

**UNIVERSITÉ DE
BRETAGNE OCCIDENTALE**

**UNIVERSITÉ DE
BUCAREST**

**THÈSE DE DOCTORAT
2002**

IRINA POPESCU

**ANALYSE
DES PROCESSUS SÉDIMENTAIRES RÉCENTS
DANS L'ÉVENTAIL PROFOND DU DANUBE
(MER NOIRE)**

JURY:

| | |
|---|-----------------------|
| M. Michel Cremer, Chargé de Recherches (Université de Bordeaux I) | Rapporteur |
| M. Marc De Batist, Professeur (Université de Gand - Belgique) | Rapporteur |
| M. Yves Lagabrielle, Directeur de Recherches (UBO - Brest) | Président du jury |
| M. Gilles Lericolais, Chercheur (IFREMER - Brest) | Co-directeur de thèse |
| M. Nicolae Panin, Professeur (Université de Bucarest - Roumanie) | Directeur de thèse |
| M. Jean-Pierre Réhault, Professeur (UBO - Brest) | Directeur de thèse |
| M. Corneliu Dinu, Professeur (Université de Bucarest - Roumanie) | Personnalité invitée |

**UNIVERSITÉ DE
BRETAGNE OCCIDENTALE**

**UNIVERSITÉ DE
BUCAREST**

IRINA POPESCU

**ANALYSE
DES PROCESSUS SÉDIMENTAIRES RÉCENTS
DANS L'ÉVENTAIL PROFOND DU DANUBE
(MER NOIRE)**

**GÉOSCIENCES MARINES
THÈSE DE DOCTORAT
2002**

« J'aurais aimé commencer cette histoire à la façon des contes de fées. J'aurais aimé dire: Il était une fois... Pour ceux qui comprennent la vie, ça aurait eu l'air beaucoup plus vrai.

Car je n'aime pas qu'on lise mon livre à la légère. »

(Le petit prince)

J'aimerais néanmoins commencer par remercier ceux qui m'ont aidé à accomplir ce travail, auquel je me suis attaquée sans trop savoir ce qu'il fallait faire, et surtout pas comment. Beaucoup de gens m'ont soutenue, par leur savoir, leur confiance, leur gentillesse ou leur amitié... Sans eux je n'y serais pas arrivée.

Tout d'abord, il faut dire que si je n'avais pas rencontré Nicolas Panin, cette thèse n'aurait jamais existé telle qu'elle est, ni moi je n'aurais jamais été telle que je suis, d'ailleurs... Depuis cette rencontre, il y a très longtemps déjà, quand j'étais seulement une étudiante en troisième année à l'Université de Bucarest, il a toujours été mon grand tuteur, l'appui dont j'avais besoin, et en plus, une des rares personnes qui savent comment s'y prendre avec moi.

C'est également Nicolas Panin qui est à l'origine de la coopération qui existe maintenant entre GeoEcoMar et IFREMER. Il y avait d'abord Guy Pautot, Francis Marazanof et Serge Berné, les premiers à croire à une thèse en co-tutelle sur la mer Noire, et les premiers à me faire confiance. Il y a eu ensuite le projet BlaSON dirigée par Gilles Lericolais, la première mission en mer Noire en 1998 qui m'a fourni de si belles données pour ce travail et la bourse accordée par le Ministère des Affaires Etrangères par l'intermédiaire de l'Ambassade de France à Bucarest. C'est comme ça que j'ai eu l'occasion d'aller travailler à l'IFREMER de Brest, un milieu privilégié par ses moyens techniques, par la qualité de l'équipe de DRO/GM, et bien sûr, par sa vue sur la mer... enfin, tout ce qu'il me fallait pour une thèse. Et c'est comme ça que je suis devenue la première thésarde de Gilles Lericolais. On s'est plutôt bien entendus... malgré mon « drôle de caractère » (fin de citation) et mon signe astrologique qui n'aurait pas du aller avec le sien, d'après sa déclaration lors de ma soutenance. Je le remercie de tous ce que j'ai appris en travaillant ensemble, et je lui dois, outre les innombrables coups de fil et lettres au CLOUS, CROUS, CNOUS, à l'Ambassade ou à la Prefecture, mon initiation à la stratigraphie sismique.

Je remercie également Jean-Pierre Réhault, qui a accepté d'encadrer mon travail à l'Université de Bretagne Occidentale malgré ses nombreuses activités, et qui a lu, relu, corrigé et recorrecté la thèse, même quand je la lui envoyais pendant ses vacances afin de garder les délais pour la soutenance... Je dois au Professeur Corneliu Dinu toutes mes connaissances en Géologie structurale, des tas de données pétrolières plus ou moins confidentielles et dernièrement, le fait d'avoir laissé tomber toutes ses devoirs de Doyen de l'Université de Bucarest pour participer au Jury de cette thèse. Je tiens à remercier Monsieur Yves Lagabrielle, qui a accepté de faire partie du Jury, et les Professeurs Marc

De Batist et Michel Cremer d'avoir consacré leurs temps à lire et à juger cette thèse qui, d'ailleurs, d'après un des rapports, « se lit comme un roman ».

Je suis reconnaissante à Laurence Droz d'avoir accepté de suivre mon travail, d'autant plus qu'officiellement, elle n'y était pas impliquée... Elle m'a épaulé avec ses énormes connaissances sur les deep-sea fans, et avec son bon sens scientifique. Je ne pourrais pas oublier ici Jean-Louis Olivet, l'homme qui peut tout comprendre. Les discussions qu'on a eues m'ont souvent clarifié les idées et m'ont donné des directions à suivre, c'est lui qui m'a « assurée », comme bien de fois sur le mur d'escalade.

Pendant mes stages, j'ai travaillé aussi avec Hervé Nouzé et Estelle Théréaux pour la sismique, avec Benoît Loubrieu et Alain Normand pour la bathymétrie, avec Eliane Le Drezen pour l'imagerie, avec Gilbert Floch, Bernard Dennielou et René Kerbrat pour les carottes. Ils m'ont toujours aidé à faire ce que je voulais, ils ont toujours répondu gentiment à mes millions de questions... Tout ce travail se fonde sur leur professionnalisme.

Je remercie également mes collègues de GeoEcoMar qui ont participé à ce travail: Priscila Opreanu, Costina Fulga, Silviu Radan et Dan Secrieru. Et biensûr, Claudia Strehie, mon amie depuis toujours, ou presque...

Même s'ils n'ont pas contribué directement à la thèse, d'autres collègues m'ont aidé, d'une façon ou d'une autre. Tania Marsset, Serge Berné, Jean-François Bourillet, Louis Géli, Catherine Satra, Ronan Loarer, Marie-Michelle et Pierre Auffret... Je les remercie de leur gentillesse à tout moment.

Je suis heureuse d'avoir rencontré de gens comme Daniel Aslanian, Agnes Balzer, Marina Rabineau, Marilyne Moulin ou encore Hervé Nouzé, qui m'ont accepté dans leur club... Je n'oublie pas non plus mon collègue de BlaSON, Hervé Gillet, qui, en dehors des deux précieux profils qu'il m'a aidé à traiter, a bien voulu se ballader entre la France et la Roumanie avec dans son bagage les différentes versions de ce manuscrit.

Last but not least, un grand merci à Lia et Liviu pour tous ce qui leur a couté durant mes longs mois de stage...

RÉSUMÉ

Résumé

Ce travail est consacré à l'étude de l'architecture et de l'évolution sédimentaire récente de l'éventail profond du Danube, en particulier de son dernier système chenal-levée: **le chenal du Danube**. L'étude a été réalisée dans le cadre du projet de coopération franco-roumaine BlaSON, à partir des données sismiques, bathymétriques-acoustiques et sédimentologiques acquises en 1998 lors d'une campagne en mer Noire réalisée par IFREMER et GeoEcoMar. Des données sismiques et acoustiques antérieures ont été également utilisées.

L'éventail profond du Danube s'inscrit dans la catégorie des grands éventails vaseux. Comme les autres systèmes de ce genre (tel que les éventails de l'Amazone, du Mississippi ou de l'Indus) il est constitué d'une succession de systèmes chenaux-levées intercalés avec des dépôts de transport en masse. Le fonctionnement de l'éventail était conditionné par la baisse du niveau marin lors des périodes glaciaires. Ses faciès sismiques et sédimentaires s'apparentent aux faciès qui caractérisent la plupart des éventails de ce type. L'éventail du Danube constitue néanmoins un cas particulier parmi les autres systèmes étudiés, du fait de son fonctionnement dans un bassin lacustre. Ceci est dû à la situation spécifique de la mer Noire dont la connexion avec la Méditerranée, par le détroit de Bosphore et la mer de Marmara, a été successivement interrompue (au cours de périodes de bas niveau) et reprise (quand le niveau marin remontait en dépassant le seuil du Bosphore). L'absence de l'apport d'eau salée pendant les périodes glaciaires, associée avec l'augmentation de l'apport fluvial, ont déterminé l'installation d'un milieu d'eau douce dans la mer Noire à chaque fois que la baisse du niveau permettait la reprise du fonctionnement de l'éventail profond. Cette situation particulière aurait favorisé la formation des courants hyperpycnaux à l'embouchure d'un fleuve du débit du Danube qui déversait ses eaux turbides dans un bassin lacustre, et aurait donc influencé l'apparition de courants de turbidité dans l'éventail profond.

Le chenal du Danube s'est développé sur la pente continentale en prolongation du canyon du Danube (ou Viteaz) auquel il est directement connecté. Le canyon est incisé de manière significative (26 km) dans la plate-forme continentale. Au cours de bas-niveaux marins il constituait la principale voie de transfert des sédiments terrigènes vers le bassin profond dans cette partie de la marge. Le canyon est constitué par une entaille avec des flancs abrupts et un talweg axial incisé, qui montre l'importance du processus d'érosion du fond pour le développement du canyon. Les segments qui ont été identifiés le long du canyon, avec des morphologies, des orientations et des pentes spécifiques, sont interprétés comme des phases d'avancement du canyon vers la côte. Plusieurs incisions sont visibles dans la structure interne du canyon et témoignent que la morphologie actuelle du canyon est le résultat de son évolution polyphasée. L'instabilité de la zone du canyon est en relation avec les apports sédimentaires importants à l'embouchure du Danube, avec la présence du gaz dans les sédiments superficiels, et possiblement sous un contrôle structural.

Sur la pente supérieure (entre le canyon du Danube et ~1400 m de profondeur) le chenal du Danube présente des levées bien développées et fortement asymétriques, avec la levée droite plus haute et plus large que la levée gauche. Ce type d'asymétrie, fréquemment

décrit dans les éventails profonds est généralement attribué à l'effet Coriolis (Menard, 1955). Le chenal est légèrement sinueux, partiellement comblé et incisé par un talweg axial qui représente la continuation sur la pente du talweg incisé dans le canyon du Danube. L'analyse sismique détaillée du remplissage de la vallée montre plusieurs phases de dépôt, séparées par des discontinuités érosives. Ces surfaces d'érosion correspondent à des terrasses emboîtées, relativement parallèles le long de la vallée, visibles dans la bathymétrie. Les dépôts qui constituent le remplissage du chenal présentent un faciès sismique de type HAR (High Amplitude Reflections) dans l'axe du chenal, partiellement (ou parfois totalement) enlevé par les phases d'érosion subséquentes, qui continue latéralement avec des réflexions litées correspondant à un faciès sédimentaire de levée. Le remplissage de la vallée a été donc associé avec des écoulements dans le chenal, et non pas avec l'interruption de son fonctionnement.

Sur la pente inférieure, le chenal unique bifurque plusieurs fois par avulsion et forme de nouveaux systèmes chenaux-levées méandriformes. Ces systèmes se succèdent verticalement en onlap, ce qui montre qu'un seul chenal a été actif à la fois. Chaque phase d'avulsion a eu comme résultat la mise en place d'une unité constituée par un lobe défini comme "High Amplitude Reflection Packets" (HARP, Flood et al., 1991) à la base, et un système chenal-levée au sommet. Le dépôt d'un lobe HARP est associé avec de l'érosion dans le chenal en amont du point d'avulsion pour l'ajustement de son profil après la rupture de la levée. Quand le chenal a retrouvé son profil d'équilibre, l'érosion a cessé et des levées ont commencé à se développer au-dessus des HARPs (Pirmez et al., 1997). Toutes les phases d'avulsion se sont développées d'après le même modèle: (1) la rupture de la levée gauche, plus étroite; (2) le dépôt d'un lobe HARP par les écoulements non-chenalisés en aval du point d'avulsion, et l'abandon de l'ancien chenal; (3) l'initiation d'un nouveau système chenal-levée. La migration systématique du chenal vers le nord est influencée par l'assymétrie des levées (donc par la force de Coriolis), et confinée entre les grandes levées de la phase initiale du chenal du Danube, au sud, et le relief abrupt de l'éventail du Dniepr au nord.

La structure sédimentaire du chenal du Danube indique que les surfaces érosives à l'intérieur du remplissage du chenal se seraient formées en réponse aux avulsions, du fait de l'ajustement du profil du chenal après la rupture d'une levée. Les sédiments du chenal érodés au cours de ce processus ont formé les lobes HARP. Quand le chenal a retrouvé son profil d'équilibre, un système chenal-levée s'est développé en aval du point d'avulsion au dessus du lobe HARP, mais aussi en amont de ce point, où il se trouve confiné dans la vallée érosive.

Les incisions fluviales identifiées sur la plate-forme continentale et la position de la ligne de côte pendant la dernière période d'activité du chenal du Danube montrent que le paléo-Danube se dirigeait directement vers la tête du canyon du Danube. Son embouchure était située à proximité du canyon, qui alimentait le chenal du Danube. Cependant, les courants hyperpycniaux devaient prévaloir dans le milieu de salinité réduite qui caractérisait la mer Noire lors des périodes actives de l'éventail. Ces conditions auraient favorisé la mise en place d'un système quasi-continu fleuve-canyon-éventail profond, qui contrôlait le transfert des sédiments entre la côte et le bassin profond.

Abstract

This study is focusing on the architecture and recent sedimentary evolution of the **Danube channel**, the youngest channel-levee system in the Danube deep-sea fan. The study was conducted as part of the BlaSON French-Romanian Project, and combined high-resolution seismic-reflection profiles and chirp profiles with multibeam bathymetry and piston cores. This data set was acquired in 1998 during a joint survey IFREMER-GeoEcoMar of the north-western Black Sea. Previous seismic and acoustic data were also used.

The Danube deep-sea fan is a large passive-margin mud-rich fan. Like the other systems of this type (Amazon fan, Mississippi fan or Indus fan) the Danube fan consists of stacked channel-levee systems intercalated with mass-transport deposits. Seismic and sedimentary facies in the Danube fan are similar to those identified in most of the mud-rich systems. Nevertheless, the Danube fan is distinguished by a specific feature: its development in a freshwater environment. This is due to the peculiar water-level history of the Black Sea controlled by the link to the Mediterranean through the Strait of Bosphorus and the Sea of Marmara. This connexion was successively interrupted (during sea level lowstands) and re-established (when the sea level was rising above the Bosphorus). Temporary absence of marine water influx during lowstands together with large freshwater inputs from the Danube and other major rivers changed the Black Sea into a freshwater lake during times of fan activity. This peculiarity possibly favoured the development of hyperpycnal flow at the Danube mouth and the initiation of turbidity currents in the deep-sea fan.

The Danube channel is directly connected to the large shelf-indenting Danube canyon (also known as Viteaz canyon). The Danube canyon is deeply incised into the shelf margin for 26 km landward of the shelfbreak. During lowstands this canyon acted as the most important path for sediment supply to the deep sea in this part of the continental margin. It consists of a main trough with steep flanks, and a meandering thalweg cut into the flat canyon floor, attesting for the development of the canyon by erosion in the entrenched axial thalweg. Sections with specific morphology, orientation and gradient identified along the canyon, are interpreted as phases of landward expansion of the canyon. Internal structure of the canyon shows several erosional surfaces, which indicate that the present morphology of the canyon is the result of its polyphasic evolution. Instability in the zone of the canyon is related to the important sediment supply at the Danube mouth, to the presence of the gas in the surficial sediment, and possibly under a structural control.

The upper part of the Danube channel (between the Danube canyon and ~1400 m depth) consists in a single leveed-channel that has undergone significant overbank deposition, as attested by the well-developed levees. The levees are strongly asymmetrical, being higher and wider on the right-hand side looking downstream. This type of asymmetry is rather common in deep-sea fans, and is generally attributed to the Coriolis effect (Menard, 1955). The channel is slightly sinuous, partially filled and incised by an entrenched thalweg, connected to the axial thalweg of the Danube canyon. Detailed seismic investigation inside the channel trough documented several depositional phases within the

channel fill, separated by erosional surfaces. These surfaces are associated with distinct terraces identified on the multibeam bathymetry, that can be followed downward along the main trough axis. The valley fill deposits (where not removed by the subsequent erosional event) show an axial HAR (High Amplitude Reflections) seismic facies with lateral lower amplitude continuous reflections consisting in a levee facies, as proved by sampling. This indicates that filling up was associated with flow within the channel, and not with interruption of fan activity.

On the middle slope below 1400 m, this single channel bifurcates through repeated avulsions. As a result, several highly meandering channels developed. The onlap relationships between these channels indicate that only one channel was active at a time. Each phase of avulsion resulted in a depositional unit consisting in a basal unchannelized lobe defined as High Amplitude Reflection Packets (HARP, Flood et al., 1991) that underlies a channel-levee system. The deposition of HARPs was associated with the readjustment of the longitudinal profile of the channel after the breaching of a levee, which resulted in remobilization of upslope channel deposits and eroded levees. When this adjustment was complete, erosion ceased and levees began to develop above the HARPs (Pirmez et al., 1997). All the identified phases of avulsion followed the same pattern: (1) breaching of the lower and narrower left levee; (2) building of a unit of High Amplitude Reflector Packets (HARP) basinward of the bifurcation point by the unchannelized flow, while the former channel was abandoned; and (3) initiation of a new meandering leveed channel. The northward migration of the resulting units through repeated bifurcations is influenced by the asymmetry between levees (hence by the Coriolis effect), and confined between the high levees of the initial phase of the Danube channel (to the south) and the steep relief of the Dniepr fan (to the north).

Structure of the fan valley fill indicate that the erosional surfaces inside the upper channel could be formed in response of successive avulsions, by the adjustment of the longitudinal profile of the channel following the breaching of a levee wall. Sediments removed by erosion formed the HARP lobes basinward of the avulsion point. When this adjustment was complete, a channel-levee system developed downward of the bifurcation, overlying the HARPs, but also upward of this point, as a confined channel-levee system inside the erosional trough of the fan valley.

Fluvial incisions identified on the continental shelf, together with the coastline location during the last active period of the Danube channel, indicated that the paleo-Danube was directed towards the head of the Danube canyon. Paleo-Danube mouth was fairly close (ca. 10 km) to the Danube canyon, supplying sediment to the Danube channel. Furthermore, hyperpycnal flow probably prevailed in the freshwater environment that characterized the Black Sea during times of fan activity. These conditions would have enabled the development of a quasi-continuous river-canyon-deep-sea fan system, ensuring the effective transfer of the sediment between the coastal zone and the deep sea.

Rezumat

Acest studiu este consacrat arhitecturii și evoluției sedimentare recente a conului submarin al Dunării, și mai ales, a ultimului său sistem canal-levee: **canalul Dunării**. Studiul a fost realizat în cadrul proiectului de cooperare franco-română BlaSON, pe baza datelor seismice, batimetrice-acustice și sedimentologice obținute în 1998, în cursul unei expediții comune IFREMER-GeoEcoMar în Marea Neagră. Au fost de asemenea utilizate date seismice și acustice anterioare.

Conul submarin al Dunării se înscrie în categoria sistemelor turbiditice de mari dimensiuni, alimentate de un fluviu important și în care predomină sedimentele fine. Ca și celelalte sisteme de acest tip (de exemplu conurile Amazonului, Indusului sau al fluviului Mississippi), este constituit dintr-o succesiune de sisteme canal-levee, intercalate cu depozite de transport în masă. Funcționarea sa era condiționată de scăderea nivelului mării în timpul perioadelor glaciare, sistemul fiind practic inactiv în perioadele de nivel ridicat. Faciesurile seismice și sedimentare identificate în conul Dunării sunt asemănătoare celor ce caracterizează majoritatea conurilor de acest tip. Conul Dunării reprezintă însă un caz particular în cadrul acestor sisteme, din cauza dezvoltării sale într-un bazin lacustru. Acest cadru specific se datorează situației singulare a Mării Negre, a cărei comunicare cu Mediterana, prin strâmtoarea Bosfor și Marea Marmara a fost în mod succesiv întreruptă (în timpul perioadelor glaciare, cu nivel marin scăzut) și reluată (când nivelul marin global se ridică deasupra nivelului Bosforului). În cursul perioadelor glaciare, absența aportului marin din Mediterana era asociată cu creșterea aporturilor fluviale. Acest fapt determină instalarea în Marea Neagră a unui mediu de salinitate redusă, de fiecare dată când scăderea nivelului mării permitea reluarea activității în conul submarin. Aceste condiții au favorizat probabil formarea curentilor hiperpicali la gurile Dunării, prin contactul dintre apele încărcate de sedimente ale fluviului (cu densitate mare) și apele lacului (cu densitate mică), ceea ce ar fi influențat în continuare apariția curentilor de turbiditate în conul submarin.

Canalul Dunării s-a dezvoltat pe panta continentală în prelungirea canionului Dunării (sau Viteaz), cu care este direct conectat. Canionul, adânc incizat în marginea selfului (26 km), constituia principala cale de transfer a sedimentelor terigene spre zona adâncă a bazinului în timpul perioadelor de nivel marin scăzut. Canionul este format dintr-o vale majoră cu flancuri abrupte și un talveg axial, ceea ce indică dezvoltarea canionului prin eroziune de-a lungul talvegului. Segmentele identificate de-a lungul canionului, cu morfologii, orientări și pante specifice, sunt interpretate ca faze de înaintare a canionului spre coastă. Structura internă a canionului este marcată de prezența mai multor suprafețe erozive, care arată că morfologia actuală a canionului este rezultatul unei evoluții polifazate. Instabilitatea din zona canionului este legată de aportul sedimentar important, de prezența gazelor în sedimentele superficiale, și probabil de un control structural.

Pe panta superioară (între canionul Dunării și ~1400 m adâncime) canalul Dunării prezintă levee bine dezvoltate și puternic asimetrice, cu leveul de pe partea dreaptă (după sensul de curgere) mai înalt și mai lat decât leveul de pe partea stângă. Acest tip de asimetrie,

frecvent descris în conurile submarine, a fost atribuit efectului Coriolis (Menard, 1955). Canalul este ușor sinuos, parțial colmatat și incizat de un talveg axial care reprezintă continuarea pe panta continentală a talvegului canionului Dunării. Investigarea seismică detaliată a interiorului canalului arată mai multe faze de depunere, separate de discordanțe erozive. Aceste suprafețe de eroziune corespund unor terase distincte relativ paralele de-a lungul canalului, vizibile în batimetrie. Depozitele din interiorul canalului prezintă un faciș seismic de tip HAR (High Amplitude Reflections) în axul canalului, parțial (sau uneori total) îndepărtat de fazele de eroziune ulterioare. Acesta continuă lateral cu un pachet de reflectori continui și paraleli ce corespund în carote unui faciș sedimentar de levee. Colmatarea canalului a fost deci asociată cu curgeri în interiorul său, și nu cu încetarea activității sale.

