au niveau de 95 % et à 0,45 au niveau de 99 % (DIEM et LENTHER, 1978). Sur le tableau 3, on

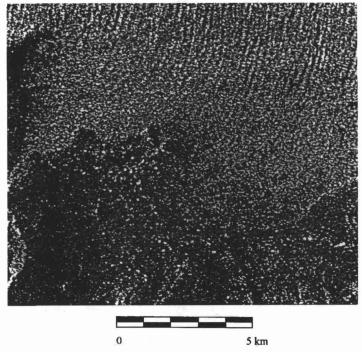


Figure 5. Diffraction et réfraction de la houle à Calvi, imagette extraite de la scène 1660/855

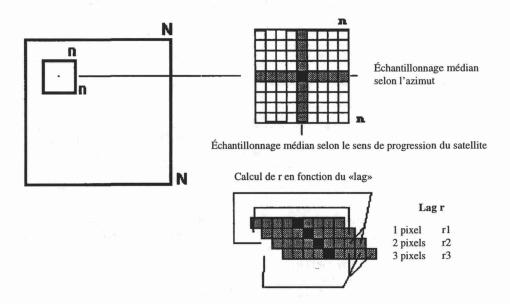


Figure 6. Principes du programme AUTOCORREL

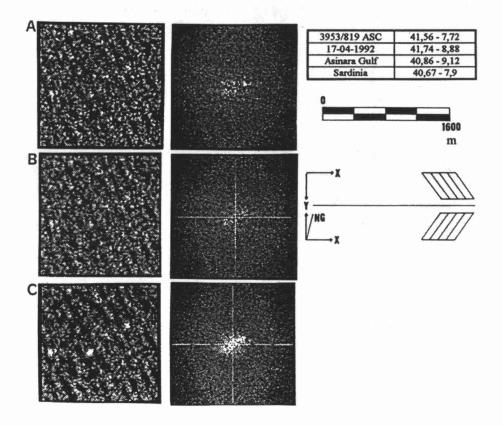
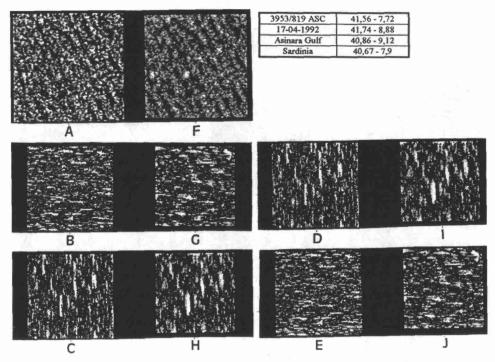


Figure 7. Imagette extraite de la scène 3953/819 (golfe de l'Asinara) : a) image brute et spectre de Fourier; b) image filtrée (filtre médian 5 x 5) et spectre de Fourier; c) image filtrée (filtre statistique 5 x 5) et spectre de Fourier

**Tableau 2.** Valeurs moyennes pour  $L_x$  et  $L_y$  calculées entre 50 et 200 m (le nombre total de valeurs était de 94 x 94 = 8 836)

	Proportion de valeurs ≥ 300 m	Moyenne entre 50 et 200 ± σ	Proportion de 0
L <sub>X</sub>	1 645	125 ± 106,7	319
	Proportion de valeurs ≥ 312 m	Moyenne entre 50 et 200 ± σ	Proportion de 0
L <sub>Y</sub>	2 286	125 ± 106,7	542

 $<sup>\</sup>sigma$  = écart-type



Résultat d'AUTOCORREL sur l'imagette filtrée statistiquement : a) imagette brute; b-c) distribution des valeurs du coefficient d'autocorrélation spatiale calculé selon X (ou Y pour c) sur l'imagette (a) et correspondant au 1<sup>cr</sup> cycle mis en évidence; d-e) distribution des valeurs de longueur d'onde correspondant au 1<sup>cr</sup> cycle mis en évidence selon X (ou Y pour e) sur l'imagette (a); f) imagette filtrée (filtre statistique 5 x 5); g-h) distribution des valeurs du coefficient d'autocorrélation spatiale calculé selon X (ou Y pour h) sur l'imagette (f) et correspondant au 1<sup>cr</sup> cycle mis en évidence; i-j) distribution des valeurs de longueur d'onde correspondant au 1<sup>cr</sup> cycle mis en évidence selon X (ou Y pour j) sur l'imagette (f)

montre la proportion de l'image pour laquelle  $r_x$  et  $r_y$  sont plus grands que ces valeurs, ainsi que les valeurs de  $L_x$  et  $L_y$  calculées à partir des pixels qui vérifient cette condition.

# 5. Quelques observations pratiques

La houle est un phénomène à haute fréquence spatiale et temporelle. Elle n'est pas toujours le seul phénomène observable sur les scènes RAS. En fait, d'autres processus à plus grandes échelles spatiale et temporelle peuvent accentuer ou atténuer la structure cyclique caractéristique de la houle. Ainsi, les facteurs suivants peuvent provoquer ce phénomène : les variations de vitesses des courants (BOER and VOGELZANG, 1992), en relation avec la bathymétrie et l'état de la marée (fig. 10); les structures frontales (JOHANNESSEN et al., 1991); la circulation mésoscalaire, soit le vent local (ULABY et al., 1982) et la structure verticale de la basse atmosphère (ASKARI et al., 1993). La convection due à l'instabilité des masses d'air froid arrivant au contact d'une surface océanique chaude provoque en effet une forte variation de la rugosité de la surface de la mer.

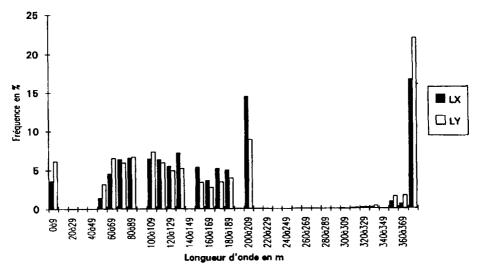


Figure 9. Densités de probabilité des valeurs de L<sub>x</sub> et L<sub>y</sub>

**Tableau 3.** Proportion de l'imagette présentant des valeurs de  $r_x$  et  $r_y$  significativement différentes de 0 pour  $2\alpha = 0,10,\,0,5$  et 0,01, ainsi que les valeurs moyennes et écarts-types de  $L_x$  et  $L_y$ 

1-2α	r(table)	Proportion pour r <sub>X</sub>	Proportion pour r <sub>Y</sub>	Moy. L <sub>X</sub> ± σ	Nombre de pixels	Moy. L <sub>Υ</sub> ± σ	Nombre de pixels
0,90	0,30	26,06	29,00	137,5 ± 88,4	868	125 ± 106,1	471
0,95	0,35	21,3	24,17	137,5 ± 88,4	562	156 ± 62,2	264
0,99	0,45	13,6	15,88	168,5 ± 44,6	220	168,5 ± 44,6	70

 $\alpha$  = niveau du test

r(table) = limite de signification de r contre 0 au niveau  $\alpha$  considéré

 $\sigma = \text{écart-type}$ 

# 6. Conclusion

Indépendamment de cette interaction entre phénomènes à échelles spatiale et temporelle différentes, le calcul de la longueur d'onde par autocorrélation spatiale réalisé sur des imagettes localisées dans des zones adéquates est plus significatif s'il est appliqué sur une image filtrée statistiquement que sur une image brute. En effet, les tests réalisés sur des