Pe panta inferioară, canalul unic se bifurcă de mai multe ori prin avulsie și formează noi sisteme canal-levee meandrice. Aceste sisteme se acoperă unul pe altul în onlap, ceea ce arată că un singur canal a fost activ la orice moment de timp. Fiecare fază de avulsie a dus la formarea unei unități constituite la baza dintr-un lob definit ca "High Amplitude Reflection Packets" (HARP, Flood et al., 1991), iar la partea superioară dintr-un sistem canal-levee. Formarea unui lob HARP este asociată cu eroziunea în canal în amont de zona de avulsie, pentru ajustarea profilului longitudinal al canalului după ruperea unui leveu. Când canalul își regăsește profilul de echilibru, eroziunea încetează, iar deasupra lobului HARP începe dezvoltarea leveelor (Pirmez et al., 1997). Toate fazele de avulsie s-au dezvoltat după același model: (1) ruperea leveului stâng, mai îngust; (2) depunerea unui lob HARP prin curgeri necanalizate în aval de zona de avulsie, și abandonarea vechiului canal; (3) inițierea unui nou sistem canal levee. Migrația sistematică a canalului spre nord este influențată de asimetria leveelor (deci de forța Coriolis), și limitată între leveele înalte ale fazei inițiale a canalului Dunării, la sud, și relieful abrupt al conului submarin al Niprului, la nord.

Structura sedimentară a canalului Dunării arată că suprafețele de eroziune din interiorul canalului s-ar fi putut forma ca rezultat al avulsiilor, în urma ajustării profilului canalului după ruperea unui leveu. Sedimentele din canal remobilizate prin acest proces se regăsesc în lobi HARP. Când canalul și-a atins profilul de echilibru, un sistem canal-levee s-a dezvoltat în aval de zona de avulsie deasupra lobului HARP, dar și în amont, în interiorul văii create prin eroziune.

Urmele de incizie fluvială identificate pe platforma continentală, împreună cu poziția liniei de coastă în timpul ultimei perioade active a canalului Dunării, demonstrează că paleo-Dunarea se îndreaptă direct spre canionul Dunării. Gurile sale erau situate la ~10 km de canion, care alimenta canalul Dunării. În plus, apariția curenților hiperpicali era foarte probabilă în mediul de salinitate redusă caracteristic Mării Negre în timpul perioadelor active ale conului submarin. Aceste condiții au favorizat funcționarea unui sistem quasi-continuu fluviu-canion-con submarin, care controla transferul sedimentelor între zona de coastă și bazinul adânc.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

| | |
|---|----|
| Introduction: avant-propos et objectif de l'étude | 1 |
| I. Histoire régionale de la Mer Noire | 7 |
| I.1. Cadre géologique | 8 |
| I.1.a. Situation générale..... | 8 |
| I.1.b. Morphologie..... | 9 |
| I.1.c. Origine du bassin de la mer Noire..... | 11 |
| I.1.d. Structure et évolution tectonique..... | 13 |
| I.1.e. Stratigraphie et corrélation chrono-stratigraphique avec la Méditerranée..... | 15 |
| I.2. La marge nord-ouest de la mer Noire au Quaternaire: les variations du niveau de la mer | 24 |
| I.2.1. Généralités..... | 24 |
| I.2.2. Synthèse..... | 25 |
| I.3. Sédimentation actuelle | 36 |
| I.3.a. Hydrographie des bassins versants du Danube et des fleuves ukrainiens: caractéristiques des apports sédimentaires actuels..... | 36 |
| I.3.b. Le delta du Danube et son évolution Holocène..... | 38 |
| I.3.c. Les dépôts actuels sur la plate-forme continentale et dans le bassin profond..... | 44 |
| I.3.d. Les processus liés à la présence du gaz dans les sédiments superficiels..... | 49 |
| I.3.e. Océanographie: la circulation des masses d'eau..... | 51 |
| II. Présentation des données et méthodes d'interprétation | 55 |
| II.1. Origine des données | 56 |
| II.1.a. Données BlaSON..... | 56 |
| II.1.b. Données antérieures..... | 56 |
| II.2. Outils d'acquisition et de traitement | 58 |
| II.2.a. Positionnement..... | 58 |
| II.2.b. Sismique haute résolution et très haute résolution..... | 58 |
| II.2.c. Sondeur multifaisceaux EM1000..... | 62 |
| II.2.d. Carottages..... | 63 |
| II.3. Méthodes d'interprétation: Stratigraphie sismique | 66 |
| III. Le canyon Viteaz: morphologie et structure sédimentaire | 71 |
| III.1. Morphologie générale | 72 |
| III.2. Analyse géomorphologique et structurale | 77 |
| III.2.a. Données bathymétriques et acoustiques..... | 77 |
| III.2.b. Données sismiques..... | 81 |
| III.3. Discussion et conclusion: processus sédimentaires dans le canyon du Danube | 85 |
| III.3.a. Processus sédimentaires à l'origine des canyons..... | 85 |
| III.3.b. Facteurs de contrôle du développement du canyon du Danube..... | 86 |

| | |
|---|------------|
| III.3.b.1. Contrôle hydrosédimentaire..... | 86 |
| III.3.b.2. Contrôle structural..... | 87 |
| III.3.b.3. Contrôle par l'instabilité due au gaz..... | 87 |
| IV. L'éventail sous-marin profond du Danube: architecture du dernier système chenal-levée (le chenal du Danube)..... | 89 |
| IV.1. Introduction..... | 90 |
| IV.2. La morphologie générale du chenal du Danube..... | 93 |
| IV.3. Description morpho-structurale..... | 93 |
| IV.3.a. Description des faciès sismiques..... | 93 |
| IV.3.b. Description des faciès sédimentaires..... | 104 |
| IV.4. Structure sédimentaire du chenal du Danube..... | 121 |
| IV.4.a. Le chenal du Danube sur la pente supérieure..... | 121 |
| IV.4.a.1. Données sismiques et bathymétriques..... | 121 |
| IV.4.a.2. Données acoustiques..... | 128 |
| IV.4.a.3. Données sédimentologiques..... | 132 |
| IV.4.a.4. Discussion..... | 136 |
| IV.4.b. Le chenal du Danube sur la pente inférieure..... | 142 |
| IV.4.b.1. Données sismiques..... | 142 |
| IV.4.b.2. Données acoustiques..... | 145 |
| IV.4.b.3. Données sédimentologiques..... | 150 |
| IV.4.b.4. Discussion..... | 163 |
| IV.5. Discussion et conclusions: l'évolution du chenal du Danube..... | 166 |
| V. Contexte paléogéographique..... | 169 |
| V.1. Introduction..... | 169 |
| V.2. Structure sédimentaire récente de la plate-forme continentale roumaine..... | 171 |
| V.3. Discussion et conclusion..... | 185 |
| VI. Considérations chrono-stratigraphiques sur le développement de l'éventail profond du Danube..... | 189 |
| VI.1. Introduction..... | 189 |
| VI.2. L'éventail du Danube: sa structure profonde et son âge..... | 191 |
| VI.3. La relation éventail sous-marin – structures érosives sur la plate-forme..... | 191 |
| VI.4. Discussion et conclusion..... | 198 |
| VII. Conclusion générale: modèle d'évolution du système canyon du Danube-chenal du Danube..... | 201 |
| Bibliographie..... | 207 |
| Annexe 1 : Description détaillée des carottes..... | 221 |
| Annexe 2 : Analyses granulométriques..... | 253 |
| Annexe 3 : Analyses des faunes..... | 265 |
| Annexe 4 : Analyses géochimiques..... | 269 |
| Liste des figures..... | 275 |

INTRODUCTION

Introduction: avant propos et objectif de l'étude

Avant propos

Malgré la quantité de données disponibles (en particulier dans le domaine pétrolier), la structure sédimentaire Quaternaire de la marge Nord-Ouest de la mer Noire reste mal connue, car peu d'études synthétiques ont été finalisées jusqu'à présent. Les connaissances sont inégales selon les différentes régions de la marge, en raison de la diversité des méthodes utilisées: d'un côté, les études sédimentologiques sur des carottages superficiels (rarement) associées à des données sismiques de très haute résolution, et localisées pour la plupart dans la région de la plate-forme, auxquelles on peut rajouter les nombreuses données pétrolières acquises sur la plate-forme continentale (profils sismiques et forages) par la compagnie roumaine Petrom, souvent inutilisées dans la partie supérieure (Oligocène-Quaternaire); et par ailleurs, les études sismiques et de stratigraphie séquentielle, localisées celles-ci sur les éventails profonds, basées sur des données de qualité inégale et ne disposant d'aucun forage pour caler les corps sédimentaires identifiés.

C'est ainsi que la mission BlaSON avait le caractère exploratoire de première campagne à s'intéresser strictement à l'étude intégrée plateau-pente des systèmes sédimentaires au nord-ouest de la mer Noire. Cette mission nous a permis d'apporter de nouveaux éléments importants pour la connaissance des enregistrements sédimentaires dans cette région à fort taux de sédimentation.

L'éventail profond du Danube en particulier, contrairement aux autres systèmes sédimentaires de la marge, a fait l'objet de nombreuses études depuis les années 70 (Goncharov et al., 1972; Kasanzev et Shaynurov, 1978; Malovitsky et al., 1979; Bocaletti and Finetti, 1988; Morgunov et al., 1981; Tugolesov et al., 1985; Evsyukov et Goncharov, 1987; Shimkus et al., 1987; Konyukhov et al., 1988; Starovoitov et al., 1990; Konyukhov, 1997; Sorokhin et al., 1997; Sorokhin et al., 1998). Cependant, la contribution de ces études à la connaissance de la structure et de l'évolution de l'éventail profond reste plutôt modeste, surtout à cause des données disponibles, dont la résolution est faible et l'espacement large.

Un grand pas vers la compréhension de cette structure sédimentaire a été marqué par les travaux de Wong et al. (1994, 1997) et Winguth et al. (1997; 2000), qui ont proposé un modèle d'évolution à 8 séquences sur la base d'une cartographie des chenaux de ces

séquences et suggéré l'existence parallèle de deux systèmes chenal-levée joints, attribués au Danube et respectivement aux fleuves ukrainiens. Néanmoins, certains résultats de ces auteurs seront critiqués par la suite (chapitre VI). Les données utilisées pour leurs travaux (provenant des campagnes allemano-roumano-russes de 1992, 1993 et 1994) ont été en partie reprises et réinterprétées au cours de cette étude, et corrélées avec les données de meilleure qualité de la campagne BlaSON (Popescu et al., 2001).

Les modèles disponibles - définitions

Les études concernant de tels systèmes turbiditiques sont nombreuses et des modèles d'une grande variété ont été proposés au cours du temps depuis la première tentative de Normark (1970). Comme remarqué par Bouma et al. (1985), il y a actuellement à peu près autant de modèles que de systèmes étudiés. La plupart de ces modèles ont été établis soit à partir de l'étude des affleurements d'anciens systèmes turbiditiques (Mutti, 1992), soit par l'investigation des éventails sous-marins récents (Normark, 1970), ou encore par l'interprétation de la sismique 2D (Vail et al., 1977). Bien que certains modèles ont un caractère général et tentent des interprétations à échelle régionale (Walker, 1978; Mutti et Normark, 1991, par exemple) il est généralement admis qu'ils doivent être appliqués de façon sélective et critique, car au-delà des différences qui existent entre les systèmes actuels et les systèmes anciens, une grande variété de cas est à envisager dans chaque catégorie. Ceci est bien illustré par la classification des systèmes turbiditiques actuels de Reading et Richards (1994), qui comprend 12 classes en fonction de deux paramètres: le type de source (ponctuelle, multiple, linéaire) et la granulométrie (vaseux, vaseux-sableux, sableux, riche en gravier).

Plutôt que de diviser chaque type de système dans des groups, Bouma (2000) propose la définition de deux "end members": *fine-grained* et *coarse-grained*. La majorité des systèmes turbiditiques se situe entre ces deux extrêmes, en fonction des paramètres locaux. Les termes *fine-grained* et *coarse-grained* ne sont pas utilisés quantitativement (pour fournir un pourcentage limite entre deux classes) mais qualitativement, afin de définir des différences de distribution des faciès sableux, de forme et d'architecture des systèmes turbiditiques. Ces deux termes reprennent et incluent dans les grandes lignes les caractéristiques de certaines dénominations antérieures, telles que vaseux (mud-rich)/sableux (sand-rich), système de marge passive/active ou haute efficacité/efficacité réduite.

Les systèmes "fins" (*fine-grained*) sont des systèmes de by-pass, issus des écoulements gravitaires de haute efficacité et présentent une source de sédiments éloignée de la côte. Un tel système est alimenté par une rivière importante qui construit son delta sur une

plate-forme continentale large et de faible pente. Le transfert du sable vers le bassin est limité du fait de la largeur de la plate-forme, à l'exception des périodes où la décharge des sédiments se fait à proximité du rebord de pente. Des écoulements turbides se développent dans le bassin lors de ces périodes et forment un système chenalisé. La partie grossière des courants de turbidité est chenalisée alors que la partie haute et fine déborde et construit des levées des deux côtés du chenal. La formation des levées augmente l'efficacité du transport du sable vers le bassin profond, et une partie considérable de l'apport sédimentaire en haut du système se retrouve dans la zone distale de l'éventail. La partie distale de systèmes "fins" est donc riche en sable, déposé sous forme de lobes à l'extrémité des chenaux, quand les levées ne sont plus assez hautes pour chenaliser les écoulements.

Les systèmes grossiers (*coarse-grained*) sont caractérisés par une haute teneur en sable, y compris dans les zones situées entre les chenaux. La source de sédiment est à proximité et fournit peu de sédiments fins. La plate-forme est étroite et les sédiments sont transportés par les courants littoraux vers les canyons qui entaillent la pente. La prédominance du matériel grossier se traduit par l'absence des levées, donc par des écoulement de faible efficacité pour le transport du sable, déposé dans la partie proximale du système. Par conséquent, on remarque une tendance générale de diminution de la granulométrie et de l'épaisseur des dépôts vers la partie distale. Ces systèmes sont souvent actifs au cours des hauts niveaux marins, même si de façon plus réduite. La plupart des systèmes anciens étudiés en affleurements appartiennent à cette catégorie.

Ces deux types de systèmes turbiditiques constituent les cas extrêmes, et la grande majorité des systèmes connus s'inscrit entre les deux. Le transport des sédiments et la construction d'un éventail sous-marin se font sous le contrôle de plusieurs facteurs, dont la compréhension est nécessaire pour le choix du modèle qui représente le mieux le système étudié. Ces facteurs sont en interaction et leur rapports varient dans le temps et l'espace. Les plus importants paramètres sont la tectonique, le climat, l'apport sédimentaire et les variations du niveau marin.

Le contexte **tectonique** définit les caractéristiques de la source des sédiments et du bassin de dépôt par la nature des roches source de sédiments, la morphologie de la marge (la largeur de la plate-forme, la présence des canyons qui entaillent la marge ou l'effet des failles sur la stabilité de la marge).

Le **climat** contrôle de manière générale les processus physiques, chimiques et biologiques dans la zone source des sédiments. Plus particulièrement, la fonte des glaces et le régime pluviométrique sont des facteurs importants pour le transport des sédiments de la source vers le bassin.

Les caractéristiques des **apports sédimentaires** influencent la capacité de transport sur la plate-forme: un système fluvial important sera plus efficace pour le transport des sédiments qu'un ensemble de petites rivières sur la côte.

Les **variations glacio-eustatiques du niveau marin** jouent un rôle majeur dans le transfert des sédiments au-delà du rebord de la plate-forme, en particulier pour les systèmes "fins". L'importance de ces variations est à la base des principes de la stratigraphie séquentielle (Vail et al., 1977). Dans ce modèle, les périodes de bas niveau marin sont associées avec l'exondation (partielle ou totale) de la plate-forme et le dépôt d'un éventail sous-marin dans le bassin profond.

En considérant tous ces paramètres, l'éventail profond du Danube semble s'enserrer dans la catégorie des grands éventails vaseux (*fine-grained* ou *mud-rich fans*) tels que les éventails de l'Amazone, du Mississippi ou de l'Indus. C'est un système développé sur une marge passive, et présentant une source de sédiments éloignée de la côte. Il a été alimenté par un des plus importants fleuves d'Europe, le Danube, qui traversait la plate-forme de grande largeur et faible pente de la zone nord-ouest de la mer Noire. L'importance des apports fins est reflétée par l'architecture de l'éventail profond: ce système est constitué d'une succession de chenaux avec des grandes levées, de haute efficacité pour le transport du sable. Le rapport sable/vase est en général faible dans les systèmes chenaux-levées, bien que la présence des corps sableux importants associée au processus d'avulsion du chenal ait été mise en évidence pour la première fois dans le cadre de ce travail.

L'évolution de l'éventail profond du Danube s'est accomplie sous le contrôle des variations relatives du niveau marin, compliquées dans la mer Noire par la connexion variable (successivement interrompue et reprise) avec l'océan global. Inactif à ce jour, l'éventail profond du Danube a constitué le principal dépôt-centre au cours des périodes de bas niveau marin, lorsque l'embouchure du Paléo-Danube se trouvait à proximité du rebord de la plate-forme. La baisse du niveau marin isolait la mer Noire, qui devenait alors un lac d'eau douce à cause de l'absence de l'apport d'eau marine, corrélée avec les apports fluviaux importants. Les périodes d'activité de l'éventail profond étaient caractérisées par l'installation d'un milieu d'eau douce dans le bassin. L'éventail profond du Danube constitue donc un **cas particulier** parmi les systèmes de son genre, du fait de son **fonctionnement dans un bassin lacustre**.

Dans les chapitres suivants, nous essayerons d'apporter des éléments nouveaux concernant le développement de l'éventail profond du Danube, en relation avec les modèles existants (tel que le modèle de l'Amazone), et en insistant sur les particularités du système Danube.

Objectif

L'objectif de ce travail est la **compréhension de l'architecture et de l'évolution du dernier système chenal-levée de l'éventail profond du Danube**. En ce qui suit, ce système sera dénommé "**le chenal du Danube**".

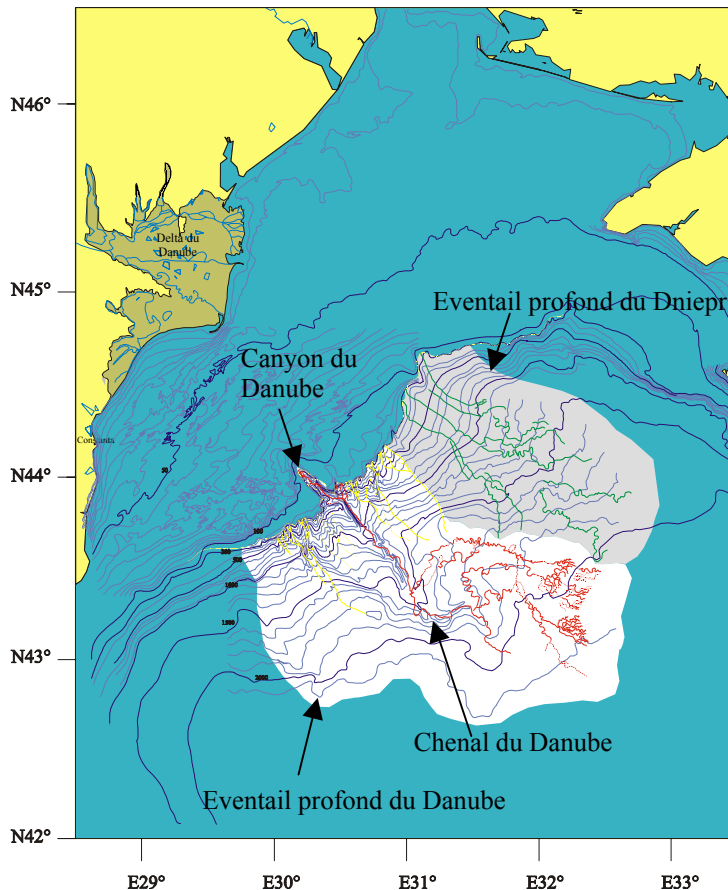


Fig. I. Le chenal du Danube (en rouge), le dernier système chenal-levée dans l'éventail du Danube

Le **chenal du Danube** (Fig. I.) est directement connecté au **canyon du Danube** incisé sur la plate-forme continentale, principale voie pour le transfert des sédiments vers le bassin profond. Dans sa partie supérieure, le chenal du Danube présente un tracé unique et des grandes levées asymétriques. Dans sa partie inférieure, le chenal bifurque plusieurs fois par avulsion et forme de nouveaux systèmes chenaux-levées méandriiformes.

Comme nous le verrons, l'ensemble **canyon du Danube-chenal du Danube** a fonctionné comme un **système intégré**, alimenté par les apports sédimentaires du Danube qui, à l'époque de son développement, débouchait à proximité de la tête du canyon.

La première partie du travail constitue une synthèse des connaissances concernant l'histoire géologique régionale de la zone d'étude. Seront présentées d'abord la morphologie de la mer Noire, son origine et son évolution tectonique, ainsi que la stratigraphie du bassin. La discussion portera ensuite sur les variations du niveau de la mer Noire, plus particulièrement sur l'histoire de la dernière remontée du niveau marin et sur les différentes hypothèses proposées jusqu'à présent à son sujet, pour continuer par un rappel des processus sédimentaires actuels dans la mer Noire.

Cette synthèse régionale sera suivie par la présentation des données utilisées dans le cadre de ce mémoire. Il s'agit principalement de données sismiques, bathymétriques-acoustiques et sédimentologiques acquises au cours de la mission BlaSON (IFREMER-GeoEcoMar, 1998), mais aussi de données sismiques et acoustiques antérieures disponibles par l'intermédiaire de GeoEcoMar. Les outils d'acquisition et de traitement seront présentés par la suite, ainsi que les principes de base de la stratigraphie sismique.

La partie la plus importante du travail concerne l'architecture et l'évolution du **système canyon du Danube – chenal du Danube**, telle qu'issue de l'interprétation de ces données. Elle sera donc consacrée à l'étude des faciès sismiques et sédimentaires qui caractérisent ce système, et à leurs interprétation en termes de processus sédimentaires.

On présentera d'abord la partie haute du système: le canyon du Danube, profondément incisé dans la plate-forme continentale. Nous essayerons d'identifier, à partir de sa morphologie et de sa structure sédimentaire, les processus responsables de la formation du canyon, et les facteurs qui les ont contrôlés.

Le chenal du Danube est le dernier grand système chenal-levée développé dans l'éventail profond du Danube. Nous allons l'étudier dans sa descente depuis l'embouchure du canyon du Danube jusqu'au bassin profond, en tâchant de définir les éléments de base de son architecture et de comprendre comment ces éléments se sont mis en place.

Afin de mieux comprendre l'évolution du système canyon-chenal du Danube, il m'a semblé essentiel de connaître le contexte paléogéographique de la plate-forme continentale au cours de la dernière période active de ce système. C'est pourquoi un chapitre de cette étude s'intéresse à la structure de la plate-forme et essaye de localiser les tracés du paléo-Danube et de la paléo-ligne de côte lors de cette période.