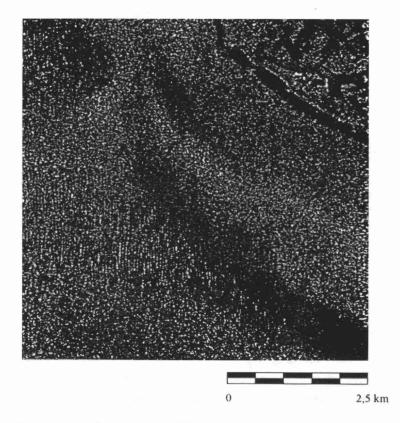


Figure 10. Structures frontales au large de Walkeren et visibilité de la houle; imagette (512 x 512 pixels) extraite de la scène 4848/2565 saisie le 19-06-92 à 10 h 41 TU

images originales ont donné de 7 à 11 % de longueur d'onde significative sur la base du test sur r au niveau de 85 %. La proportion obtenue sur l'image filtrée est plus élevée bien qu'encore relativement basse : 21,3 à 24,2 % au niveau de 95 %. D'autres aspects de notre recherche (interprétation analogique et confrontation avec les données météorologiques et hydrodynamiques) nous permettent de confirmer que les houles de longueur d'onde et de hauteur respectivement inférieures à 50 et 1 m semblent ne pas être détectables.

# 7. Remerciements

Cette publication a été réalisée dans le cadre du «Programme de recherche scientifique dans le domaine de la télédétection spatiale – deuxième phase», pour le compte de l'État belge et de l'Agence spatiale européenne.

## 8. Références

- ASKARI, F., GEENAERT, Gl., KELLER, W.C. and RAMAN, S. 1993. Radar imaging of thermal fronts. International Journal of Remote Sensing, vol. 14, no 2, p. 275-295.
- BOER, S. and VOGELZANG, J. 1992. Mapping of sea bottom topography with spaceborne SAR. BCRS project OP 1.28 BCRS report nº 91-14, 89 p.
- DIEM, K. et LENTHER, C. 1978. Tables scientifiques. Documentation Geigy, 7<sup>e</sup> édition, Ciba-Geigy Sa., Bâle (CH), 823 p.
- JOHANNESSEN, J. A., SHUCHMAN, R. A., JOHANNESSEN, O. M., DAVIDSON, K. L. and LYZENZA, D. R. 1991. Synthetic aperture radar imaging of upper ocean circulation features and wind fronts. Journal of Geophysical Research, vol. 96, p° C26, p. 411-422.
- LAUR, H. 1992. ERS-1 SAR calibration. Derivation of backscattering coefficient  $\sigma^{\circ}$  in ERS-1.SAR.PRI products. European Space Agency, Frascati (Italy), Issue 1, Revue 0, 17th october 1992, 16 p.
- MATTEINI, V. 1992. Study on structure detection a new speckle filtering techniques for ERS-1 images. European Space Agency, Noordwijk (The Netherlands), 60 p.
- OZER, A., CORNET, Y. et COMHAIRE, A. L. 1992. Morphodynamique des côtes et caractéristiques énergétiques de la houle étudiée grâce au SAR de ERS-1. First ERS-1 Symposium, 4-6 novembre 1992, Cannes, p. 851-855.
- ULABY, F. T., MOORE, R. K. and FUNG, A. K. 1982. Microwave remote sensing. Active and passive. Volume 2: Radar remote sensing and surface scattering and emission theory. A series of advanced level text books and reference works. Artech House, Norwood, MA, 1064 p.
- ULABY, F. T., MOORE, R. K. and FUNG, A. K. 1986. Microwave remote sensing. Active and passive. Volume 3: From theory to applications. A series of advanced level text books and reference works. Artech House, Norwood, MA, 2162 p.

# 22

# Apport de la télédétection pour l'évaluation de l'impact des ouvrages maritimes sur l'environnement littoral : cas de la région de la Jeffara orientale (Tunisie)

#### MOHAMED CHEDLY RABIA 1 et AMOR KLAI 2

Institut national de la recherche scientifique et technique (INRST), B.P. 95, 2050 Hammam-Lif, Tunisie; téléphone: +216 (1) 430-470; télécopieur: +216 (1) 430-917

<sup>2</sup> Laboratoire de télédétection et systèmes d'information à référence spatiale, École nationale d'ingénieurs de Tunis, B.P. 37, 1002 Tunis-Belvedère, Tunisie; téléphone: +216 (1) 514-700; télécopieur: +216 (1) 510-729

### Résumé

Dans ce travail, les données TM de Landsat (juin 1985) et HRV de SPOT (avril 1990) associées à des photographies aériennes au 1: 80 000 (1985) ont permis d'évaluer l'impact de deux ouvrages maritimes de la Jeffara orientale (sud-est de la Tunisie) sur la circulation des masses d'eau, la dynamique sédimentaire et l'évolution du couvert végétal. Des opérations de prétraitement, essentiellement de correction géométrique, ont permis de rendre superposables les images multidates. L'essentiel des traitements, effectués à l'aide du logiciel IDRISI installé sur PC, se résume en la méthode de segmentation qui a comporté des opérations de seuillage d'histogramme, de détection de contours et de segmentation en régions homogènes. L'étude d'impact a été facilitée par la numérisation de certaines portions de documents cartographiques préexistants disponibles (carte bathymétrique, carte topographique). La construction du port de Zarzis a provoqué le déferlement de vagues au niveau de la jetée, donnant lieu ainsi à une zone turbide et assez agitée au niveau du chenal d'accès. Vers le sud du site, une zone d'ensablement est mise en évidence sur les images HRV. La limitation de la circulation des eaux au niveau de la chaussée reliant l'île de Djerba au continent a contribué à l'établissement de zones préférentielles de turbidité, de dépôts et de prolifération de phytoplancton.

# 1. Introduction et problématique

L'outil de base pour le suivi de l'évolution de la dynamique sédimentaire sous l'influence des ouvrages maritimes est la cartographie d'inventaire des différents marqueurs de cette dynamique (érosion et engraissement des côtes, état de surface du tapis végétal, qualité de l'eau). Dans la région de Zarzis, les études effectuées avant la construction du port commercial prévoient des zones d'ensablement. Au niveau de la baie d'El Kantara, un appauvrissement en poissons a été constaté par les pêcheurs locaux. Pour la vérification et la compréhension de ces phénomènes, aucun suivi périodique n'a été assuré et seuls quelques documents existent : une carte bathymétrique datant de 1891 et les études effectuées depuis une quinzaine d'années par JÉDOUI (1979) et le MINISTÈRE DE L'ÉQUIPEMENT (1982). Le potentiel de la télédétection et son apport à ce genre d'étude n'étant plus à démontrer (VERGER et al., 1987; LYZENGA, 1981; LESSARD et al., 1989), c'est dans ce cadre que nous avons utilisé les données TM de Landsat et HRV de SPOT. Ces images multidates ont été utilisées tant pour favoriser la compréhension des phénomènes liés à l'impact des ouvrages étudiés que pour le suivi ultérieur des zones à risque de comblement, d'érosion ou de confinement.

# 1.1. Cadre géographique et climatique

Située dans le sud-est de la Tunisie, la Jeffara orientale est limitée au nord par le golfe de Gabès et au sud avec la frontière tuniso-libyenne. Le littoral est caractérisé par l'implantation d'une multitude d'ouvrages maritimes dont deux ont fait l'objet de cette étude. Il s'agit du site portuaire de Zarzis, mis en exploitation en 1990 et dont la construction a débuté en 1985. Le deuxième site étudié est celui et de la chaussée dite «romaine» traversant la baie d'El Kantara sur une dizaine de kilomètres (fig.1).

Dans ces régions, le climat est semi-aride avec un régime de vents variable d'une saison à l'autre. En hiver, ce sont des vents d'ouest modérés à forts qui dominent avec un courant frais dérivant du nord-ouest. En été, un régime de vents d'est domine. Ce régime est parfois perturbé par des vents chauds et secs du sud-ouest ou d'ouest qui sont souvent chargés de poussières venant du Sahara.

# 1.2. Hydrologie du littoral de la Jeffara

### 1.2.1. La houle

Les houles sont principalement dues aux vents locaux et se déplacent en général d'est en ouest. Le site d'El Kantara est faiblement influencé par la houle du large, à cause de la présence de l'île de Djerba au nord et du cordon reliant cette île à Zarzis à l'est. Dans la région de Zarzis, les houles les plus fréquentes proviennent du secteur nord-est, tandis que celles venant du secteur sud-est sont moins fréquentes (tab. 1).