La partie finale de l'étude consiste en quelques considérations chrono-stratigraphiques sur le développement de l'éventail profond du Danube, à partir de nouveaux calages sur des forages pétroliers. L'âge de l'éventail sera donc rediscuté.

La conclusion générale propose un modèle d'évolution du système canyon du Danube-chenal du Danube, défini par l'architecture et le fonctionnement du système, mais aussi par les facteurs qui ont contrôlé son développement.

CHAPITRE I

HISTOIRE RÉGIONALE DE LA MER NOIRE

I. HISTOIRE RÉGIONALE DE LA MER NOIRE

I.1. Cadre géologique

- I.1.a. Situation générale
- I.1.b. Morphologie
- I.1.c. Origine
- I.1.d. Structure et évolution tectonique
- I.1.e. Stratigraphie et corrélation chrono-stratigraphique avec la Méditerranée

I.2. La marge Nord-Ouest de la Mer Noire au Quaternaire: les variations du niveau de la mer

- I.2.1. Généralités
- I.2.2. Synthèse

I.3. Sédimentation actuelle

- I.3.a. Hydrographie des bassins versants du Danube et des fleuves ukrainiens; caractéristiques des apports sédimentaires actuels
- I.3.b. Le delta du Danube et son évolution Holocène
- I.3.c. Les dépôts actuels sur la plate-forme continentale et dans le bassin profond
- I.3.d. Les processus liés à la présence du gas
- I.3.e. Océanographie: la circulation des masses d'eau

I.1. Cadre géologique

I.1.a. Situation générale

La mer Noire est un bassin de forme elliptique de 423000 km² qui atteint une profondeur maximale de 2206 m (Ross et al., 1974). Située entre l'Ukraine et la Russie au nord, la Roumanie et la Bulgarie à l'ouest, la Turquie au sud et la Géorgie à l'est (Fig. I.1.). La mer Noire constitue le principal réceptacle des apports liquides et solides de l'Europe Centrale (via le Danube) et de l'Europe de l'Est (par l'intermédiaire des fleuves ukrainiens : le Dniepr, le Dniestr et le Bug de sud, mais aussi le Don par la Mer d'Azov (Fig. I.1.). Ses échanges avec l'océan mondial se limitent à la seule connexion qu'elle a avec la Méditerranée et la Mer de Marmara par l'intermédiaire de deux détroits : le Bosphore (ou le Détroit d'Istanbul) et les Dardanelles (ou Çanakkale). La circulation des eaux est restreinte à cette unique voie de communication, alors que l'influx salé originaire de la Méditerranée provoque la forte stratification des eaux (18 ‰ à la surface et 22 ‰ au fond du bassin). En conséquence des conditions anoxiques se sont installées en dessous de 130-180 m, ce qui fait que la mer Noire est actuellement le plus grand bassin anoxique au monde.



Fig. I.1. La mer Noire, situation générale.

La mer Noire est l'un des vestiges de l'océan Téthys. La fermeture de la Téthys a commencé au Crétacé dans un mouvement de convergence sud-nord. A partir de l'Eocène débute la subduction le long de la marge sud de la plaque eurasiennne où se développe une suite de bassins sédimentaires d'axe est-ouest s'étendant de l'Autriche à l'Asie Centrale, l'ensemble constituant le bassin intracontinental de la Paratéthys. La mer Noire est donc généralement considérée comme le résultat d'une extension arrière-arc associée à la subduction de la Téthys vers le nord. Malgré l'origine en extension du bassin, la plupart de ses marges ont été affectées par des déformations compressives qui ont donné les Pontides au nord de la Turquie et les ceintures de Caucase et de Crimée en Russie et en Ukraine.

Le bassin profond ne semble être constitué que d'une seule partie dont la plaine bathyale atteint 2200 m profondeur. Pourtant, les études de sismique profonde montrent l'existence de deux bassins d'expansion réunis lors de leur évolution post-rift. L'expansion du bassin Ouest est datée de l'Albian-Aptian (Robinson et al., 1996). Ces auteurs considèrent le bassin Est comme plus récent, s'étant ouvert probablement dans l'intervalle fin Crétacé-Paléocène. Par contre, Meredith et Egan (2002) ont postulé une première phase de distension antérieure (Jurassique terminal-Crétacé ?). Les deux bassins sont comblés par des séries sédimentaires atteignant jusqu'à 13 km dans le bassin Ouest et 11 km dans le bassin Est (Robinson et al., 1995).

I.1.b. Morphologie

La plate-forme continentale, la pente, le glacis et la plaine bathyale constituent les provinces physiographiques du bassin de la mer Noire (Fig. I.2.).

La **plate-forme continentale** est bien développée au nord-ouest du bassin : jusqu'à 140 km au large de l'embouchure du Danube, pour atteindre un maximum de 190 km à l'ouest de la Crimée. Sa largeur diminue vers le sud (40 km en face de la côte bulgare), et elle s'arrête nettement au niveau du canyon Sakarya. Pour le reste du bassin, la plate-forme est très étroite, dépassant rarement 20 km à l'exception de la zone située au sud de la Mer d'Azov pouvant atteindre jusqu'à 40 km de largeur. Le rebord de la plate-forme est situé à environ -100 m pour la plupart du bassin (Ross et al., 1974); au large du Danube il se situe à -110-140 m au sud du canyon Viteaz, et descend jusqu'à -170 m au nord du canyon, probablement du fait d'une tectonique récente très commune dans cette région.

La **pente continentale** associée à la plate-forme étroite - au sud, est et nord-ouest du bassin, ainsi qu'au sud de la Crimée - est relativement abrupte (2,5%, Ross et al., 1974) et incisée par de nombreux canyons. Les pentes à faible inclinaison se trouvent au nord-ouest

du bassin (les éventails du Danube et du Dniepr) et au sud de la Mer d'Azov (l'éventail du Don et Kuban ?), associées aux apports fluviaux importants. Des canyons s'y sont développés, dont les plus importants sont le canyon du Danube (Viteaz) et le canyon du Dniepr. Ces deux canyons (à la différence des autres) ont largement dépassé la flexure et ont incisé sur plus de 20 km le rebord de la plate-forme.

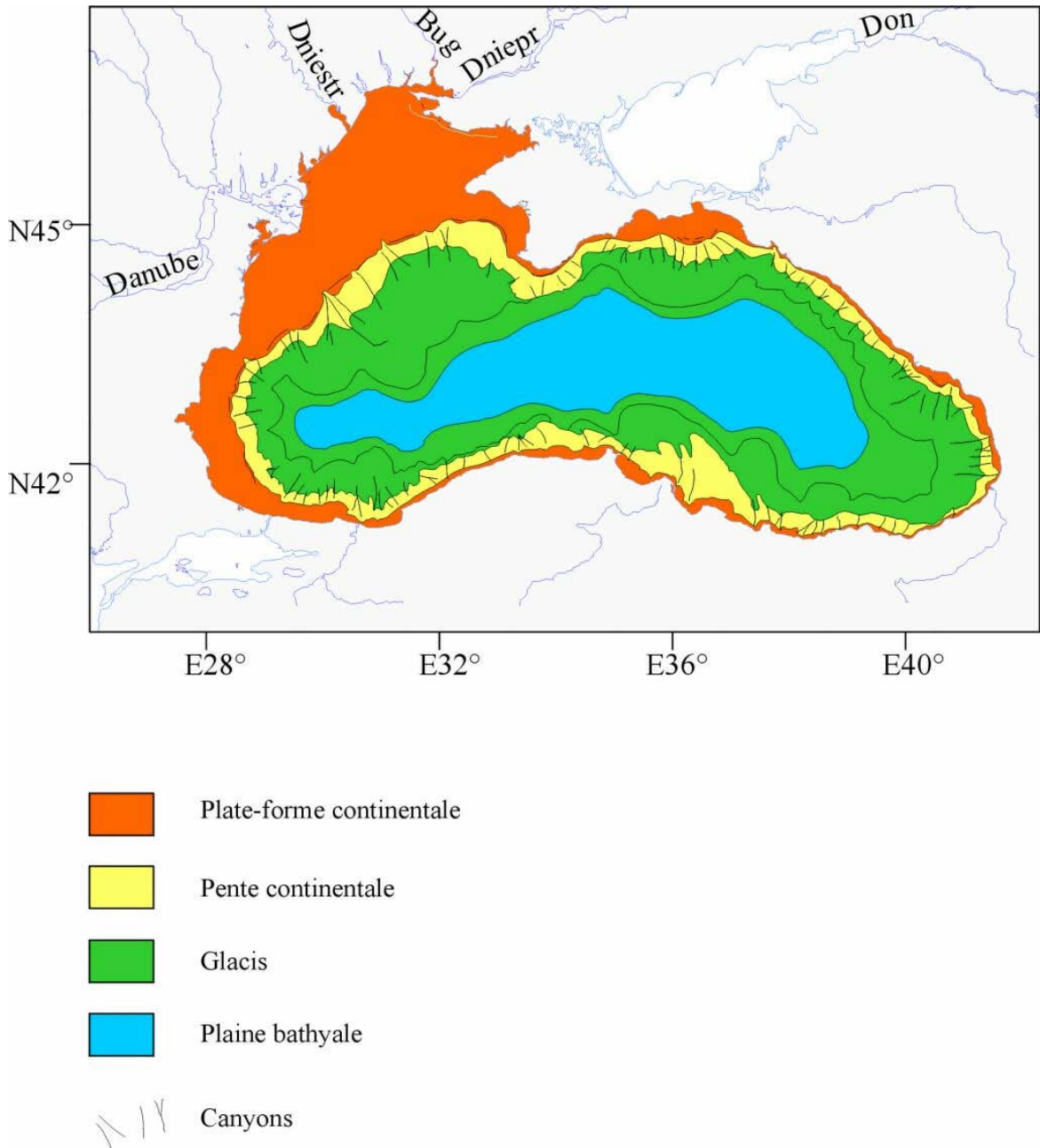


Fig. I.2. Les provinces physiographiques de la mer Noire (d'après Black Sea GIS, 1997).

Le **glacis** constitue la zone de dépôt des apports terrigènes le long de la marge, avec des pentes entre 0,1-2,5%. Sa largeur est fonction de l'importance de ces apports et atteint son maximum au niveau des éventails du Danube et du Dniepr.

La **plaine bathyale** se situe au centre du bassin, avec des pentes de moins de 0,1% et une profondeur maximale de 2206 m (Ross et al., 1974).

I.1.c. Origine du bassin de la mer Noire

De nombreux modèles contradictoires ont été proposés pour l'origine de la mer Noire (Görür, 1988, et les références citées). Les âges proposés varient du Précambrien au Quaternaire inférieur. Les premiers auteurs considéraient que le bassin était très récent (jusqu'au Néozoïque supérieur, Goncharov et Neprochnov, 1960). Les données géophysiques et géologiques de l'époque révélaient pourtant déjà la présence d'épaisses séries sédimentaires et confirmaient la nature océanique du fond du bassin, considéré comme le vestige d'un ancien bassin océanique d'âge Précambrien (Milanovsky, 1967), Paléozoïque (Dewey et al., 1973) ou Mésozoïque inférieur (Sorokhtin, 1979). D'autres auteurs, comme Belousov (1967), ont parlé d'une « basification » de la croûte granitique originelle. Dans la même direction, Brinkmann (1974) supposait qu'une masse continentale existait dans la zone de la mer Noire jusqu'au Mésozoïque. Celle-ci aurait été érodée et submergée sous 2000 mètres d'eau. Contrairement à cette idée Petrascheck (1960) avait déjà montré une similarité entre les dépôts d'âge Jurassique et Crétacé de la Crimée et des Pontides. Adamia et al. (1974), Hsü et al. (1977) et Letouzey et al. (1977) émettent alors l'hypothèse que l'ouverture de la mer Noire résulte du fonctionnement d'un bassin arrière-arc en extension, au long de la marge nord téthysienne, sous l'action d'une subduction vers le nord.

Ce modèle a été largement accepté, et deux bassins d'époque et de direction d'expansion différentes ont été mis en évidence (Fig. I.3.). Ces deux bassins vont se réunir lors des phases post-rift. L'ouverture du bassin Ouest est datée du Barrémien supérieur-Cénomanién (Görür, 1988; Finetti et al., 1988) alors que l'âge du bassin Est est moins sûr, mais serait Paléocène moyen à supérieur (Robinson et al., 1995, 1996), avec une première période d'amincissement de la croûte probablement Jurassique terminal (Meredith et Egan, 2002). Les régions autour des deux bassins ont été fortement modifiées par la compression Tertiaire associée à la fermeture de la Téthys.

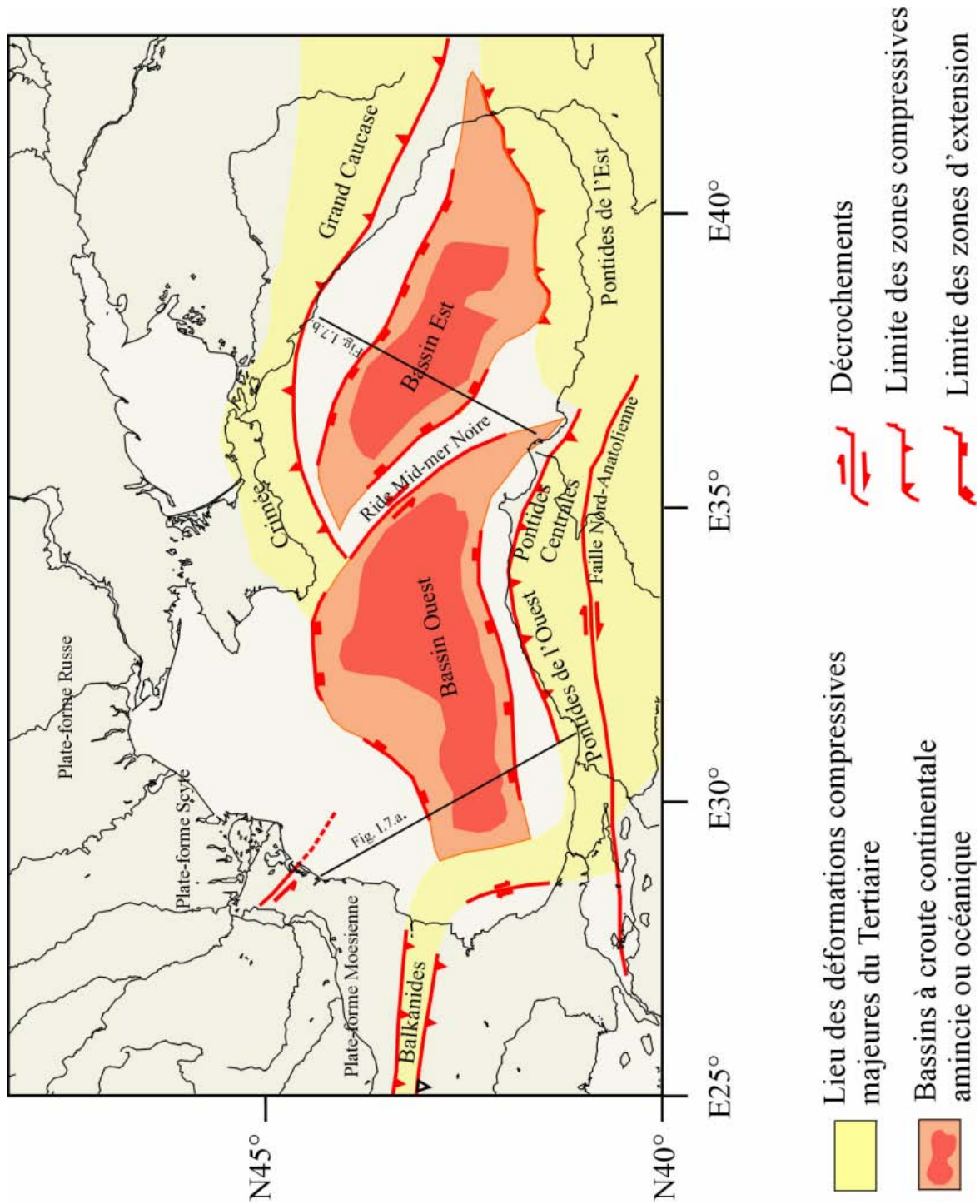


Fig. I.3. Schéma structural de la mer Noire dans son environnement tectonique (d'après Robinson et al., 1996).

I.1.d. Structure et évolution tectonique

La Téthys se trouve maintenant fermée le long de la suture qui s'étend entre le sud de la Roumanie et la Mer Egée, et allant de la Turquie jusqu'en Iran. La plaque Européenne successivement en extension, en compression et avec des phases de magmatisme, apparaît comme une région d'une remarquable complexité structurale et stratigraphique.

Le bassin Ouest s'est ouvert le long d'un rift situé au niveau de la plate-forme carbonatée Jurassique inférieur-Crétacé supérieur qui couvrait la marge sud de l'Eurasie (la Plate-forme Moesienne). Okay et al. (1994) dans leur modèle tectonique attribuent l'ouverture du bassin au déplacement vers le sud de la zone d'Istanbul (ou Pontides de l'Ouest) initialement située en prolongation du plateau continental entre la Plate-forme Moesienne et la Crimée (Fig. I.3.). Ce domaine se serait déplacé le long de deux importantes failles transformantes, en ouvrant en arrière le bassin Ouest de la mer Noire. Banks et Robinson (1997) acceptent le modèle dans ses grandes lignes mais repositionnent la limite à l'est de ce mouvement sur la marge ouest de la Ride Mid - mer Noire (ou « Mid-Black Sea High »), et incluent les Pontides centrales dans la zone déplacée (Fig. I.3. et I.4.).

Vers la fin du Jurassique moyen la région de la mer Noire est recouverte de dépôts carbonatés. La subduction s'accélère au Crétacé inférieur renouvelant le magmatisme de l'arc qui connaîtra son maximum au Santonien dans la zone Achara-Trialet en Géorgie, dans les Pontides et dans la zone Srednegorie en Bulgarie. La subduction a été associée à de l'extension arrière-arc, ce qui a déterminé l'ouverture de l'actuel bassin ouest de la mer Noire, commencée au Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien) et terminée au Cénomanién. L'extension arrière-arc a été suivie par une compression régionale qui a débuté avec une phase mineure au Campanien dans les Balkanides et les Pontides. La phase principale Eocène supérieur-Oligocène correspond à la fermeture de la Téthys sur la suture Izmir-Ankara-Erzinkar liée à une phase de compression réduite dans les Balkanides et Pontides, mais beaucoup plus importante à l'est, dans le Caucase. La compression a continué au Miocène, puis elle s'est réduite à la suite de l'activation du système de failles Nord-Anatolien qui a converti la convergence des plaques Européenne et Arabe dans un mouvement décrochant de l'Anatolie vers l'ouest. La compression a eu peu d'impact direct sur le bassin ouest de la mer Noire. La structure de ses marges a gardé sa géométrie crétacée, couverte par les épaisses séries sédimentaires tertiaires (Banks et Robinson, 1997). L'ouverture majeure du bassin Est a commencé probablement au Paléocène supérieur avec la rotation de la Ride Mid - mer Noire (les rides d'Andrusov et d'Archangelsky) qui s'est éloignée de la ride Shatsky (Fig. I.4.). Contrairement à la situation dans le bassin Ouest où le rift a ouvert la Plate-forme Moesienne stable, le rift du bassin Est a superposé un bassin Paléocène en expansion sur une zone qui a fonctionné en bassin d'arrière-arc depuis le Jurassique inférieur (Robinson et al., 1995).

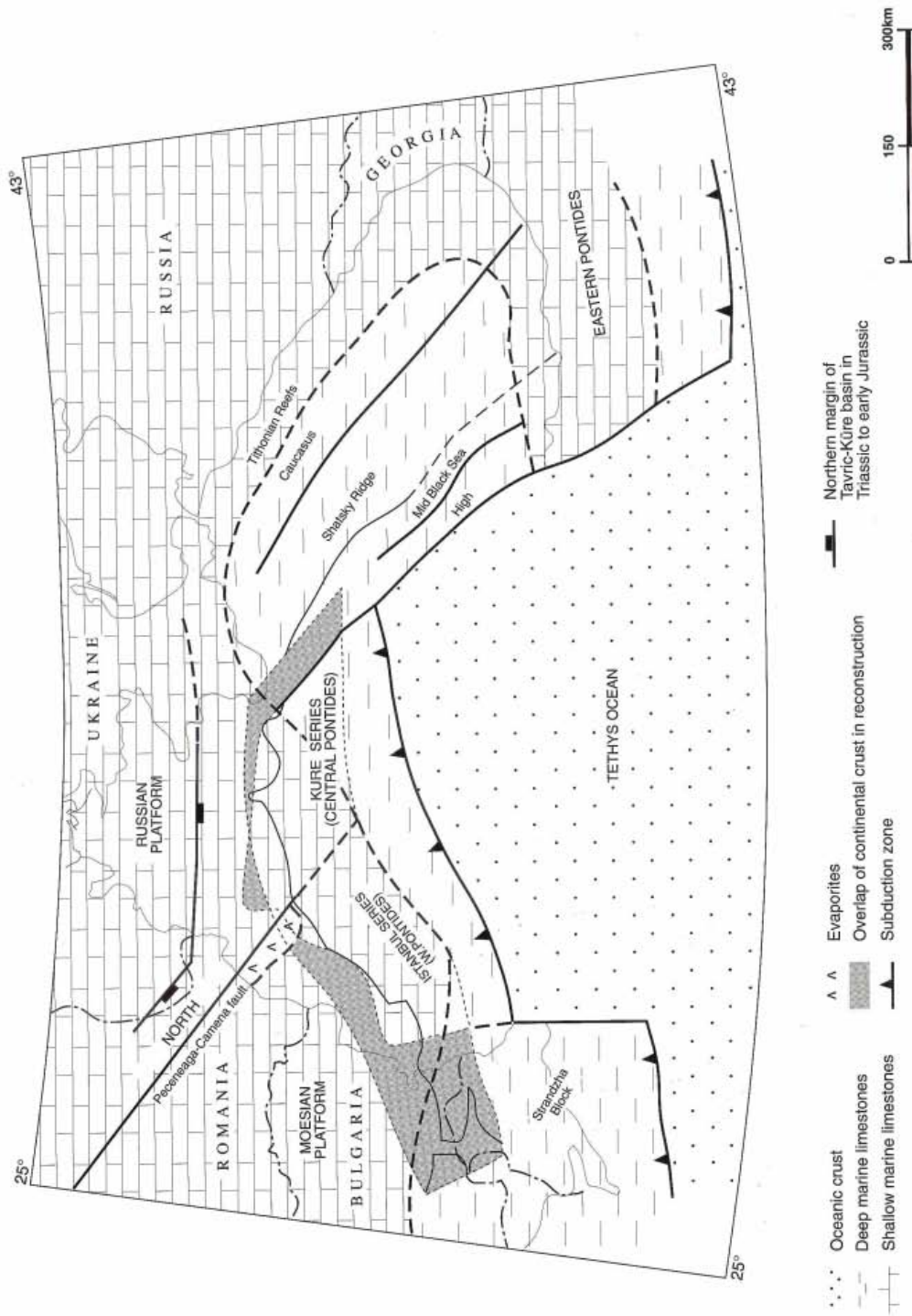


Fig. I.4. Reconstruction de la formation du bassin Ouest de la mer Noire (situation à la fin du Jurassique). Le bassin s'est ouvert le long de deux failles transformantes: l'une à l'est sur la limite de la Ride Mid-Mer Noire ("Mid-Black Sea High"); l'autre à l'ouest, située actuellement en dessous des Balkanides. La reconstruction montre que les Pontides Centrales et les Pontides de l'Ouest étaient adjacentes à la plate-forme Moesienne et à la Crimée, avant l'ouverture du bassin (d'après Robinson et al., 1997).