#### 1.2.2. La marée

Dans la région d'étude, la marée est d'origine méditerranéenne. Elle est de type semidiurne, avec deux hautes mers et deux basses mers par 24 heures. La marée maximale, de 2 m environ, est enregistrée dans le golfe de Gabès. En allant vers le sud, la valeur enregistrée est plus faible. À El-Kantara, la valeur maximale de la marée atteint 40 cm

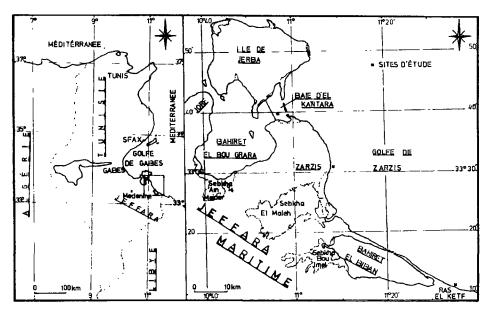


Figure 1. Localisation des sites d'étude

**Tableau 1**. Les caractéristiques des houles au large de Zarzis (MINISTÈRE DE L'ÉQUIPEMENT, 1982)

	Période (s)	Direction au large	Amplitude au large (m)
	12,0	ENE	5,5
Houles longues	9,0	Е	3,5
	8,0	ESE	3,1
Houles courtes	2,5	SE	0,6

(JÉDOUI, 1979). Dans la région de Zarzis, le marnage est plus important : il est de 90 cm en vives-eaux et de 10 cm en période de mortes-eaux. Plus au sud, dans la région de Ras El Ketf, le marnage moyen est de 80 cm en période de vives-eaux et de 20 cm en période de mortes-eaux, la marée moyenne étant de 50 cm.

#### 1.2.3. Les courants marins

Dans la plupart des cas, les courants généraux n'interviennent que rarement sur les aménagements portuaires. Par contre, les courants de marée peuvent jouer un rôle important. En Tunisie, leur rôle est, le plus souvent, masqué par les courants associés aux vents locaux. Les courants littoraux sont à l'origine de transport de sédiments.

Au nord de l'île de Djerba, le courant de flot venant de l'est se dirige vers l'ouest et s'épanouit dans le golfe de Gabès. Plus au sud, il se propage vers l'ouest, parallèlement aux côtes devant le banc d'El Biban et vers le nord-ouest aux abords de Zarzis. Les courants

de marée sont généralement faibles et leur vitesse est de l'ordre de 10 cm/s. Vers Zarzis, les mesures ont donné des valeurs très faibles (7 cm/s au maximum). Ces courants sont en relation avec la force et la direction du vent. Vers le pont d'El Kantara, les vitesses des courants sont importantes et atteignent 250 cm/s en période de vives-eaux (JÉDOUI, 1979).

# 2. Matériel et approche méthodologique

## 2.1. Données utilisées

Pendant cette étude, nous avons utilisé les images TM et HRV couvrant la majeure partie du littoral de la Jeffara orientale. Sur le tableau 2, on montre les caractéristiques de ces images. Pour le traitement numérique de ces données, nous avons utilisé les logiciels ERDAS, installé sur une station SUN, et IDRISI, installé sur PC.

<u></u>	HRV de SPOT	TM de Landsat
Date	17-04-1990	05-1985
Résolution (m)	20 (XS) - 10 (P)	30
Mode	- Multibande (XS1, XS2,XS3) - Panchromatique (P)	- Multibande (TM1, TM2, TM3, TM4, TM5)

Tableau 2. Caractéristiques des données satellitaires utilisées

# 2.2. Cheminement méthodologique

Suite à la lecture des images brutes, une phase de prétraitement généralisé et systématique a été nécessaire. Il s'agit tout d'abord d'une correction géométrique s'appuyant sur une vingtaine de points amers repérés sur les cartes topographiques au 1: 50 000, suivie d'un recalage entre les données images. Ces opérations ont permis la superposition des différentes données multisources (cartes et images).

Le deuxième volet de cette phase de prétraitement a concerné l'extraction des deux sites d'étude et le choix des meilleurs canaux TM ou HRV qui donnent le maximum d'informations sur la géomorphologie du fond, la dynamique sédimentaire, la végétation et les houles en zone littorale. L'amélioration de l'impact visuel des images a été obtenue par des étirements de la dynamique.

La phase de traitement proprement dit a englobé la caractérisation des phénomènes étudiés et leur cartographie. Les opérations de filtrage ont permis de dégager les traits linéaires tels que les crêtes des houles au niveau du port de Zarzis, les hauts fonds et les chenaux. Il faut signaler, ici, l'importance de ces facteurs dans le cheminement des sédiments et leur dépôt.

Les opérations de segmentation d'images par seuillage d'histogramme ont conduit à tracer le trait de côte en 1985 et en 1990, et à dégager les zones d'engraissement. Les calculs d'indices de pigmentation et de transparence (BEN MOUSSA, 1987) ont conduit à l'extraction de la couverture végétale au niveau de la baie d'El Kantara.

Enfin, une analyse visuelle et une comparaison des résultats obtenus avec les documents préexistants ont permis de comprendre la relation de cause à effet entre les phénomènes mis en évidence et les édifices étudiés. Lors de cette phase, seule l'information relative à l'évolution du trait de côte a été extraite à partir de l'intégration automatique des données images et des données cartographiques.

## 3. Résultats et discussion

L'étude diachronique par télédétection satellitaire n'a été possible qu'au niveau du port commercial de Zarzis couvert par les deux scènes en notre possession.

# 3.1. Premier cas d'étude : le site portuaire de Zarzis

La lecture des données brutes TM et HRV, correspondant respectivement au début des travaux et à la mise en exploitation du port commercial de Zarzis, confirme un engraissement du site et de sa partie méridionale (fig. 2a, 2b). Un seuillage d'histogramme permet de préciser ces informations. Par ailleurs, sur XS1, on remarque la présence d'une zone d'ensablement assez importante (fig. 2b). Pour mieux apprécier ces phénomènes, nous avons, dans un premier temps, extrait les lignes de rivage instantané à différentes dates (fig. 3). La première ligne de rivage a été numérisée à partir de cartes topographiques de Zarzis au 1: 50 000. Les deux dernières ont été obtenues en effectuant des seuillages binaires sur les données TM5 de 1985 et XS3 de 1990.

Afin de comprendre ce recul du trait de côte ainsi que les causes de l'ensablement remarqué à environ deux kilomètres au sud du port, nous avons, d'abord, essayé d'extraire la géomorphologie sous-marine (fig. 4). Il faut noter que la nature des structures géomorphologiques (présence ou absence des hauts-fonds) ainsi que leur orientation, présentent un facteur essentiel dans le comportement hydrodynamique et sédimentaire d'un littoral. Dans notre cas, elles constituent un élément indispensable à l'interprétation du cycle sédimentaire.

L'obtention de la morphostructure a été le résultat de deux filtrages successifs effectués sur la bande XS1 (0,50-0,59  $\mu$ m) qui représente le maximum de pénétration dans l'eau. Le premier est un filtre passe-bas permettant d'éliminer le train de houles; le deuxième est un filtre passe-haut accentuant les traits morphostructuraux visibles jusqu'à 15 m de profondeur.

Par la suite, nous avons essayé de suivre le comportement de la houle au niveau des principaux édifices liés au site. L'accentuation des lignes de crête des houles a été obtenue par un filtrage passe-haut (fig. 5).

Sur la figure 5a, la direction de la houle ainsi que son interaction avec la jetée du port sont nettes. La figure 5b montre la direction de la houle à l'intérieur du chenal du port.