Spadini et al. (1996) ont réalisé un modèle afin de comprendre la déformation de la croûte et l'ouverture des bassins Est et Ouest. Leurs conclusions permettent d'appréhender la nature de la lithosphère sur laquelle les bassins se sont formés. D'après ce modèle, le bassin Ouest mer Noire a été initié sur une lithosphère froide et épaisse (200 km), alors que le bassin Est s'est formé sur une lithosphère chaude et mince (80 km). L'extension semble avoir été contrôlée par un niveau profond ductile (necking de la croûte à 25 km) dans le bassin Ouest, et par un niveau moins profond (15 km) dans le bassin Est. Les différences de propriétés mécaniques qui existent entre la lithosphère des deux bassins ont probablement contrôlé la cinématique du rifting (Spadini et al., 1995). L'hypothèse de l'existence de deux types différents de lithosphère dans la région de la mer Noire est soutenue par les reconstructions paléogéographiques de Robinson et al. (1996). Dans le cas du bassin Ouest développé sur la Plate-forme Moesienne, en situation d'arrière-arc mais ne présentant pas de volcanisme contemporain, la lithosphère doit être alors épaisse et froide. Au contraire, le bassin Est s'est développé sur un bassin arrière-arc antérieur, au nord d'un arc volcanique Crétacé supérieur, et dans ce cas la lithosphère devrait être plus mince et chaude. Les bassins qui se développent sur une lithosphère épaisse avec un taux d'amincissement plus grand subissent généralement une subsidence importante, ce qui pourrait expliquer la couverture sédimentaire plus épaisse dans le bassin Ouest. Les propriétés de la lithosphère semblent avoir déterminé aussi la durée du rifting: le bassin Ouest se serait ouvert en ~ 30 millions d'années, alors que l'ouverture du bassin Est, sur une lithosphère plus mince aurait duré 8 millions d'années (Spadini et al., 1996).

I.1.e. Stratigraphie et corrélation chrono-stratigraphique avec la Méditerranée

D'après Robinson et al. (1996) le remplissage sédimentaire atteint 13 km au centre du bassin Ouest depuis le Crétacé supérieur. Dans le bassin Est, l'épaisseur des séries sédimentaires attendrait jusqu'à 11 km depuis l'Eocène moyen. L'estimation de Finetti et al. (1988) est légèrement différente: 13,5 km dans le bassin Ouest, et 13 km dans le bassin Est.

La datation des séquences sédimentaires est rendue difficile du fait de la rareté des forages disponibles. Les nombreux forages pétroliers situés sur le plateau roumain et dans le Golfe d'Odessa sont difficiles à corréler avec le bassin profond à cause de la tectonique complexe au rebord du plateau (des failles gravitationnelles et la présence de la ride Kalamit). Les 3 forages DSDP (Ross, 1978) sont généralement utilisés, ainsi que des

forages d'exploration pétrolière de la côte turque (Robinson et al., 1995), bulgare, caucasienne et russe (Finetti et al., 1988). Les interprétations de Robinson et al. (1995) et Finetti et al. (1988) sont similaires pour les limites en dessous de la base de l'Oligocène. Par contre, les unités Oligocène, Miocène et Pliocène sont moins épaisses dans l'interprétation de Robinson et al. (1995), car ces auteurs attribuent au Quaternaire une épaisseur plus importante (2,5 km, à comparer aux 800 m de Finetti et al., 1988).

Dépôts synrift

Il y a peu de dépôts synrift connus dans les deux bassins de la mer Noire, à quelques exceptions près. Ces exceptions que l'on trouve dans le bassin Ouest sont les formations exposées par l'inversion Tertiaire dans les Pontides Centrales et de l'Ouest (Çaglayan et Ülüs) et les dépôts Albien de la plate-forme continentale roumaine qui constituent le principal réservoir de pétrole de la dépression Istria. La sédimentation synrift est principalement détritique et présente des niveaux épais de grès déposés sur le plateau ou dans l'eau profonde, avec des olistostromes dans les Pontides. Il existe aussi dans le bassin profond des dépôts turbiditiques issus d'un apport régional de sable de la plate-forme Russe. À l'intérieur de la dépression Istria les turbidites sont des grès calcaires friables (Catuneanu, 1991) et sont exploités dans la structure Lebada. Dans le bassin Est, les sédiments synrift (Paléocène inférieur) sont quasiment absents (Robinson et al., 1996).

Dépôts postrift

Crétacé Supérieur

Les plus anciennes séries sédimentaires postrift dans le bassin Ouest sont datées du Cénomanién, donc la base de cette unité scelle le toit du socle au centre du bassin. Dans les Pontides (la partie sud du bassin) les faciès les plus typiques sont des calcaires pélagiques associés aux tufs volcaniques et aux laves, et présentant des turbidites. Au nord du bassin, en Roumanie et en Crimée, l'influence volcanique diminue et les dépôts sont le plus souvent des craies (Robinson et al., 1996).

Dans le bassin Est, les séries du Crétacé supérieur constituent la partie la plus récente des séries prérift dans les blocs faillés basculés de la ride Andrusov (Robinson et al., 1996).

Paléocène-Éocène

Cette période se caractérise par un remplissage passif dans les deux bassins, avec des calcaires déposés sur la plate-forme continentale (surtout au nord-ouest du bassin) et des turbidites dans la zone profonde des bassins (Robinson et al., 1996).

Dans le bassin Ouest, les séries du Paléocène-Éocène exposées dans les Pontides sont principalement des turbidites siliciclastiques, parfois avec des dépôts d'écoulement de débris ou de glissements (slumps).

Le bassin Est subirait une phase d'extension au cours du Paléocène Supérieur (Robinson et al., 1995).

Oligocène, vs faciès Maykopien

Le terme "Maykopien" se réfère au faciès argileux noir qui constitue une importante roche mère d'hydrocarbures dans la région. L'âge généralement attribué à ce faciès est Oligocène-Miocène inférieur (Jones et Simmons, 1997 et les références citées). Pourtant, Robinson et al. (1996) proposent comme âge Éocène supérieur pour le premier étage du Maykopien, plutôt que Oligocène inférieur. La partie supérieure de cette unité est absente dans la Parathétys centrale (ouest du bassin, Fig. I.5.). Dans les forages pétroliers roumains le Miocène inférieur correspond a une discontinuité (Catuneanu, 1991).

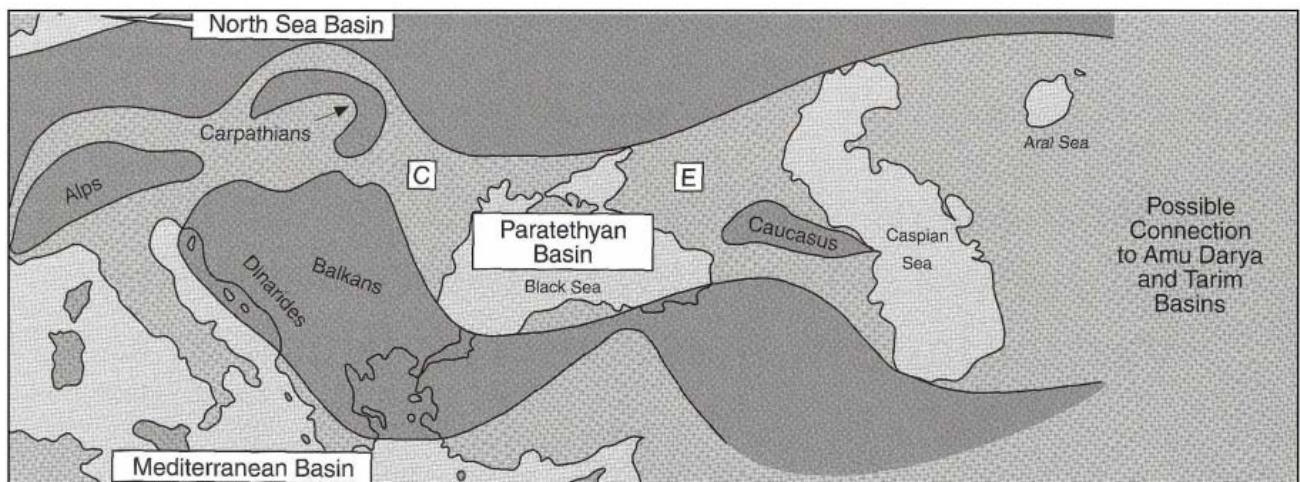


Fig. I.5. La Parathétys à l'Oligocène: C=Parathétys Centrale, E=Parathétys de l'Est. La Parathétys de l'Est comprenait les bassins de la mer Noire et de la mer Caspienne (d'après Jones et Simmons, 1997).

Les plus anciens sédiments rencontrés dans les forages DSDP ont été datés du Miocène supérieur (Ross et al., 1978). Pourtant, la stratigraphie de cette période est loin d'être claire. Les nombreux essais de corrélation entre le bassin de la mer Noire et la Méditerranée proposent le plus souvent des équivalences et des âges absolus très différents pour un même intervalle stratigraphique (Arkhangelskyi et Strakhov, 1938; Ross, 1978; Hsü, 1978; Kojumgieva, 1983; Robinson et al., 1995; Jones et Simmons (1997) et les références citées). A ce jour, il n'y a pas d'échelle chrono-stratigraphique généralement acceptée pour la Paratéthys de l'Est.

Les cycles sédimentaires généralement décrits sont:

- *Badénien-Sarmatien*
- *Méotien* (absent dans les forages pétroliers sur la plate-forme roumaine)
- *Pontien*
- *Dacian* (ou *Kimmerian*)
- *Romanian* (ou *Kuyalnikian*)
- *Quaternaire*

En essayant d'appliquer les principes de la stratigraphie séquentielle, Jones et Simmons (1997) ont proposé un calibrage basé sur la courbe des variations eustatiques de Haq et al. (1988). Le degré de confiance de cette calibration varie beaucoup en fonction de l'intervalle stratigraphique (Fig. I.6.). La calibration biostratigraphique est compliquée par les faibles apparitions dans la Paratéthys des faunes traditionnellement utilisées. Ceci est dû aux échanges limités entre ce bassin et l'océan mondial, ce qui favorisait alors des conditions de dépôt plutôt oligohalines ou mésohalines (de salinité réduite) prédominantes pendant une grande partie de la période post-Miocène (Jones et Simmons, 1997). Lorsque la connexion avec l'océan global est rétablie, la salinité augmente et le bassin se trouve recolonisé par les faunes marines, comme indiqué par les associations de foraminifères et ostracodes alternant avec les faunes d'eau douce pendant chaque intervalle stratigraphique.

La sédimentation donc a été successivement lacustre et marine au gré des échanges avec l'océan mondial (chapitre I.2.). Au cours du Quaternaire les grandes variations climatiques contrôlent ces échanges, en fonction de l'importance plus ou moins grande du glacio-eustatisme et des apports en eau douce par les fleuves dont les bassins drainant se trouvaient bloqués au nord par la calotte glaciaire. Même s'il existe une controverse quant à l'extension des calottes glaciaires du nord de l'Eurasie, il est admis qu'elles contribuaient au détournement vers le sud des fleuves qui débouchent actuellement vers la

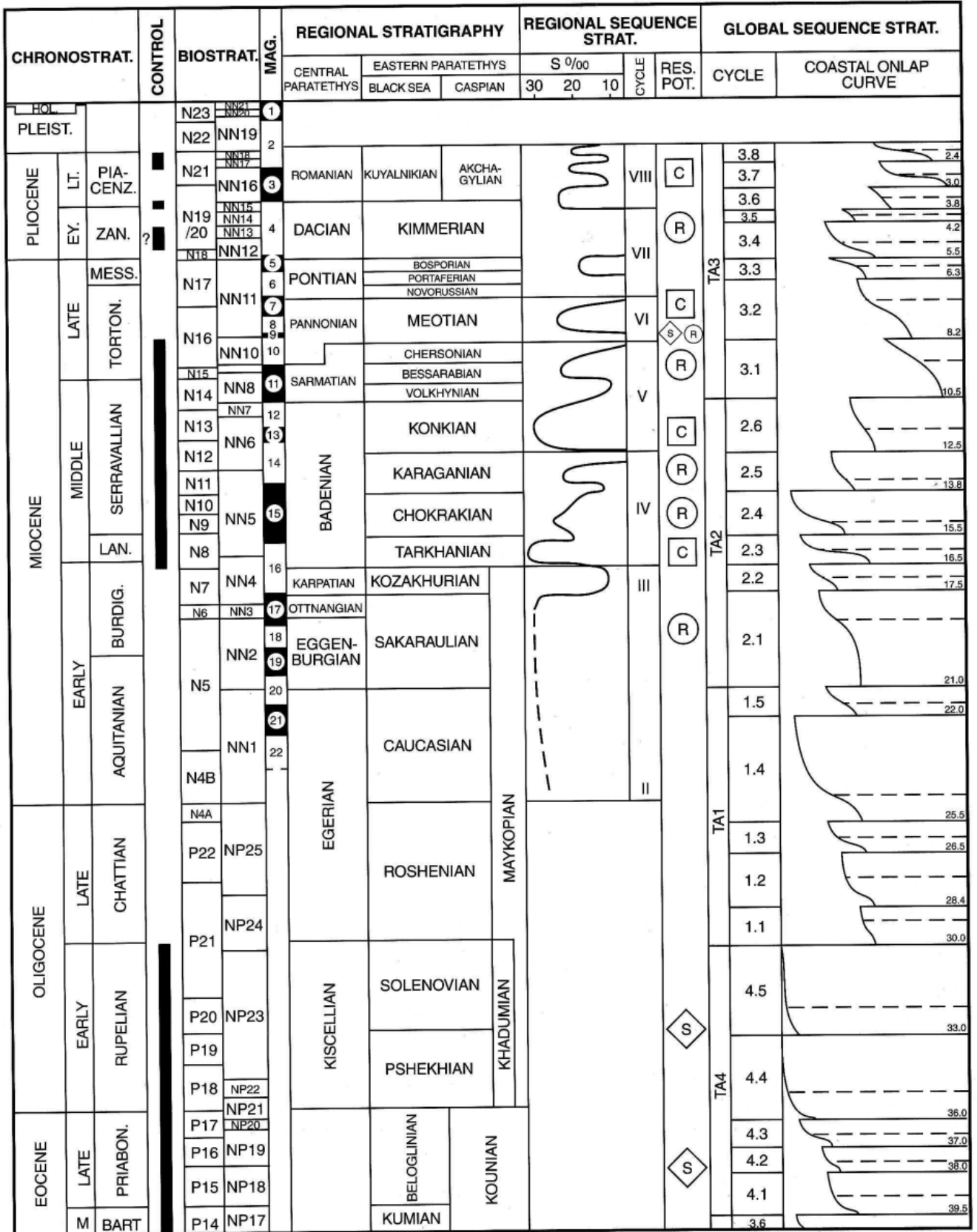


Fig. I.6.a. Echelle stratigraphique régionale de la Paratéthys (Oligocène-Holocène). La calibration est basée sur la courbe des variations eustatiques globales de Haq et al., 1988 (d'après Jones et Simmons, 1997).

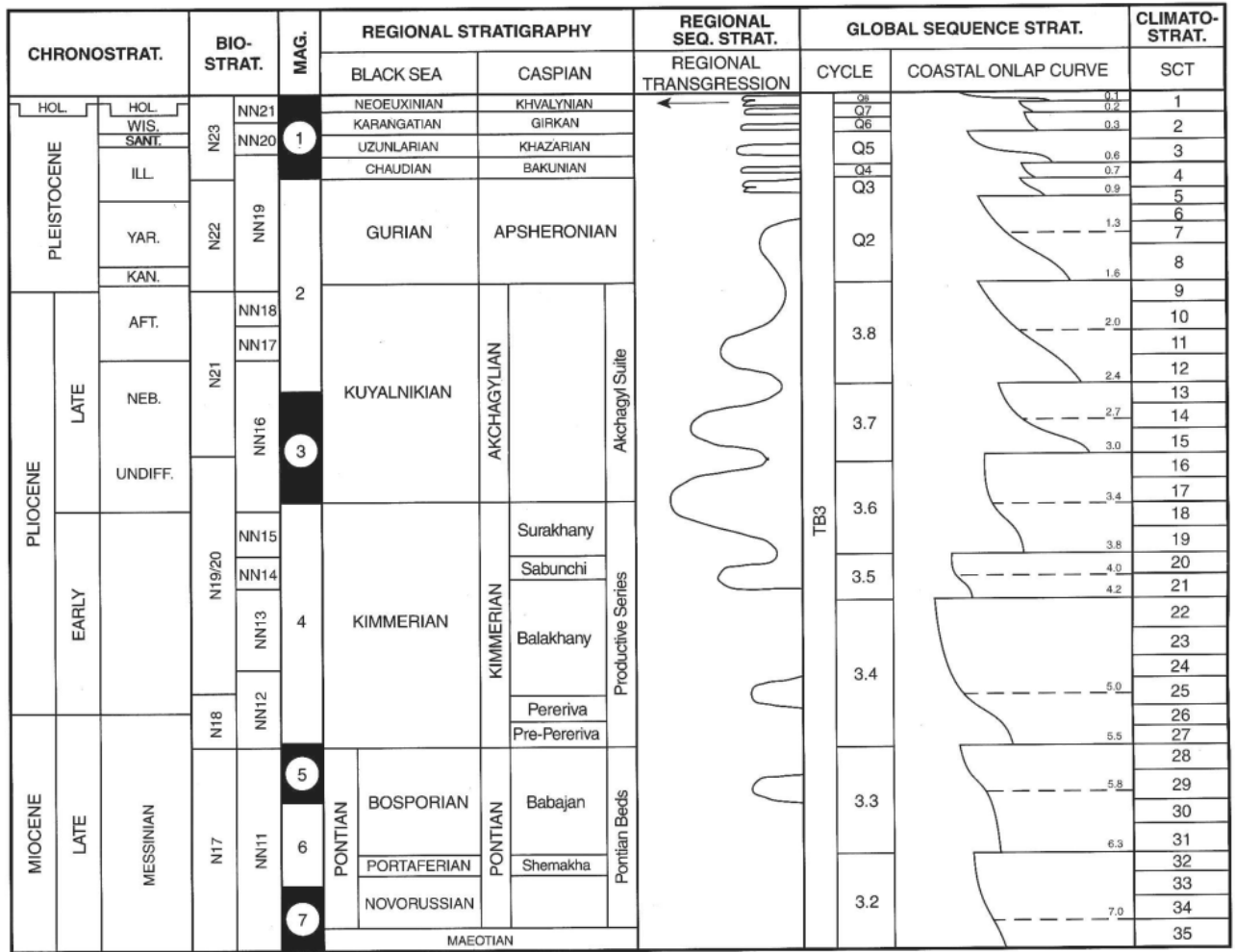


Fig. I.6.b. Echelle stratigraphique régionale de la Paratéthys (Pliocène-Holocène). La calibration est basée sur la courbe des variations eustatiques globales de Haq et al., 1988 (d'après Jones et Simmons, 1997).

mer du Nord et l'océan Arctique. D'après Archipov et al., 1995, la Volga aurait été également connectée à la mer Noire au Saalien (stade 6). Ce forçage serait donc responsable d'une augmentation du drainage des fleuves vers le sud, et donc de l'augmentation significative de la sédimentation dans la mer Noire.

Modèle stratigraphique

Robinson et al. (1995) ont modélisé la stratigraphie post-rift des deux bassins de la mer Noire, en considérant que les variations eustatiques (de l'ordre de 200 m) ont été mineures par rapport aux grands changements de la profondeur de l'eau dûs à la subsidence, particulièrement importants au centre de chaque bassin. Pourtant, à la fin du Sarmatien (il y a 10 millions d'années) une baisse majeure du niveau marin est intégrée dans le modèle, en concordance avec les forages DSDP et les discordances érosionnelles sur les marges du bassin. Ce quasi-assèchement du bassin est attribué par les auteurs à la modification du réseau hydrographique due à l'élévation des Carpates et non pas à la crise Messinienne dans la Méditerranée. Il faut quand noter que le Sarmatien est l'équivalent de l'intervalle Serravalien-Tortonien qui sur la courbe de Haq et al. (1988) correspond à une chute majeure du niveau marin. En ce qui concerne l'âge de cet événement associé avec le dépôt défini comme unité IVd dans le forage DSDP Site 380, il faut remarquer qu'il a été considéré par rapport à l'interprétation de l'âge de cette unité par Kojumdgieva (1983): Kersonian, la dernière période du Sarmatien. Cependant, Hsü (1978) et Hsü et Giovanolli (1980) proposent pour la même unité IVd l'âge de 5,5 millions d'années (fin Messinien).

D'après ce modèle (Fig. I.7.) la subsidence a été rapide pendant le rifting dans les centres des bassins. Après son ouverture (fin Barrémien) le bassin Ouest était dès le Cénomaniens un bassin marin profond (approx. 5000 m) situé sur une croûte océanique. La profondeur du bassin diminué au Crétacé Supérieur, au Paléocène et au Néogène Inférieur, mais le bassin est resté profond jusqu'au bas niveau marin du Sarmatien, quand le bassin est devenu un petit lac (800 m dans le centre). Le bassin Est, ouvert à la fin du Paléocène et soumis à une rapide subsidence, constituait à son tour un bassin marin profond (approx. 4000 m). Le bassin Est a été également transformé en lac au Sarmatien (400 m de profondeur). Quand le niveau marin est remonté à la fin du Miocène, la profondeur de l'eau a augmenté jusqu'à 2800 m dans les deux bassins. Pendant le Quaternaire l'apport sédimentaire accentué a déterminé une subsidence importante ainsi que l'accumulation des sédiments, alors que la profondeur de l'eau a baissé jusqu'au niveau actuel de 2200 m (Robinson et al., 1995).

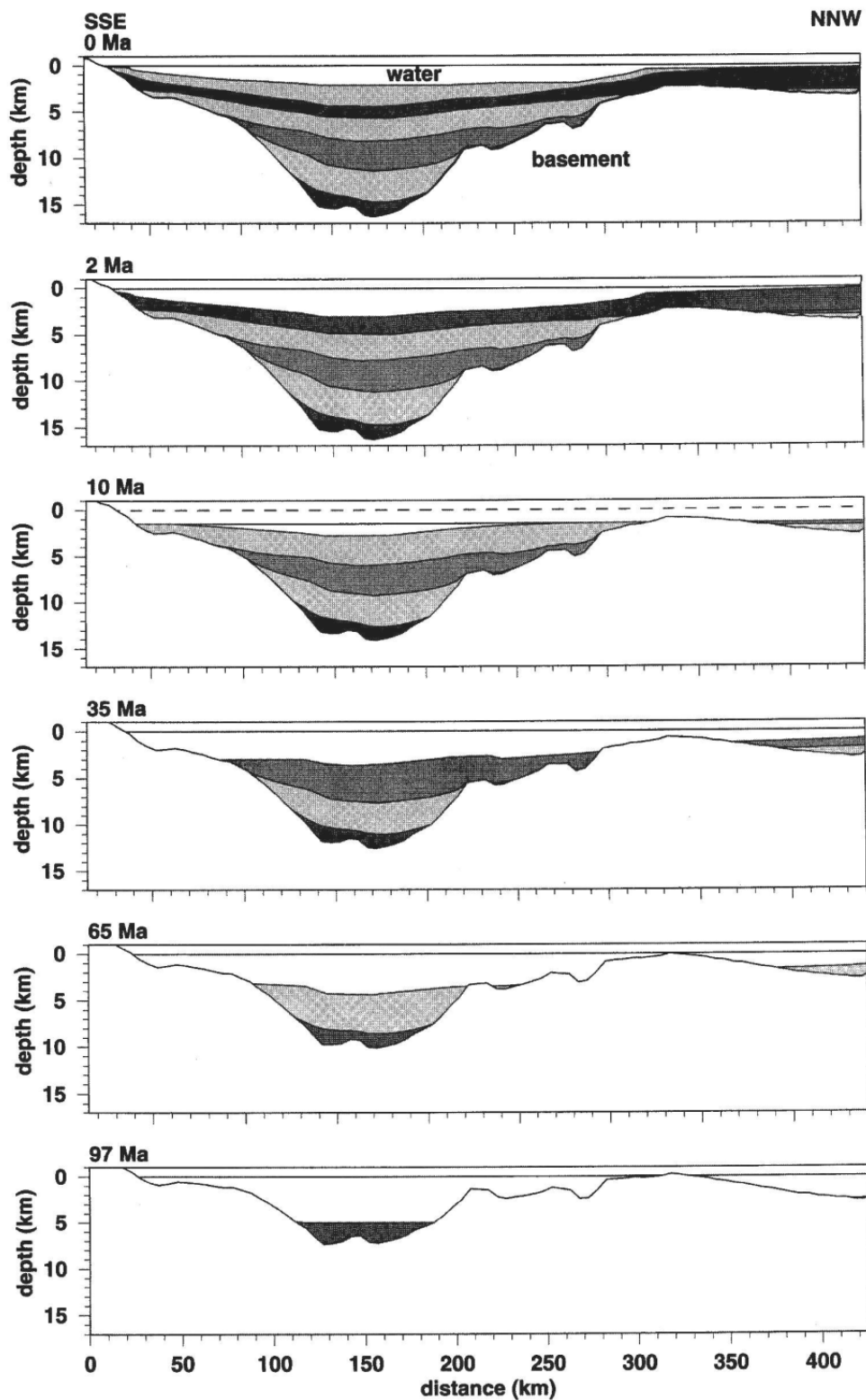


Fig. I.7.a. Modèle stratigraphique du bassin Ouest de la mer Noire, sur un profil SSE-NNW. Les intervalles de temps considérés représentent: la fin de l'Albien (97 Ma), la fin du Crétacé (65 Ma), la fin de l'Eocène (35 Ma), intra-Sarmatien (10 Ma), et la fin du Pliocène (2 Ma). Le modèle prédit une baisse majeure du niveau marin (1500 m par rapport au niveau actuel) il y a 10 Ma (d'après Robinson et al., 1995). Localisation du profil dans la Fig. I.3.

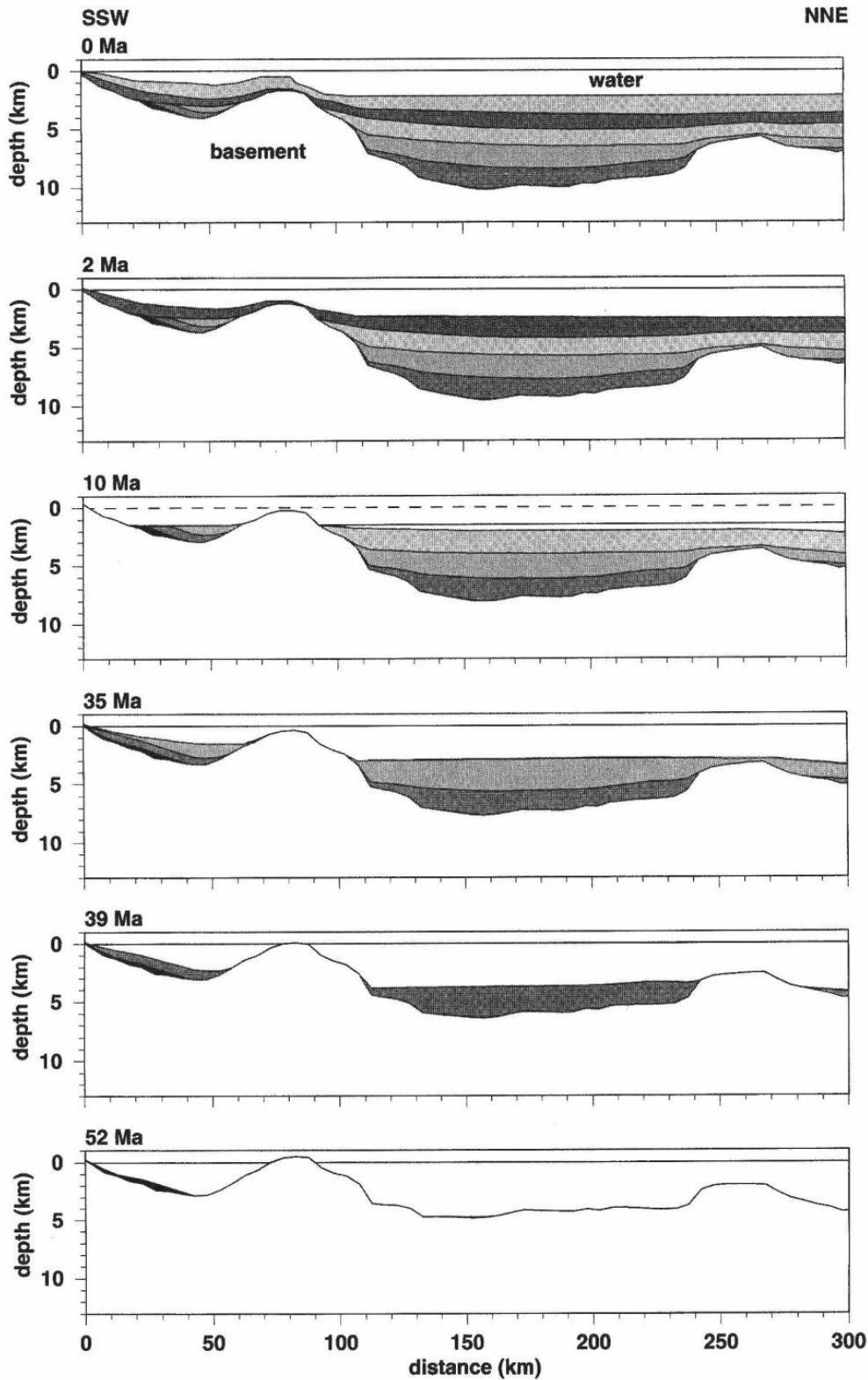


Fig. I.7.b. Modèle stratigraphique du bassin Est de la mer Noire, sur un profil SSW-NNE. Les intervalles de temps considérés représentent: la fin de l'Albien (97 Ma), la fin du Crétacé (65 Ma), la fin de l'Eocène (35 Ma), intra-Sarmatien (10 Ma), et la fin du Pliocène (2 Ma). Le modèle prédit une baisse majeure du niveau marin (1500 m par rapport au niveau actuel) il y a 10 mil. ans (d'après Robinson et al., 1995). Localisation du profil dans la Fig. I.3.

I.2. La marge nord-ouest de la mer Noire au Quaternaire: les variations du niveau de la mer

I.2.1. Généralités

Les glaciations Quaternaires en Europe ont leurs correspondances avec les phases régressives de la mer Noire. Cependant, l'interprétation de ces équivalences diffère d'un auteur à l'autre, ce qui introduit de nombreuses incertitudes.

La mer Noire est un bassin isolé, connecté à l'Océan mondial par l'intermédiaire de la mer Méditerranée. La mer Noire communique avec cette dernière par les Dardanelles, la mer de Marmara et le Bosphore. Le seuil du Bosphore se caractérise par une profondeur moyenne de 35 m, avec un substratum à environ -80 m (Gunnerson et Özturgut, 1974). Pour certains auteurs (Algan et al., 2001) et en tenant compte de la géomorphologie de la région, le Bosphore n'aurait pas été toujours la voie de communication entre la mer Noire et la mer de Marmara, qui aurait pu être établie par le bassin drainant du fleuve Sakarya. Quelque soit le seuil, il est évident qu'une baisse du niveau de l'océan global en dessous de son niveau pendant les périodes glaciaires isolait la mer Noire de la Méditerranée. Le niveau de la mer Noire devenait dépendant des variations climatiques en Eurasie. Les glaciations ont également contribué à détourner vers le sud une partie des fleuves qui se jetaient auparavant dans les mers arctiques, ce qui a considérablement élargi le bassin drainant de la mer Noire, en augmentant les apports en eau douce et en sédiments (Archipov et al., 1995). L'isolement de la mer Noire de l'océan global a certainement entraîné des variations propres et indépendantes comme celles que nous connaissons actuellement en mer Caspienne. De plus, les variations du niveau de la mer Caspienne, en opposition avec celles de l'océan mondial (des hauts niveaux pendant les grands apports fluviaux des périodes glaciaires, et des bas niveaux dus à l'évaporation au cours des périodes interglaciaires) seraient pour certains auteurs responsables de l'existence d'une communication vers la mer Noire par la vallée Manych (Chepalyga, 1985; Archipov et al., 1995).

L'absence de l'apport d'eau salée de la Méditerranée accompagnée de l'augmentation de l'apport fluvial et de l'éventuelle connexion avec les eaux peu salées de la Mer Caspienne déterminent l'installation d'un milieu franchement saumâtre à relativement doux. Par conséquent, les faunes vont évoluer de marines avec des influences méditerranéennes (pendant les hauts niveaux) à lacustres avec un caractère caspien (au cours des bas niveaux).

L'amplitude des variations du niveau de la mer Noire est difficile à estimer avec précision, du fait des mouvements tectoniques et remobilisations qui ont affecté certaines régions de

la côte, accompagnés de mouvements positifs et négatifs. Le point de vue « classique » sur l'évolution de ces variations et la corrélation avec la Méditerranée et l'Europe Centrale est respectivement présenté dans les tableaux de Fedorov (1978) – pour les zones de la côte et de la plate-forme continentale d'une part et par Scherbakov et al. (1979) – pour la plate-forme et la zone profonde d'autre part.

I.2.1 Synthèse

Des études plus détaillées ont été consacrées à la partie supérieure du Pléistocène – depuis le stade isotopique 6 (Fedorov, 1978; Ostrovskiy et al., 1977; Nevesskaya, 1970; Pazyuk et al., 1974; Shnyukov et Trashchuk, 1976; Trashchuk et Boltivets, 1978; Popov et Zubakov, 1975; Neprochnov, 1980; Panin et al., 1983). Une synthèse de ces études est présentée en ce qui suit (d'après Chepalyga, 1985; Panin et Popescu, 2002; Fig. I.8.) :

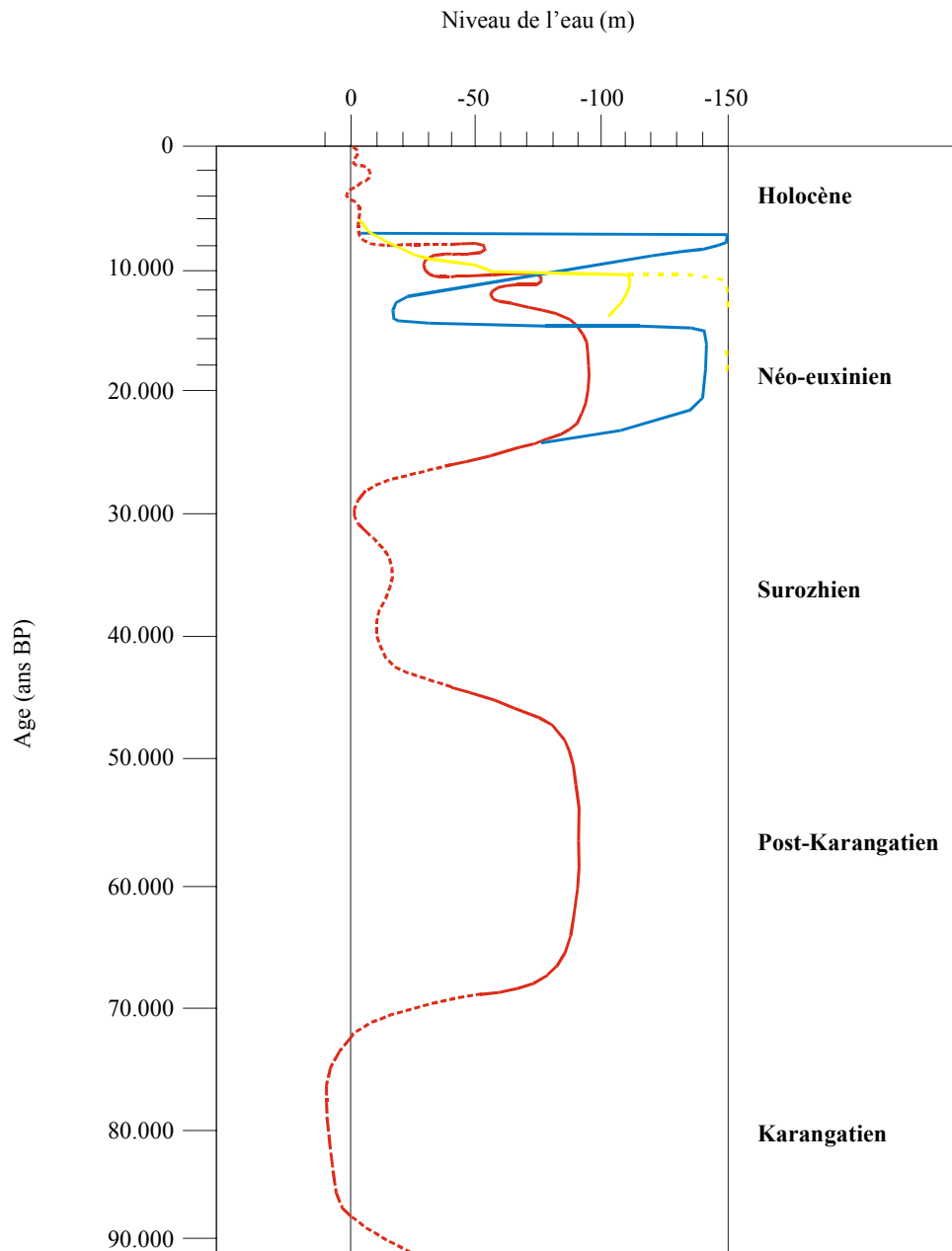
Post-Uzunlar (Stade 6)

La période glaciaire Riss II (Saalien, ou Moscovien) a été marquée dans la mer Noire par une phase régressive jusqu'à ~ -100m, avec des faunes caspiennes. Pendant cette phase, Fedorov (1978) considère que le Bosphore était surcreusé jusqu'à -100 m. La Mer Caspienne (dont le niveau était monté par les apports de la Volga) aurait pu être connectée à la mer Noire par la vallée Manych (Arkhipov et al., 1995).

Karangatien (Stade 5, - 125.000-65.000 ans)

Au cours de l'interglaciaire Riss-Würm (Eemien, ou Mikulien) le niveau global est remonté en dépassant le seuil du Bosphore. La pénétration des eaux salées de la Méditerranée a changé la salinité de la mer Noire qui a atteint 30-37 ‰, et des faunes de type méditerranéen sont apparues sur les côtes et sur la plate-forme continentale (Nevesskaya, 1965). Un milieu anoxique à H₂S s'est développé au fond du bassin favorisant la formation des sapropèles : jusqu'à 15 m de sapropèles Karangatiens ont été identifiés dans les forages DSDP (Ross, Neprochnov et al., 1978). Le niveau de la mer dépassait de 8 à 12 m le niveau actuel (Fedorov, 1978). Des terrasses de cet âge ont été retrouvées autour de la mer Noire, à des altitudes entre 4 et 8 m dans la Presqu'île de Taman, et 30 à 37 m dans les régions élevées par la néotectonique sur la côte du Caucase (Ostrovskiy et al., 1977). Les sections les plus typiques se trouvent dans les terrasses de 10-12 m de la Presqu'île de Kerch (Eltigen, Chokrak, Karangat). Ce haut niveau a été enregistré également par les dépôts sédimentaires des zones basses (lowlands), comme dans les dépressions Kolkhida, la vallée Manych et le delta du Danube.

Cette période a été datée de -125.000 à -65.000 ans.



- l'hypothèse classique (courbe d'après Chepalyga, 1985)
 - milieu lacustre
 - ... milieu saumâtre
 - - - milieu marin
- l'hypothèse catastrophiste (courbe d'après Ryan et al., 1997a, b)
- l'hypothèse anti-catastrophiste (courbe d'après Aksu et al., 1999, et Aksu et al., 2002).

Fig. I.8. Les variations du niveau de la mer Noire au Pléistocène Supérieur:
 - l'hypothèse classique (courbe d'après Chepalyga, 1985); le milieu lacustre, saumâtre ou marin est indiqué;
 - l'hypothèse catastrophiste (courbe d'après Ryan et al., 1997a, b)
 - l'hypothèse anti-catastrophiste (courbe d'après Aksu et al., 1999 et Aksu et al., 2002).

Post-Karangatien (Stade 4 – 65.000-40.000 ans)

Après le haut niveau Karangatien, la glaciation Würm inférieur (Weichselien inférieur, Valdai inférieur, Kalinien) a provoqué la chute du niveau jusqu'à -100 à -110 m (Ostrovskiy et al., 1977). Au cours de cette phase, datée de -65.000 à -40.000 (nommée également, dans la mer Noire, Néo-euxinien inférieur, Pre-Surozhien ou Pitsunda) la connexion avec la Méditerranée était interrompue et le bassin constituait un lac d'eau douce-saumâtre (5-10‰), complètement oxygéné.

Surozhien (Stade 3, -40.000 à -25.000)

Au Würm moyen (Valdai moyen, Mologo-Sheksnien, Bryansk) le niveau de la mer Noire est monté à peu près au niveau actuel (-10-0 m, Chepalyga, 1985). Pendant cette phase (de

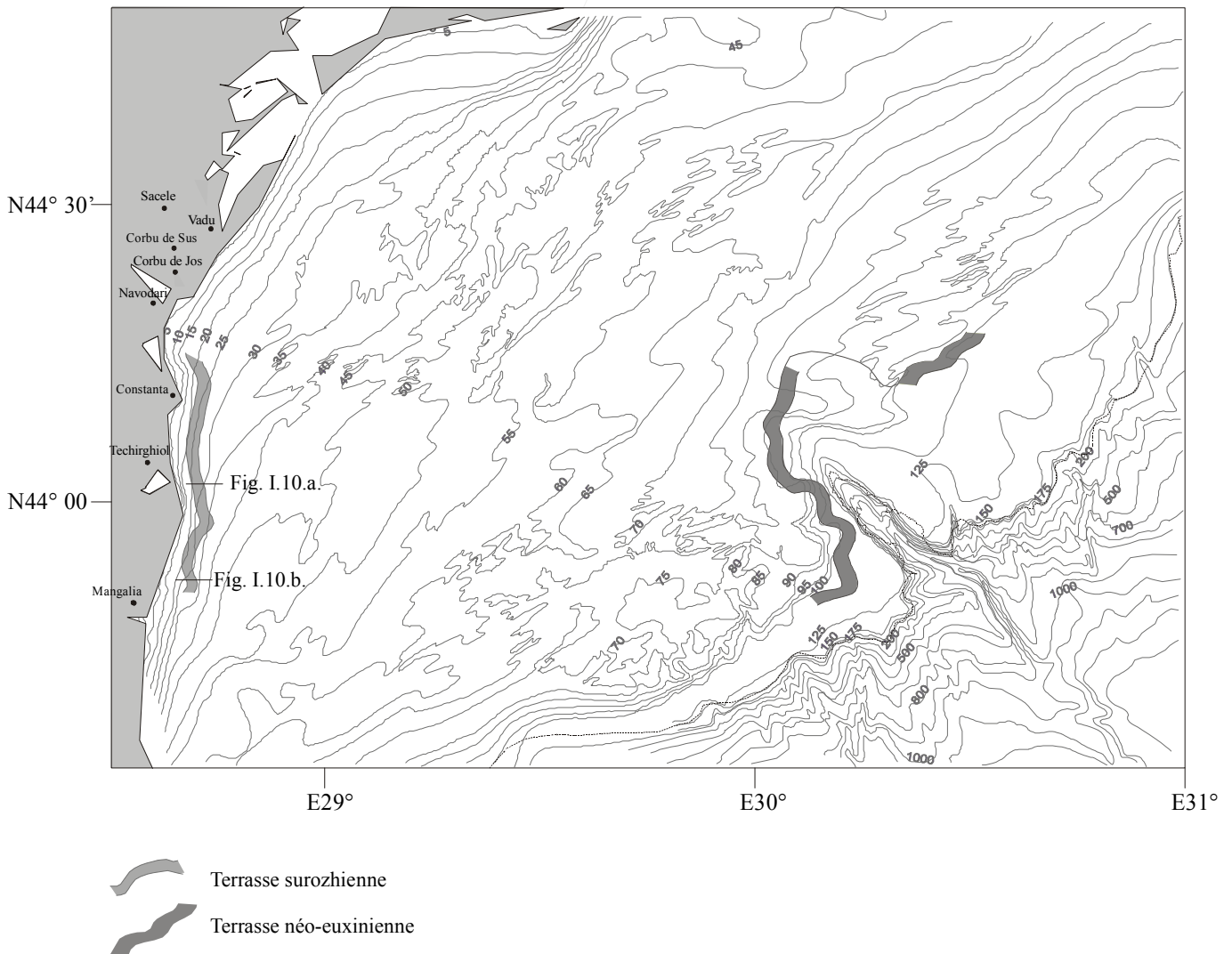


Fig. I.9. Carte présentant les terrasses d'érosion identifiées sur la plate-forme roumaine, qui pourraient correspondre au Surozhien et au Néo-euxinien.

~-40.000 à -25.000 ans) l'eau atteignait la salinité actuelle; au maximum de la transgression la salinité aurait pu augmenter jusqu'à égaler celle du Karangtien (Ostrovskiy et al., 1977). La présence des sapropèles dans les dépôts suroziens profonds identifiés dans les forages DSDP indique les conditions anoxiques au fond du bassin (Ross, Neprochnov et al., 1978).

Les sédiments du Surozhen se trouvent en général à plus de 10 m sous l'eau, dans les vallées surcreusées sur les côtes du détroit de Kerch ou dans des terrasses élevées tectoniquement à 18-20 m sur la côte du Caucase, mais également dans le delta du Danube. Sur la côte roumaine, des faunes prélevées dans l'actuelle plage de Mamaia (au nord de Constanta) à 22-23 m de profondeur ont été datées ~ -27.000 ans (Caraivan et Selariu, 1985).