Il est clair que la majeure partie de l'ensablement de la côte sud de Zarzis peut être attribuée aux travaux d'aménagement du site portuaire. Cependant, une fraction non négligeable est due à des conditions de remobilisation et de dépôt liées à l'existence du port lui-même. En effet, la houle, venant le plus souvent d'est et du nord-est subit au niveau de la jetée une réfraction importante, crée une zone d'agitation au niveau du chenal d'accès et perd de son énergie plus au sud. C'est dans cette zone, à l'abri des houles et du transit littoral nord, que les sédiments provenant du large et du continent (transport éolien) se déposent. Toute chance de remobilisation de ces dépôts est, par ailleurs, annulée par la présence d'un haut fond plus au sud (fig. 4), lequel freine l'effet du transit littoral sud.

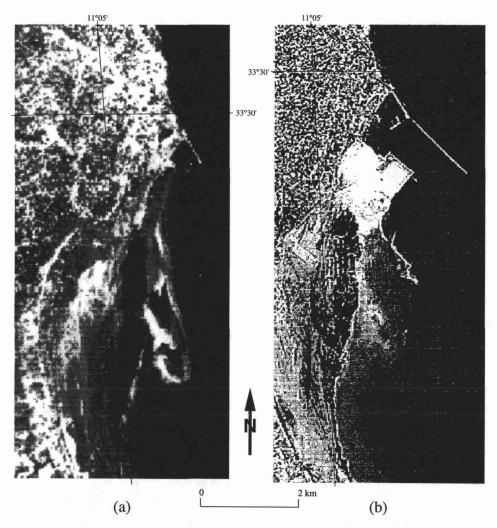


Figure 2. Site portuaire de Zarzis: a) canal TM1 seuillé; b) canal XS1 seuillé

# 3.2. Deuxième cas d'étude : la baie d'El Kantara

Cette zone n'est couverte que par les données TM. Le canal TM1 montre une géomorphologie caractérisée par la présence de plusieurs chenaux qui se comportent en véritables oueds sous-marins. La présence de ces chenaux est vitale puisqu'ils évitent à la baie un confinement total. Au cours des périodes de flot, le canal d'El Kantara prolonge un renouvellement relatif, mais non suffisant, des eaux de la partie occidentale. La photo-interprétation des données TM permet de dégager des zones de dépôt assez importantes, situées dans la partie sud occidentale du site. Dans ces zones, les valeurs radiométriques élevées dans le canal TM1 témoignent d'une forte réflectivité.

À défaut de mesures *in situ* des paramètres de la qualité de l'eau (surtout la salinité), seul l'indice de transparence exprimant la couverture végétale (BEN MOUSSA, 1987) a été

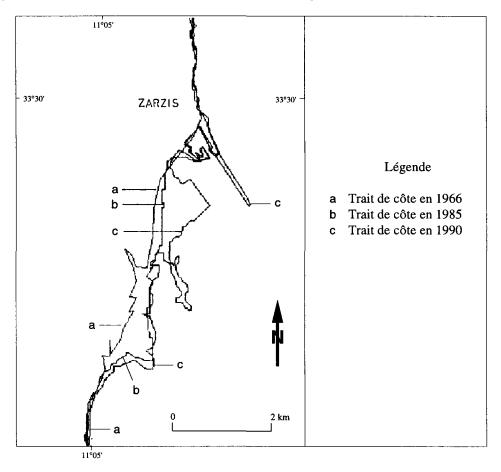


Figure 3. Les lignes de rivage instantané

calculé (fig. 22-6, voir cahier couleur). Sur cette figure, on constate l'établissement de zones préférentielles de développement végétal installées près des oueds sous-marins. Dans la partie occidentale de la baie, la zone sud semble présenter des conditions défavorables à la prolifération des végétaux.

À notre avis, la limitation de la circulation des eaux entre la baie et le large, d'une part, et entre ses deux parties suite à l'édification de la chaussée «romaine», d'autre part, a contribué à la création de régions abritées favorables au dépôt des sédiments. Ces régions sont essentiellement installées immédiatement au pied de la chaussée et vers la partie sud occidentale de la baie. Le non-renouvellement complet et périodique des eaux ainsi que la diminution de la tranche d'eau dans certains endroits ont causé un confinement des lieux et la disparition du couvert végétal.