Au sud du delta du Danube une terrasse qui semble correspondre au Surozhen est suivie sur ~50 km, à une profondeur de 12-38 m (Panin et Popescu, 2002; Fig. I.9., I.10.). Localement, elle consiste en 3 niveaux de terrasses successives à ~ 20-22 m, 28 m et 35-38 m (Fig. I.10.a). Sur cette zone d'érosion reposent les prismes progradants qui marquent la descente du niveau de la mer, et qui pourraient dater de la fin du Surozhen: les dépôts de Tarkhankut (encore marins) et Karkinit (avec des faunes d'eau plus douce), datés à ~25.000 ans.

Néo-euxinien (Stade 2)

La glaciation Würm supérieur (Weichselien supérieur, Valdai supérieur, Ostashkovien) correspond au Néo-euxinien dans la mer Noire.

Le niveau de la mer est descendu à ~ - 90-110 m (d'après les sources classiques citées auparavant); des études plus récentes confirment cette profondeur: - 100-110 m (Demirbag et al., 1999; Görür et al., 2001). Une terrasse d'érosion par les vagues située à 98-115 m de profondeur a été cartographiée au large de la côte roumaine dans le cadre de ce travail et pourrait correspondre au Néo-euxinien (Chapitre V). Une grande partie de la plate-forme continentale était donc exposée surtout au nord-ouest du bassin, ainsi que la mer d'Azov. Le réseau hydrographique a laissé des traces d'incision, à présent remplies, jusqu'à 80-90 m de profondeur (Chapitre V).

Pendant le maximum glaciaire (~19.000-16.000 ans) le bassin était complètement isolé et ses caractéristiques très différentes de celles du bassin d'aujourd'hui. C'était un lac avec une surface réduite de ~30%. La profondeur du bassin, bien que plus basse par rapport à maintenant de 100 m, dépassait les 2000 m. La salinité atteignait 3-7‰ et l'eau était complètement oxygénée. On estime que c'est à cette période que les conditions climatiques et le régime des températures furent les plus sévères du Pléistocène (Chepalyga, 1985).

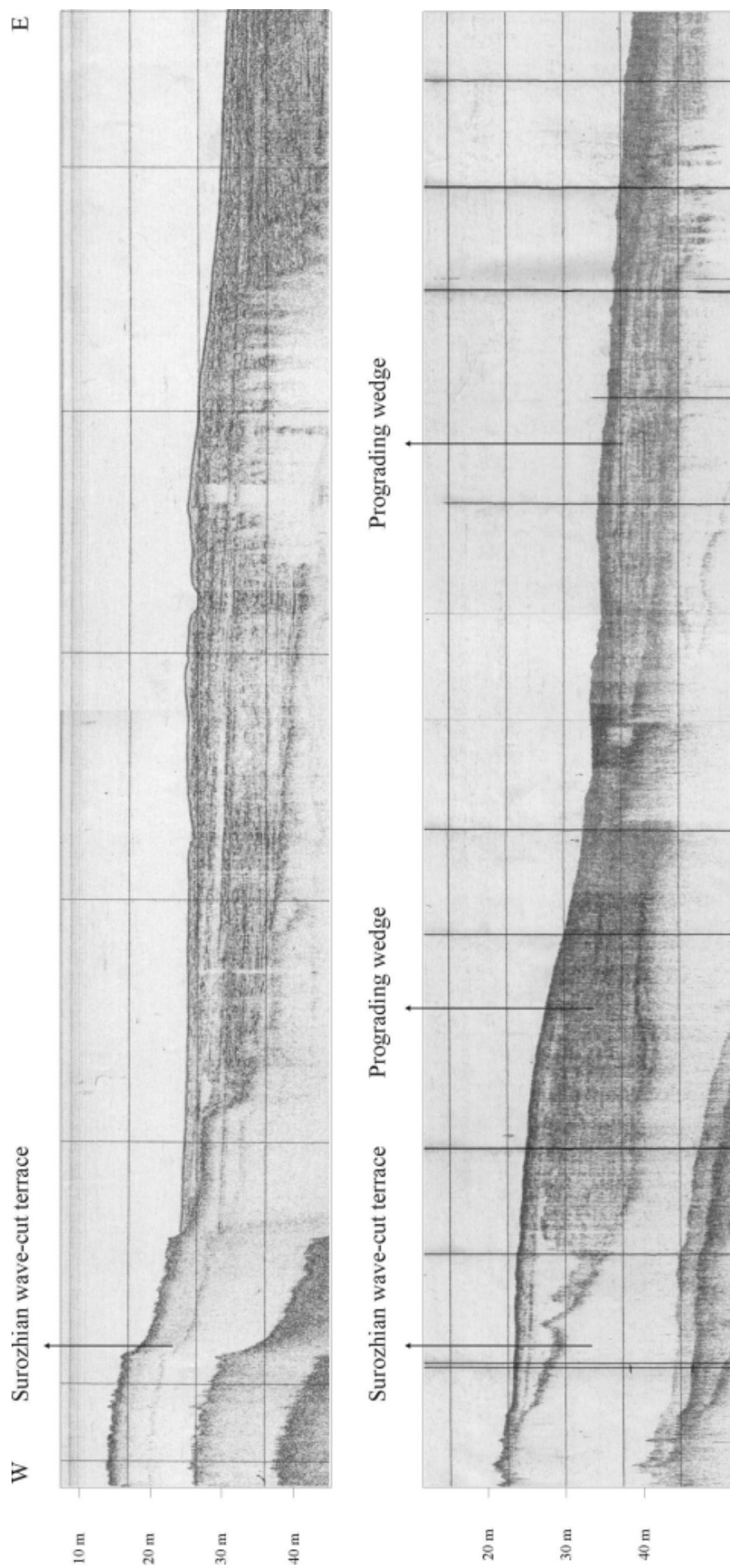


Fig. I.10. La terrasse d'érosion interprétée comme correspondant au Surozhien. Localisation dans la Fig. I.9.

Holocène

L'histoire de la dernière remontée du niveau marin est sans doute la plus discutée aujourd'hui, depuis l'hypothèse de l'inondation catastrophique de la mer Noire (Ryan et al., 1997a, b; Ryan et Pitman, 1999). Contrairement à la grande majorité des travaux sur ce sujet, le but de ce chapitre n'est pas de plaider pour ou contre cette théorie, mais de présenter les idées qui ont été proposées au cours du temps.

a. les « classiques »

L'hypothèse de la remontée graduelle, proposée par la quasi-totalité de la littérature russe, a été longtemps acceptée (Ross et al., 1970; Deuser, 1974; Ross et Degens, 1974).

Dans ce schéma, les eaux de la mer Noire et de la Méditerranée ont remonté simultanément lors de la déglaciation, jusqu'à rétablir la communication dans les deux sens par le Bosphore, il y a environ 9000 ans (Fig. I.11.a.). Les eaux salées de la Méditerranée qui pénétraient par le courant de fond dans la mer Noire ont augmenté la salinité dans la partie profonde du bassin, ce qui a provoqué la stratification des eaux et l'installation d'un milieu anoxique.

Cependant, la remontée aurait été graduelle, mais pas uniforme. Plusieurs phases de stationnement et régression se seraient succédées.

Des études dans la zone littorale du Caucase décrivent au moins 6 phases majeurs de transgression (Ostrovskiy et al., 1977; Chepalyga, 1984):

- transgression à -60 m (12000-11500 ans, associée au Dryas Récent ?): les faunes sont typiquement Néo-euxiniennes;
suivie par une régression à - 80-85 m;
- transgression à -45 m (- 10700-9700 ans), avec des faunes marines;
suivie par une régression à - 65-70 m accompagnée d'un rétablissement du régime lacustre;
- transgression à -30 m (- 9200-8400 ans), interprétée comme l'équivalent des faunes marines du Bugaz dans le détroit de Kerch;
suivie par une régression à - 55-60 m;
- transgression à -10 m (7900-6800 ans), interprétée comme étant la période de mise en place des faunes marines du Vityaz dans le détroit de Kerch , et de « L'ancienne terrasse de la mer Noire » de Fedorov (1978); elle marque l'établissement des conditions écologiques actuelles;
suivie par une régression à - 25-27 (- 6200-5800 m);
- transgression à +3-4 m (5700-4000 ans, Ostrovskiy et al., 1977; ou - 4000-3500 ans, Fedorov, 1978), interprétée comme la période de dépôt des faunes marines (indiquant

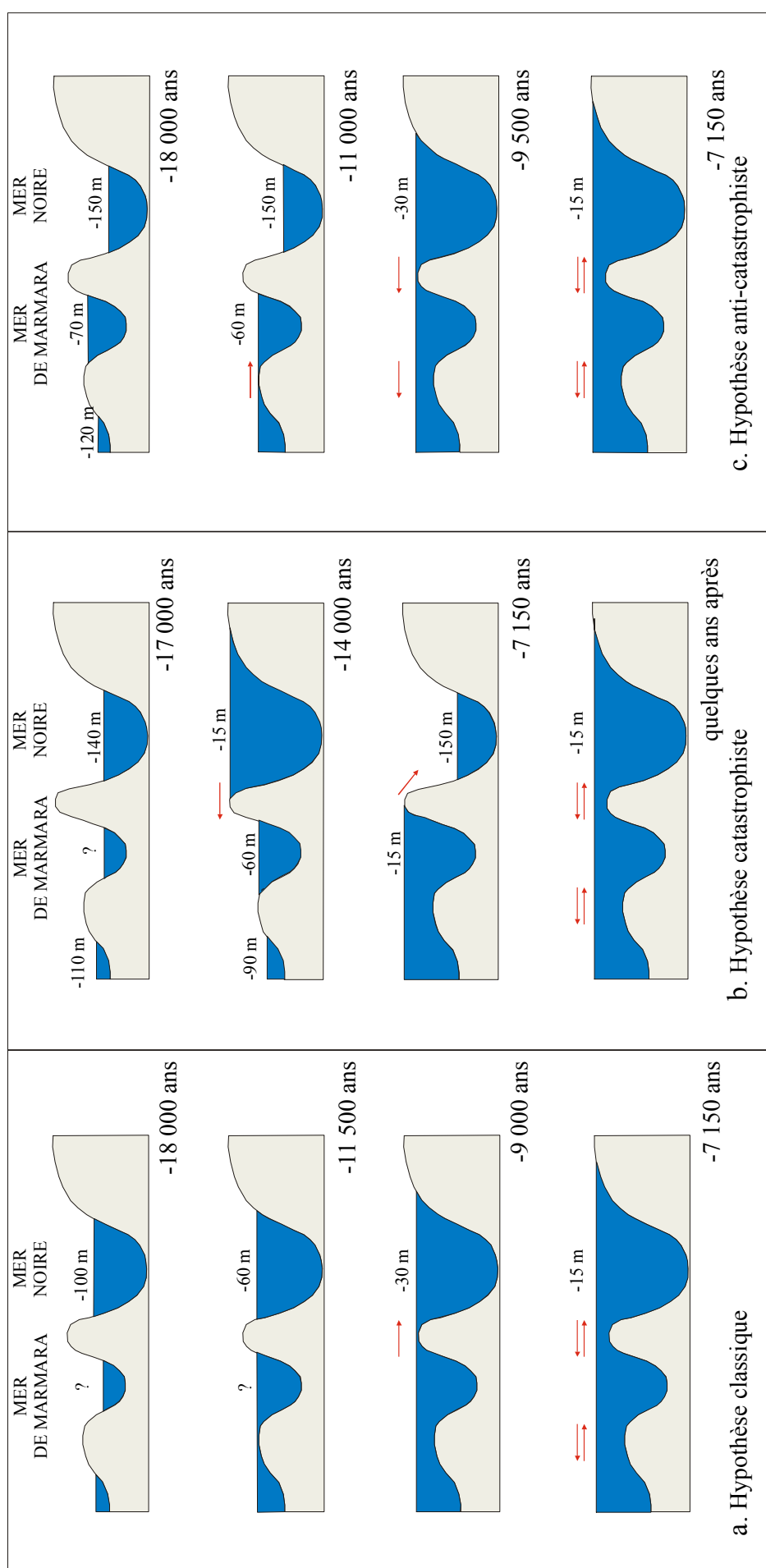


Fig. I.11. Reconstruction de la dernière connexion entre la mer Noire et la Méditerranée (par la mer de Marmara):
 a. Hypothèse classique (d'après Chepalyga, 1985; Ross et al., 1970),
 b. Hypothèse catastrophiste (d'après Ryan et al., 1997a, 1997b),
 c. Hypothèse anti-catastrophiste (ou "outflow hypothesis", d'après Aksu et al., 1999).

l'atteinte d'un maximum de salinité) du Djemetinsk et de la « Nouvelle terrasse de la mer Noire » de Fedorov (1978);

suivie par la régression Phanagorienne à – 6-8 m (– 3500-1500 ans, Fedorov, 1978), ou - 10-15 m (- 3000-2200 ans, Ostrovskiy et al., 1977) quand les premières colonies grecques se sont installées sur la « Nouvelle Terrasse » ;

- transgression Nymphéenne à +2 m (- 2000-1000 ans), avec des faunes actuelles ;

suivie par une légère descente (<3 m) vers les XIV-XVème siècles, et ensuite par la remontée qui continue jusqu'à présent.

Point faible: les datations (le côté « technique »)

Il est nécessaire de reconsidérer les âges absolus (obtenus par la méthode classique, et dont les corrections appliquées ne sont jamais indiquées dans les sources), pour les mettre en accord avec les résultats plus récents et plus précis de la spectrométrie AMS. Par exemple, la période marine de Bugaz considérée à - 9200-8400 ans est infirmée par de nombreux datations AMS qui indiquent la présence des faunes d'eau douce jusqu'à ~7100 ans.

De plus, l'éventuelle élévation néo-tectonique des terrasses sur la côte de Caucase (indiquée pour les stades antérieurs) n'est pas discutée, ainsi que les corrections appliquées pour obtenir les profondeurs mentionnées.

b. les « catastrophistes »

En 1997 un nouveau scénario a été proposé (Ryan et al., 1997a, b). Ces auteurs considèrent tout d'abord que la remontée du niveau après le maximum glaciaire a été plus rapide dans la mer Noire, en permettant (il y a –14.000 ans) l'écoulement vers la mer de Marmara et la Méditerranée, dont le niveau était à –90 m (Ryan et al., 1997b). Ensuite, au cours du Younger Dryas, il y a aurait eu une nouvelle descente en mer Noire jusqu'à –150 m. Le niveau de la mer Noire est censé être resté à cette profondeur du fait de l'évaporation et d'un apport fluvial réduit jusqu'à ~7150 ans (7500 ans, âge calendaire), date supposée de la reconnexion. La remontée continue de la Méditerranée dépendant de l'océan global aurait atteint le seuil du Bosphore et serait alors responsable de la dernière montée du niveau en mer Noire (Fig. I.11.b.). La chute des eaux dans le lac situé plus bas aurait provoqué l'érosion dans le détroit actuel, et surtout le remplissage instantané (1 à 2 ans) du bassin de la mer Noire, accompagné par l'apparition des faunes marines et l'installation de l'anoxie dans le bassin profond.

Cet événement catastrophique aurait eu pour conséquence la migration des populations Néolithiques et aurait donné naissance au mythe du Déluge (Ryan et Pitman, 1999).

Les auteurs se basent sur l'existence de la discordance entre les dépôts lacustres et marins; les datations des faunes marines situées juste au-dessus de cette discordance ont indiqué l'âge de ~7150 ans dans toute la zone d'étude (plus précisément, il s'agit de 5 échantillons

prélevés dans une zone de ~15 par 15 km, sur la plate-forme distale et le rebord de la pente au sud de l'embouchure du Dniepr). L'apparition simultanée de ces faunes, synchronisée avec le début du dépôt du niveau à sapropèles dans le bassin profond, indiquerait que leur mise-en-place serait liée à un événement catastrophique. Le remplissage récent du détroit de Bosphore est également pris en considération.

Point faible: le côté « axiomatique »

Peu d'arguments sont fournis pour une chute du niveau de l'eau jusqu'à -150 m. Ce bas-niveau est pourtant essentiel à la théorie et aux nombreux calculs du genre "la mer avançait de 1 à 2 km par jour", et se trouve en contradiction avec la quasi-totalité de la littérature existante à l'exception de l'étude de Ballard et al., 2000, peu argumentée à son tour). Ces arguments sont:

(1) la présence du matériel terrigène (des plantes et des gastéropodes fluviatiles) dans les sédiments jusqu'à -140 m. Dans une zone d'étude où le rebord de la plate-forme se situe à -110 m, les éventuels processus de transport en haut de pente ne sont pas pris en compte.

(2) la discontinuité identifiée jusqu'à -156 m sur quelques profils sismiques, interprétée comme une surface d'érosion aérienne. Cette interprétation semble pourtant infirmée par ses auteurs même, qui présentent des faunes lacustres (*Dreissena rostriformis*) datées par ¹⁴C de -8.250 ans à -10.400 ans, à 106-108 m de profondeur, ce qui est incompatible avec un niveau de l'eau situé plus bas.

La théorie ne prend pas en considération les modèles concernant le temps nécessaire au mélange des eaux, au cours de la remontée de 150 m du niveau d'un bassin de 2000 m de profondeur (Boudreau et Leblond (1989), par exemple).

L'utilisation des informations concernant la pré-histoire du Moyen Orient et l'étude des mythes présente sûrement un grand intérêt pour la littérature de vulgarisation, mais ne constitue pas un argument en soi.

c. les « anti-catastrophistes »

Une série d'études commencée avec Aksu et al. (1999) – en suivant une idée de Stanley et Blanpied (1980) - propose une hypothèse contraire. D'après ces auteurs, la fonte des glaces qui a suivi au Younger Dryas a déterminé l'élévation du niveau de la mer Noire. Vers -9500 ans la connexion par le Bosphore était rétablie, mais l'influx d'eau salée de la Méditerranée était bloqué par le fort courant créé par l'apport d'eau douce de la mer Noire vers la Méditerranée. Vers -7200-7000 ans le courant d'eaux douces déversée de la mer Noire était devenu suffisamment faible pour permettre la pénétration des eaux salées dans la mer Noire et l'installation d'un régime de circulation à deux sens dans le Bosphore (Fig. I.11.c.).

Cette théorie se fonde sur la morphologie des corps sédimentaires dans la Mer de Marmara, qui indiquent un écoulement uni-directionnel vers le détroit des Dardanelles et la Méditerranée (voir aussi Lane-Serff et al., 1997). La présence du niveau à sapropèles S1 (-10.000-6.300 ans) dans la région Est de la Méditerranée, est expliquée par ces auteurs par un influx important d'eau douce de la mer Noire.

D'autres études se sont depuis ralliées à cette hypothèse:

- Çağatay et al. (2000) avec des analyses stratigraphiques des sédiments de la mer de Marmara. D'après eux, le dépôt des sapropèles (daté dans ce bassin à -10.600-6.400 ans) n'aurait pas été possible dans les conditions d'un courant de forte intensité provoqué par l'inondation catastrophique de la mer Noire mais serait compatible avec la présence d'un apport d'eau douce de la mer Noire, qui serait responsable de la stratification des eaux.

- Algan et al. (2001) avec des données obtenues dans le détroit du Bosphore montrent que le remplissage du Bosphore date de 26.000 ans. L'apparition des faunes marines dans ces dépôts commence seulement à -5300 ans. Plusieurs explications sont proposées: les dépôts marins antérieurs ont été érodés, ou bien la connexion initiale entre la mer Noire et la mer de Marmara suivait une autre voie (la vallée Sakarya, par exemple).

- Görür et al. (2001) sur la base des informations obtenues sur la côte turque dans la plaine progradante au large de la rivière Sakarya, soutiennent que le niveau du lac est remonté jusqu'à -18 m à ~7200 ans (au moment où les faunes d'eau douce ont été remplacées par des faunes marines), ce qui est en contradiction avec le niveau à -150 m proposé par Ryan et al. (1997) à ~7150 ans.

Cette hypothèse a été récemment reprise essentiellement dans la même forme (Aksu et al., 2002a) et soutenue par des données sismiques et sédimentologiques (surtout palynologiques) de la mer de Marmara (Aksu et al., 2002b, c; Hiscott et Aksu, 2002; Hiscott et al., 2002; Kaminski et al., 2002; Mudie et al., 2002a, b; Yaltirak et al., 2002).

Point faible: l'emplacement des zones d'étude

Ces études se fondent essentiellement sur des données acquises soit en mer de Marmara et en Méditerranée, soit sur la côte turque de la mer Noire (particulièrement étroite et tectoniquement compliquée). Les arguments fournis sont donc plus ou moins "indirects", et par conséquent, sujets à des interprétations. Par exemple, la formation du niveau à sapropèle S1 dans la Méditerranée n'est pas unanimement attribuée à l'influx d'eau douce de la mer Noire; d'autres causes possibles ont été proposées, comme l'augmentation de l'apport du Nil (Rossignol-Strick et al., 1982; Freydier et al., 2001), les changements climatiques régionaux avec l'augmentation des précipitations (Ariztegui et al., 2000; Kallel et al., 2000) ou l'arrivée des eaux de fonte en Méditerranée (Bethoux et al., 2001).

d. les « néo-catastrophistes »

Récemment, une reconsidération de l'hypothèse de Ryan et al. (1997) a été proposée (Major, 2002; Major, Ryan et al., en prep.). Certains éléments de la théorie « classique » y sont intégrés (Fedorov (1978), Scherbakov (1978) ou Ostrovskiy (1977) par exemple). La mer Noire se serait donc remplie à la suite d'un événement catastrophique, mais cet événement aurait été de moindre amplitude (de -80 à -30 m) et aurait eu lieu plus tôt (vers -8360 ans). Ces résultats très récents sont obtenus à partir de mesures faites sur les carottes BlaSON, en particulier sur les isotopes du Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), sur le rapport Sr/Ca et sur $\delta^{18}\text{O}$, comme éléments indicateur de la salinité (Major et al., en prep.).

I.3. Sédimentation actuelle

I.3.a. Hydrographie des bassins versants du Danube et des fleuves ukrainiens: caractéristiques des apports sédimentaires actuels

La région nord-ouest de la mer Noire représente le bassin versant dans lequel débouchent plusieurs des plus grands fleuves d'Europe : le Danube, le Dniepr, le Dniestr et le Bug de Sud (Fig. I.12., Tableau 1). Ces fleuves fournissent environ 80% de l'apport en eau douce de la mer Noire, alors que le Danube contribue à lui seul pour 65% environ (Popa, 1993).

| | Longueur (km) | Surface du bassin versant (km ²) | Apport d'eau (km ³ /an) | Apport sédimentaire (10 ⁶ tonnes/an) |
|--------------------------------------|------------------|---|---------------------------------------|--|
| I. Région nord-ouest de la mer Noire | | | | |
| <i>Danube</i> | 2.860 | 817.000 | 190.7 | 51.70 |
| <i>Dniestr</i> | 1.360 | 72.100 | 9.8 | 2.50 |
| <i>Dniepr</i> | 2.285 | 503.000 | 52.6 | 2.12 |
| <i>Bug de sud</i> | 806 | 63.700 | 2.6 | 0.53 |
| Sub-total I | | 1.455.800 | 255.7 | 56.85 |
| II. Mer d'Azov | | | | |
| <i>Don</i> | 1.870 | 442.500 | 29.5 | 6.40 |
| <i>Kuban</i> | 870 | 57.900 | 13.4 | 8.40 |
| Sub-total II | | 500.400 | 42.9 | 14.80 |
| III. Rivières de la côte caucasienne | | | 41.0 | 29.00 |
| IV. Rivières de la côte anatolienne | | | 29.7 | 51.00 |
| V. Rivières de la côte bulgare | | | 3.0 | 0.50 |
| Total | | | 372.3 | 152.15 |

Tableau 1. Les rivières qui débouchent dans le mer Noire (d'après Panin et Jipa, 1998).

Le Danube prend sa source en Allemagne dans les montagnes de la Fôret Noire. Sa longueur de 2860 km lui confère une place de deuxième fleuve de l'Europe, derrière la Volga. Son bassin versant d'environ 817.000 km² s'étend sur 15 pays. La moyenne annuelle des précipitations est de 816 cm, et la moyenne annuelle de l'évaporation est de 547 mm pour la moyenne annuelle d'apport en eau de surface de 246 mm (Almazov et al., 1963; Stancik et al., 1988). Le débit solide moyen annuel avant la construction du barrage de Portile de Fier (Les Portes de Fer) a été estimé à 67.5x10⁶ tonnes/an, dont 10% environ constituent les alluvions sableuses (Almazov et al., 1963). D'après Bondar et al. (1991), le débit solide est de 52.8x10⁶ tonnes/an à l'entrée du delta, et de 51.7x10⁶ tonnes/an à

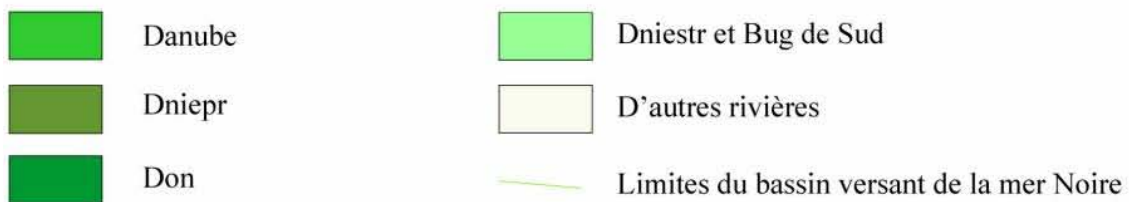
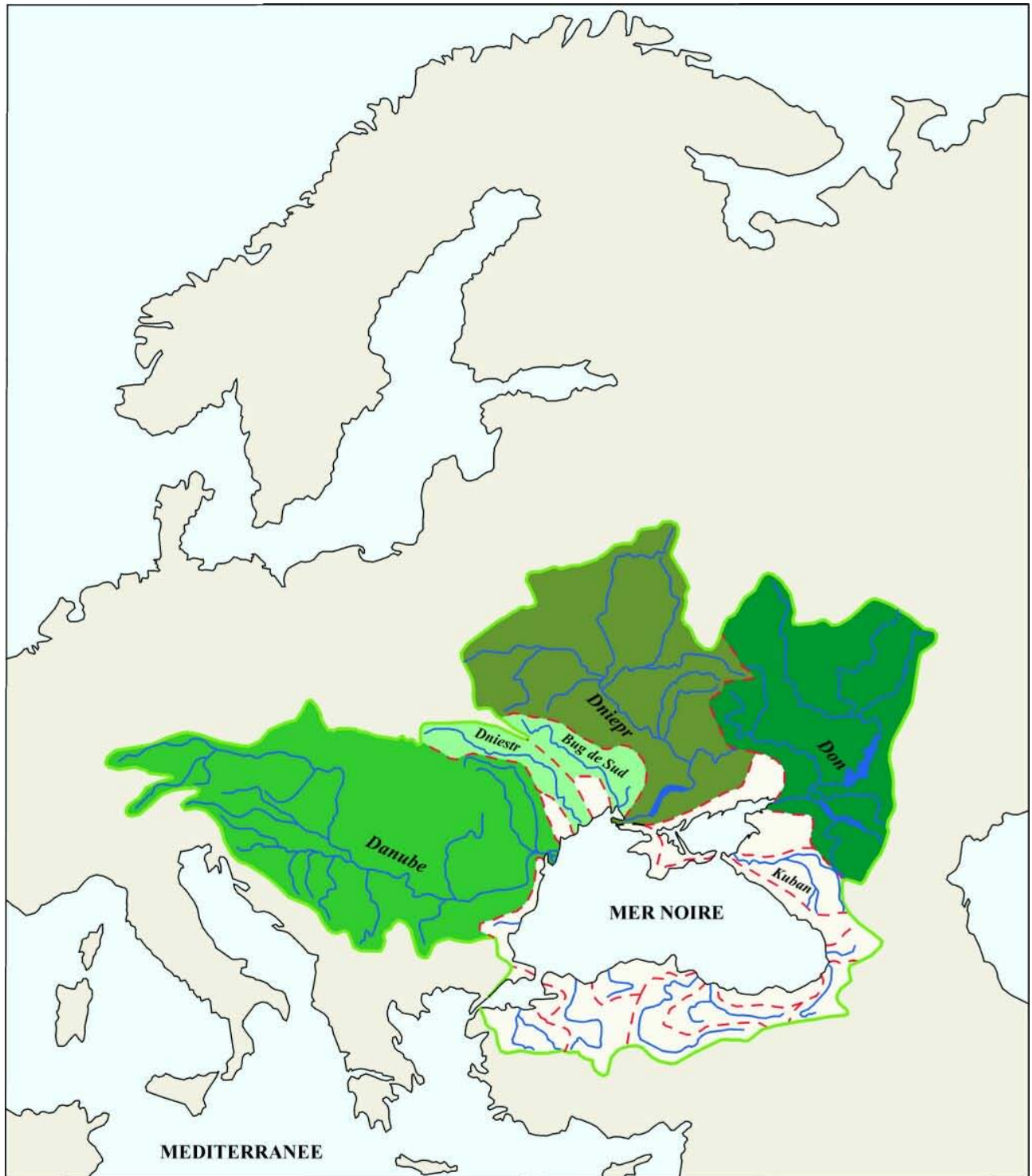


Fig. I.12. Les bassins versants des rivières qui débouchent dans la mer Noire (d'après Black Sea GIS, 1997).

l'embouchure des bras du delta. La décharge solide est distribuée par les trois bras du delta : Chilia (66%), Sulina (14.5%) et Sfantu Gheorghe (19.5%)(Fig. I.13.).

Les travaux hydrotechniques sur le cours supérieur et moyen du Danube ont inévitablement diminué le flux sédimentaire. Cependant la décharge a été partiellement restaurée par l'érosion du fond et par l'apport sédimentaire des tributaires. Au contraire, la construction des barrages de Portile de Fier I et II sur le cours inférieur a profondément affecté le flux sédimentaire du Danube. Une décharge solide estimée à 30×10^6 tonnes/an est capturée dans le lac de Portile de Fier. Par conséquent, le débit solide à l'embouchure du Danube a baissé de 30-40% après 1970 (Portile de Fier I) et jusqu'à 50 % après 1983 (Portile de Fier II). A présent, le débit solide ne dépasse pas $25-35 \times 10^6$ tonnes/an, dont $4-6 \times 10^6$ tonnes/an de sédiment sableux (Panin et Jipa, 1998).

Les sédiments transportés consistent principalement en sable fin (0.063-0.250 mm), avec une morphométrie angulaire ou sub-angulaire (Popa, 1993). La charge solide contient du SiO_2 (69%), Al_2O_3 (7.5%), Fe_2O_3 (1.15%), CaO (3.4%). La fraction lourde représente 1.8-4% et comprend une association de granats (18-37%) – amphiboles (16-30%) – épidote (5-10%) – minéraux opaques (4-7%)(Panin, 1996).

Les fleuves ukrainiens: le Dniepr, le Dniestr et le Bug du Sud déchargent actuellement leurs sédiments dans des lagunes séparées de la mer par des cordons latéraux, ce qui fait que leur apport sédimentaire est peu important (Tableau 1). Contrairement au Danube où les travaux récents n'ont pas affecté l'apport d'eau, les fleuves ukrainiens ont subi la diminution dramatique de leur débit liquide du fait de la construction d'énormes lacs-réservoirs et de l'utilisation massive de l'eau pour l'irrigation des terrains agricoles.

Des déficits en eau équivalents sont à noter pour les fleuves qui débouchent dans la mer d'Azov: le Don et le Kuban. Dans cette région, l'impact de la réduction de l'apport fluvial est plus fort, due particulièrement au volume limité de la mer d'Azov (Panin, 1996).

I.3.b. Le delta du Danube et son évolution Holocène

Le delta du Danube s'est développé au-dessus de la dépression Pre-Dobrogea et de la plate-forme Scythe. La limite entre ces unités (au nord) et celles issues de l'orogénèse hercynienne du Nord-Dobrogea (au sud) est marquée par la faille Sf. Gheorghe, dont le trajet est suivi par le Danube entre Galati et l'embouchure du bras Sf. Gheorghe.

L'édifice deltaïque est constitué par une séquence de dépôts de quelques dizaines à 300-400 m d'épaisseur. Ces dépôts se sont formés surtout au cours du Pléistocène supérieur, au Karangtien (Stade isotopique 5) et au Surozhen (Stade isotopique 3) et lors de

l'Holocène (Panin, 1989). La plupart des anciens dépôts des Stades 5 et 3 ont été probablement érodés pendant les périodes de bas-niveau, pourtant certains d'entre eux ont été préservés dans les dépressions du relief pre-deltaïque à l'est de la ligne Letea-Caraorman (Fig. I.13.).

Le delta comprend trois systèmes majeur de dépôt: la plaine deltaïque, le front du delta et le prodelta (Fig. I.13.).

La **plaine deltaïque** commence à la première bifurcation du Danube (Ceatal-Izmail) où le fleuve forme les bras Chilia (au nord) et Tulcea (au sud). 17km en aval, le bras Tulcea se bifurque à son tour et forme les bras Sulina et Sf. Gheorghe. La surface totale de la plaine deltaïque est d'environ 5800 km². La morphologie actuelle du delta est marquée par la ligne Letea-Caraorman, qui sépare la plaine deltaïque fluviale (à l'ouest) et la plaine deltaïque marine (à l'est). La région marine de la plaine couvre environ 1800 km² ; des cordons littoraux nombreux s'y sont développés, générant par juxtaposition des formations accumulatives littorales. Les sédiments qui constituent ces cordons appartiennent à deux types génétiques principaux (Panin, 1983):

- facies type a: des sables de quartz avec un contenu très important de SiO₂ (89-95%), et
- facies type b: des sables plus fins, avec moins de SiO₂ (60-85%) et plus de Al₂O₃ (1,7-8%), Fe₂O₃ (0,3-3,3%), TiO₂ (0,1-1,6%) et minéraux lourds (2-3%).

En considérant l'emplacement de chaque type de sédiment (Fig. I.14.), Panin (1983) propose une origine danubienne pour le facies type b, alors que le facies type a serait alimenté par une source au nord (Dniestr, Bug du Sud et Dniepr) et transporté le long de la côte par le courant littoral.

Le **front du delta** a une surface d'environ 1300 km² et comprend une partie tabulaire - la plate-forme (800 km²) et une zone pentée - la pente du front du delta (500 km²). La plate-forme du front du delta s'étends par des fonds de 1,5-2 km, jusqu'à 5-7 m de profondeur au nord (au large du bras Chilia) et jusqu'à 12-15 m au sud (au large du bras Sfantu Gheorghe). La base de la pente du front du delta atteint 15-20 m de profondeur au nord et 35-40 m au sud (Panin, 1983). Les sédiments vaseux noirs, de type sapropèles sont prédominants à ce niveau.

Le **prodelta** s'étends sur 5500-6000 km² au large du front du delta, jusqu'à 50-60 m de profondeur. Sa limite au sud est difficile à définir à cause du courant littoral qui transporte vers le sud les sédiments fins apportés par le Danube. L'influence de ce courant est visible jusqu'au sud de Constanta. Les caractéristiques des sédiments varient en général de vases avec de rares faunes jusqu'aux vases sableuses coquilifères.

La morphologie actuelle du delta est bien le résultat de l'interaction du fleuve avec la mer, essentiellement pendant l'Holocène. L'évolution du delta a connu plusieurs phases de

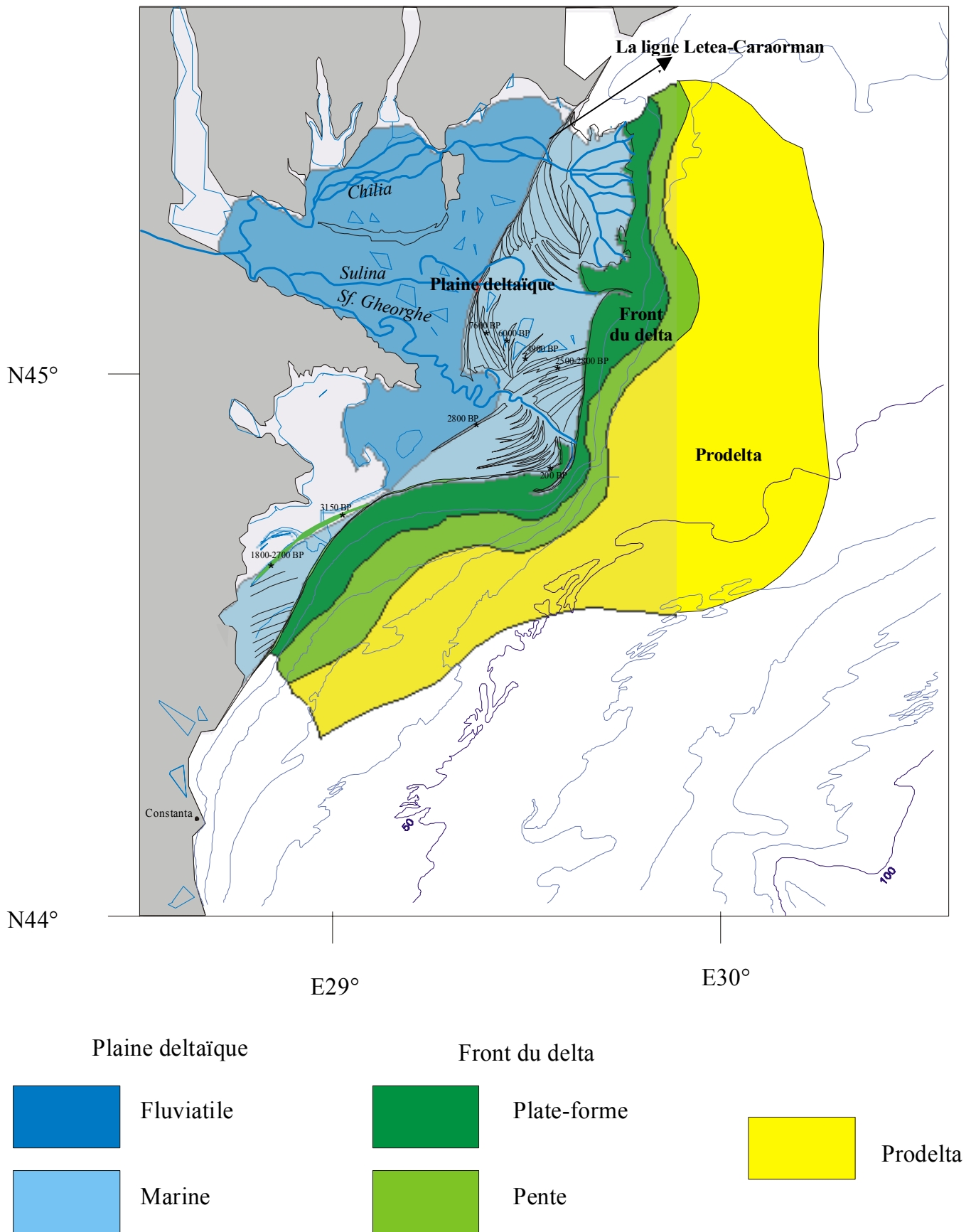


Fig. I.13. Les unités morphologiques du delta du Danube (modifié d'après Panin, 1983).

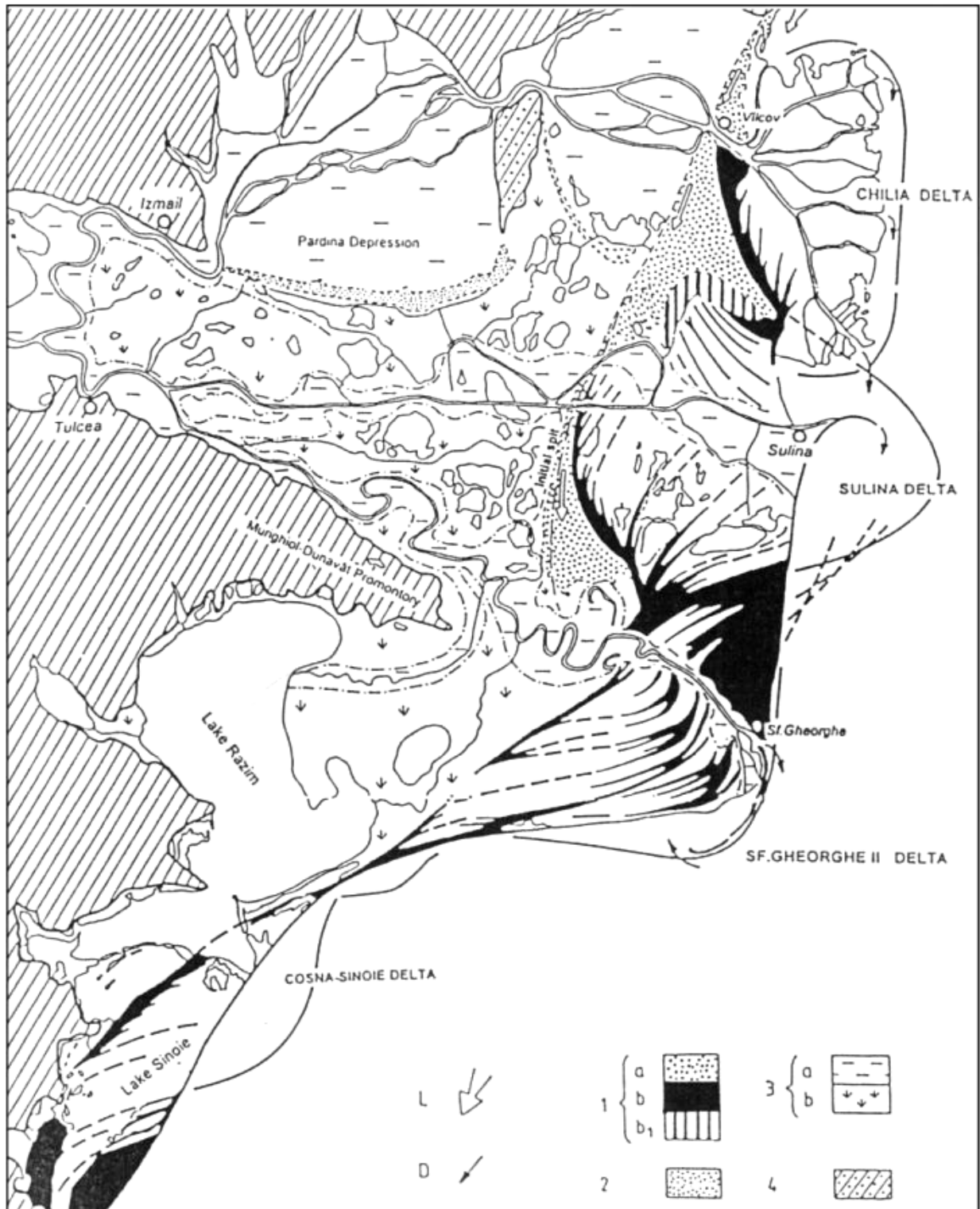


Fig. I.14. La répartition des dépôts littoraux dans le delta du Danube (d'après Panin, 1983):

- 1 Dépôts littoraux marins
 - type "a", en provenant d'une source au nord (Dniestr, Dniepr, Bug de Sud)
 - type "b", d'origine danubienne
 - type "b1", issu du mélange des types "a" et "b"
- 2 Dépôts lacustres
- 3 Dépôts fluviatiles
- 4 Dépôts de loess
- L Direction du drift sédimentaire littoral

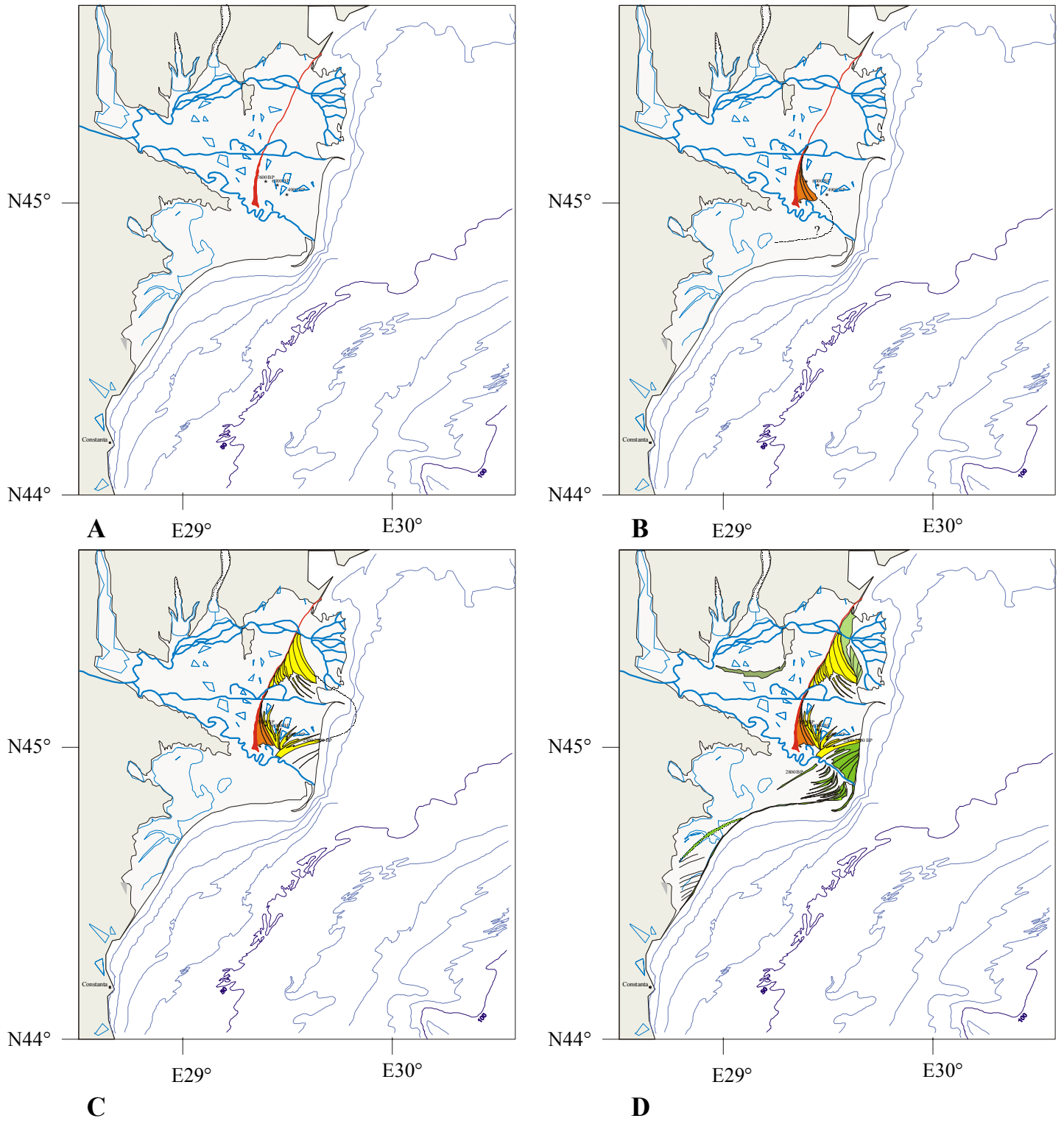


Fig. I.15. L'évolution du delta du Danube (modifié d'après Panin, 1983):

- A. Le cordon initial Letea-Caraorman (figuré en rouge)
- B. Le delta Sf. Gheorghe I
- C. Le delta Sulina
- D. Les deltas Sf. Gheorghe II et Chilia

mise-en-place des lobes deltaïques, en relation avec les variations du niveau marin (Panin et al., 1983; Panin, 1989).