Comme première solution à ce problème, l'élargissement du canal d'El Kantara qui assure la liaison entre les deux parties de la baie, ne serait que bénéfique.





Figure 4. Hauts-fonds perpendiculaires au transit littoral au golfe de Zarzis (XS1 filtré)

# 4. Conclusion

À défaut de documents de suivi périodique et continu, des opérations simples de traitement d'images satellitaires peuvent nous permettre d'extraire le maximum d'informations sur l'évolution d'un littoral. Ainsi, au niveau de la zone méridionale du site portuaire de Zarzis, la présente étude montre la nécessité à moyen terme d'un brise-lames afin d'éviter l'ensablement. Une première estimation de l'impact de la chaussée «romaine» se fait ressentir par l'existence de zones presque dépourvues de couverture végétale. Cependant, la précision de cet impact ne peut être effective que par l'établissement de stations de mesures de la qualité de l'eau. La combinaison entre ces données de terrain et les images satellitaires permettra une cartographie plus précise des différents paramètres.

# 5. Remerciements

Une partie de cette étude a été financée par le programme d'actions de recherche partagée du Réseau Télédétection de l'AUPELF-UREF. Certains traitements ont été effectués au Service régional de traitement d'images et de télédétection de Strasbourg. Nous en remercions leurs responsables.

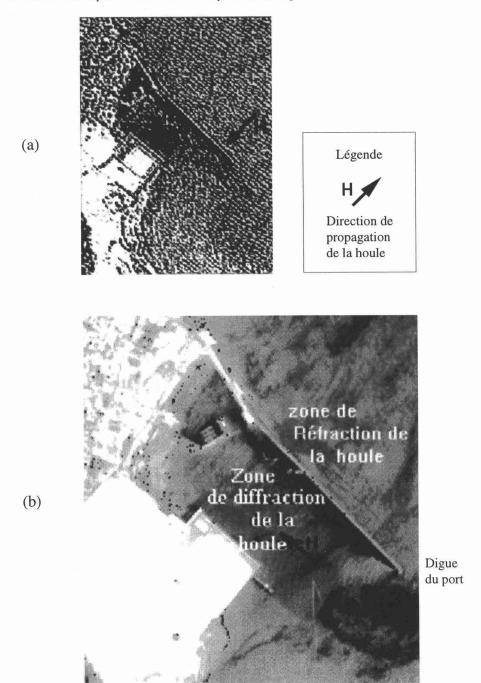


Figure 5. Crêtes de la houle au niveau du site portuaire de Zarzis : a) extraites à partir de XS; b) extraites à partir de l'image panchromatique (P)

# 6. Références

- BEN MOUSSA, H. 1987. Contribution de la télédétection satellitaire à la cartographie des végétaux marins : archipel de Molène (Bretagne, France). Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille II, 123 p.
- JÉDOUI, Y.1979. Étude hydrologique et sédimentologie d'une lagune en domaine méditerranéen : La Bahiret El Bougrara (Tunisie). Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Bordeaux I, 190 p.
- LESSARD, G. L., CAVAYAS, F. et DUBOIS, J.-M. 1989. Cartographie géomorphologique du littoral par télédétection numérique: validation des données et résolutions requises. *in* BERNIER, M., BONN F. et GAGNON, P. (éd.). Télédétection et gestion des ressources. Association québécoise de télédétection, vol. VI, p. 365-376.
- LYZENGA, D. R. 1981. Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Landsat data. International Journal of Remote Sensing, vol. 2, p. 71-82.
- MINISTÈRE DE L'ÉQUIPEMENT. 1982. Étude pour la construction du port de Zarzis. Rapport de la direction des services maritimes et aériens, 82 p.
- VERGER F., WANG, L., CUQ, F. et HE, D. C. 1987. Données multitemporelles SPOT-1 pour l'étude du régime des côtes sableuses : la pointe d'Arçay (Vendée, France). Photo-Interprétation, n° 4, fasc. 1, p. 1-10.