A la remontée du niveau marin au début de l'Holocène le Danube débouchait dans un golfe situé à l'emplacement actuel du delta. Ce golfe, nommé « le golfe du Danube » a été fermé au fur et à mesure par un cordon littoral qui s'est développé à la sortie du golfe, entre les promontoires Jibrieni (au nord) et Murighiol-Dunavat (au sud), en s'appuyant sur des anciens reliefs (Fig. I.15A.). Cette structure, qui a été nommée le « cordon initial Letea-Caraorman » est constituée par des dépôts appartenant au facies type a, riche en quartz. Au cours de cette première phase de « delta bloqué » (Panin, 1983), le fleuve formait son delta à l'intérieur de la lagune derrière ce cordon initial. Les analyses ^{14}C (méthode classique) réalisées entre 1972-1978 sur des échantillons prélevés dans le cordon Letea-Caraorman (Noakes and Herz, 1983; Panin et al., 1983) ont indiqué des âges variant entre 3000 ans et plus de 40 000 ans. Les résultats sont donc souvent contradictoires à cause du mélange de faunes de différents âges. Les sédiments qui forment actuellement le cordon ont été visiblement repris pendant plusieurs périodes de haut niveau, depuis le Karangatian (Stade 5), ce qui fait que l'âge précis de la mise-en-place du cordon initial est difficile à apprécier.

Entre la terminaison sud du cordon Letea-Caraorman et le promontoire Murighiol-Dunavat, un passage permettait au premier bras du Danube (Paleo-Sf. Gheorghe) d'aller se jeter directement dans la mer. C'est au large de ce passage que le premier delta s'est formé: le delta Sf. Gheorghe I (Fig. I.15B.). Seule la partie nord de ce delta a été préservée, constituée également par des sédiments de type a. Les paramètres des méandres développés pendant la progradation maximale indiquent un très faible niveau d'énergie sur ce relief, ce qui a probablement favorisé le remplissage partiel du chenal.

Le Paleo-Sf. Gheorghe a été progressivement abandonné en faveur d'un nouveau bras au nord, le Paleo-Sulina (Fig. I.15C.). Le développement du delta Sulina a été lent au début et dominé par l'influence des vagues et du courant littoral. Ensuite, l'augmentation des apports d'eau et de sédiments a favorisé la progradation rapide du delta et sa forme de lobe avec trois, et ultérieurement cinq bras. Au moment de la progradation maximale, le front du delta Sulina dépassait de 10-15 km la ligne de côte actuelle. L'aile sud du delta Sulina contient exclusivement des sédiments appartenant au facies de type b. La distribution des facies sédimentaires dans l'aile nord montre la présence du facies b vers la partie sud, et du facies a au nord. Une zone de diffusion bien marquée existe entre les deux (Fig. I.14.). L'âge du delta Sulina, tel qu'indiqué par les datations ^{14}C (méthode classique) est d'environ -7000 à -2000 ans BP. La progradation maximale de ce delta est donc associée avec la régression Phanagorienne (cf. Chapitre I.2.), équivalente à une baisse du niveau de la mer Noire de 2 à 4 m. Cette baisse a également déterminé la reprise du fonctionnement du bras Sf. Gheorghe avec une nouvelle génération de méandres, ainsi que l'apparition d'un nouveau distributaire au nord, le bras Chilia.

Depuis 2000 ans, le bras Sulina a été partiellement colmaté et une partie de son delta érodée. Les bras Chilia et Sf. Gheorghe ont construit leurs deltas (Fig. I.15D.): le delta Chilia et le delta Sf. Gheorghe II, constitués par des sédiments type b.

A l'extrémité sud de l'édifice deltaïque un bras moins important, le Dunavat, a été actif entre 3500-1500 ans BP, en déposant successivement les deltas Cosna et Sinoe (Fig. I.14., I.15.d.).

I.3.c. Les dépôts actuels sur la plate-forme continentale et dans le bassin profond

La plate-forme continentale au nord-ouest de la mer Noire est particulièrement large, en comparaison avec les autres régions autour du bassin : jusqu'à 140 km. Le rebord de plate-forme se situe à 110-140 m de profondeur au sud du canyon Viteaz et atteint jusqu'à 170 m de profondeur au nord du canyon. Cette différence est due aux nombreuses failles récentes parallèles à la marge. Les processus sédimentaires actuels sur la plate-forme sont marqués par l'influence des fleuves qui débouchent dans cette région.

Au large du Danube, deux zones ont été mises en évidence (Panin et Jipa, 1998; Fig. I.16.):

- la plate-forme interne, sous l'influence du Danube, c'est la région où les sédiments fins en suspension sont entraînés par le courant littoral au sud du prodelta, jusqu'à 50-60 m de profondeur.
- la plate-forme externe, ou le « starving shelf », n'est plus accessible par le flux sédimentaire d'origine fluviale. Les sédiments que l'on y trouve sont principalement d'origine biogène et constituent une couche mince qui moule la surface de discordance au top des sédiments antérieurs.

Au nord du bassin, le Dniepr et le Dniestr déchargent leurs sédiments dans des lagunes séparées de la mer par des cordons littoraux. Des sédiments en suspension se déposent cependant au large de leurs embouchures (Fig. I.16.). Ce sont des dépôts vaseux noirs, avec un contenu élevé de matière organique (des sapropèles). Au large de ces zones de dépôt, toute la plate-forme à l'ouest de la Crimée est caractérisée par un régime de plate-forme affamée.

Du point de vue lithologique, quelques unités ont été définies (Arkhangelskyi et Strakhov, 1938; Fedorov, 1962; Neveskaya, 1965; Muratov, 1972; Scherbakov et al., 1978). La distribution de ces unités à la surface du sédiment est présentée dans la Fig. I.17.

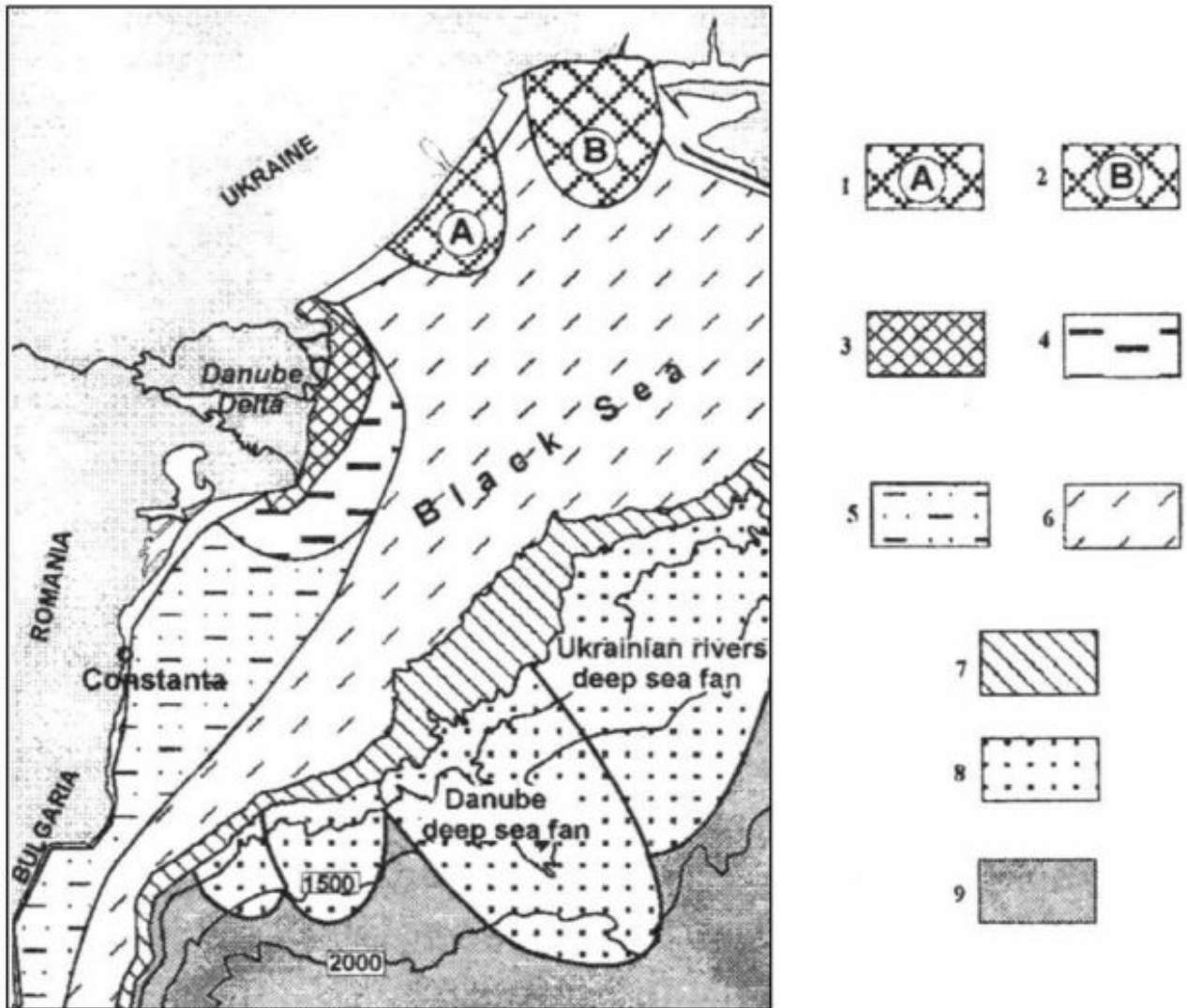


Fig. I.16. Les environnements sédimentaires au nord-ouest de la mer Noire (d'après Panin et Jipa, 1998):

- 1 Zone d'influence du Dniestr
- 2 Zone d'influence du Dniepr
- 3 Front du delta du Danube
- 4 Prodelta du Danube
- 5 Plate-forme continentale sous l'influence du Danube
- 6 Plate-forme continentale affamée
- 7 Rebord de plate-forme
- 8 Eventails profonds
- 9 Plaine bathyale

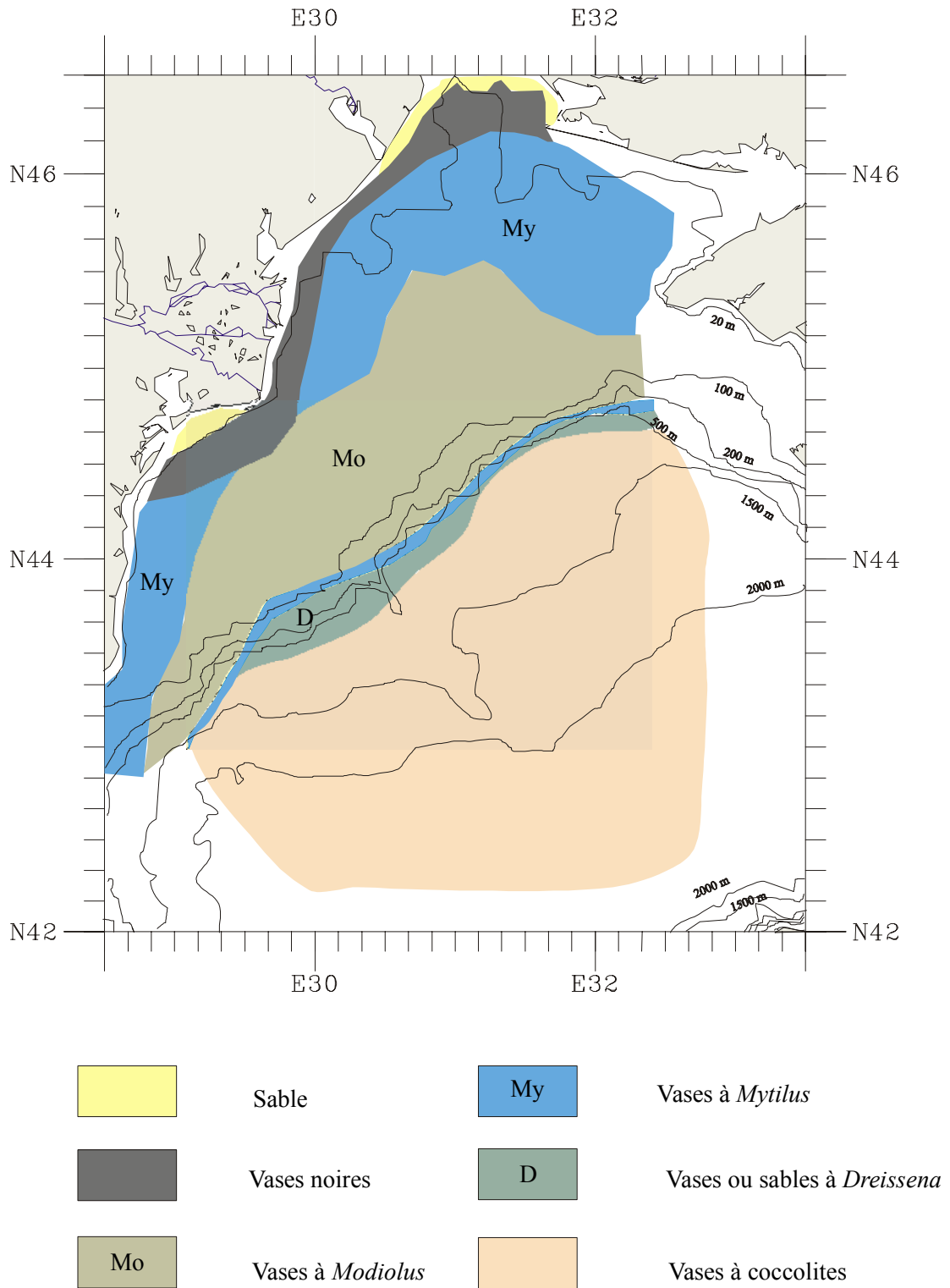


Fig. I.17. La répartition des unités litho-stratigraphiques à la surface du sédiment (d'après Radan, données non-publiées).

- les vases à *Modiolus* se trouvent à la surface du sédiment entre 50-125 m de profondeur. Ce sont des vases de couleur claire, très riches en coquilles de *Modiolus phaseolinus* et ne dépassent normalement pas 30 cm d'épaisseur.

- les vases à *Mytilus* apparaissent à la surface jusqu'à 40-50 m de profondeur et sont couvertes par l'unité à *Modiolus* au-delà de 50 m. Les coquilles de *Mytilus galloprovincialis* constituent la majorité du sédiment.

Vers 130 m de profondeur les sédiments à la surface sont des vases de couleur claire riche en coquilles de *Dreissena*. On retrouve également cette unité couverte par les vases à *Modiolus* et *Mytilus*.

La transition verticale de l'unité à *Dreissena* à l'unité à *Mytilus* représente le passage d'un régime lacustre à un régime marin dans le bassin de la mer Noire.

Dans toute la région profonde du bassin, à plus de 200 m de profondeur, les sédiments superficiels consistent en deux unités héli-pélagiques déposées au cours de l'Holocène (Ross and Degens, 1974; Hay et al., 1990, 1991):

- **l'unité I** est une alternance de lamines fines, blanches et noires (Fig. I.18.). Les lamines blanches sont constituées par des coccolites de *Emiliana huxleyi* (90%), et se sont déposées pendant les « blooms » des coccolithophoridés (été-automne). Les lamines noires contiennent plus de 70% de matériel terrigène (et pour le reste des coccolites et de la matière organique). Leur dépôt est lié surtout aux périodes de décharge fluviale maximale (hiver-printemps) qui coïncident normalement avec les « blooms » des diatomées (printemps; cependant les diatomées sont rapidement dissouts à l'interface eau/sédiment, ce qui fait que la matière terrigène reste le composant principal des lamines noires). Le couple lamine blanche/lamine noire se dépose annuellement seulement si les « blooms » planctoniques apparaissent annuellement, donc l'âge obtenu à partir des varves comptées présente un pourcentage d'erreur apprécié à 20% (Hay et al., 1990).

Dans cette unité on a distingué trois sous-unités (Hay et al., 1991) :

- « la période de la première invasion » du coccolithophoride *E. huxleyi* dans la mer Noire, marqué par la prédominance des lamines blanches à la base de l'unité ;
- « le sapropèle de transition » qui représente la diminution visible de la présence des coccolites, et la prédominance du matériel terrigène. Il est associé avec un retour temporaire aux conditions de dépôt de l'unité II à sapropèles;
- « la période de l'invasion finale » de *E. huxleyi*, qui continue jusqu'à présent et se caractérise par l'installation définitive des coccolithophorides dans le bassin de la mer Noire.

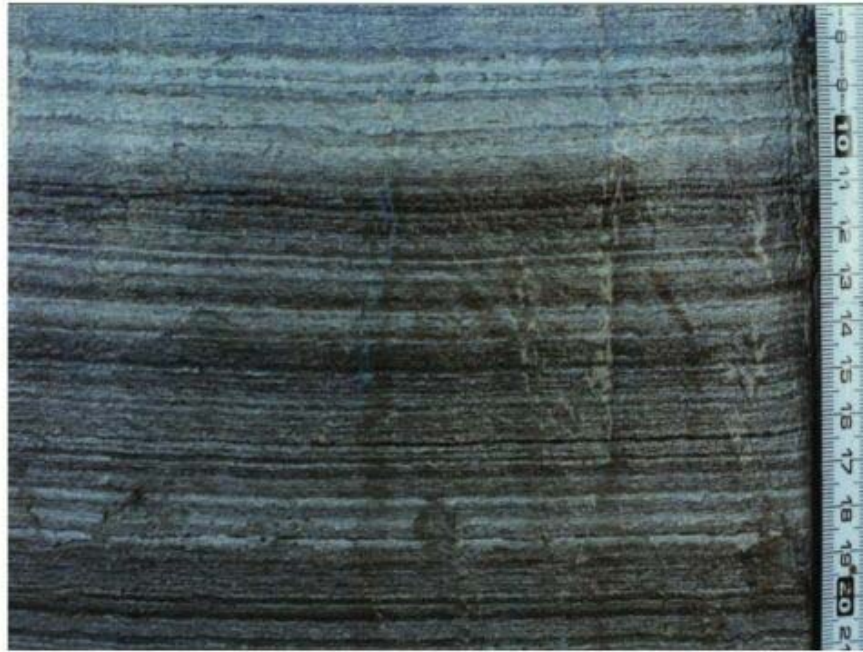


Fig. I.18. L'unité I: alternance de lamines blanches (à coccolites) et noires (terrigenes).

- **l'unité II** – est constituée par des sapropèles avec un contenu important en matière organique. Le matériel terrigène prédomine : 65% de matière terrigène non-carbonatée, 16% de carbonates (essentiellement terrigenes) et 9% de carbone organique. La matière organique est d'origine marine (Calvert et Fontugne, 1987), avec comme principales sources planctoniques les diatomées et les dinoflagélés. A présent, les blooms apparaissent au printemps pour les diatomées et pendant l'été et l'automne pour les dinoflagélés. Si leur comportement saisonnier étaient semblable pendant l'époque de l'unité II, alors cela peut expliquer la lamination que l'on rencontre dans les niveaux à sapropèles (Hay et al., 1990).

L'âge de ces unités a été longtemps un sujet de discussion, du aux différences entre la chronologie des varves et les analyses ^{14}C , ainsi qu'aux nombreuses corrections à appliquer à ces-dernières. La synthèse de Jones et Gagnon (1994) propose un âge de 2720 ± 160 ans BP pour la base de l'unité I (avec 1635 ± 60 ans BP à la base de la période d'invasion finale de *E. huxleyi*), alors que la base des sapropèles (donc l'installation d'un régime anoxique dans le bassin profond de la mer Noire) a été datée par les mêmes auteurs de 7540 ans BP.

I.3.d. Les processus liés à la présence du gaz dans les sédiments superficiels

L'accumulation du gaz dans les sédiments superficiels de la mer Noire est attestée par les nombreux phénomènes associés.

Une quantité énorme de gaz est libérée dans la colonne d'eau par les **émissions de méthane** qui se forment à l'interface eau/sédiments. Plus de 200 « torches » de gaz ont été identifiées par des méthodes acoustiques au nord-ouest de la mer Noire, dont certaines arrivent jusqu'à la surface. Des émissions violentes de méthane à la surface ont été observées pendant les tremblements de terre de Crimée (1927) et au large de la Bulgarie (1901).

Les gaz présents dans les sédiments de surface sont visibles sur les enregistrements sismiques, en particulier au niveau du rebord de la plate-forme et du côté du débouché du paléo-Dniepr (Ion et al., 2002; Wong et al., 2002).

A terre, les volcans de boue dans la presqu'île Kerch-Taman sont bien connus.

Dans le bassin profond au sud de la Crimée, à plus de 2000 m de profondeur, on a identifié des **volcans de boue** et des « mud diapirs » sur une zone d'environ 6500 km² avec (Ivanov et al., 1996; Limonov et al., 1997; Fig. I.19.). Les volcans sont bien marqués dans la topographie par rapport au fond extrêmement plat autour de cette zone: jusqu'à 120 m en hauteur et 0,3 à 2 km en diamètre. Certains ont des cratères au sommet. Les chenaux d'alimentation ont jusqu'à 3,5 km de diamètre, et les colonnes sont visibles par sismique jusqu'à 7-9 km de profondeur sous le fond de la mer, en s'arrêtant le plus probablement dans la formation de Maikop (argile noire d'âge Oligocène-Miocène inférieur, riche en matière organique et contenant parfois des accumulations de gaz syngénétique). La formation de ces structures dans le régime d'extension du bassin Ouest de la mer Noire est due à l'épaisseur excessive des couches sédimentaires provoquant une surpression dans les dépôts potentiellement mobiles situés en dessous. Les éruptions de boue sont le résultat de la libération rapide du gaz et du fluide d'une source située en profondeur. Par contre, la migration graduelle du gaz vers la surface le long des failles a déterminé probablement son accumulation dans les sédiments superficiels et la formation des hydrates de gaz identifiés dans certains volcans (Limonov et al., 1997, Gaynanov et al., 1998). Le gaz issu de la dissociation des hydrates contient plus de 95% méthane, dont la signature isotopique ¹³C CH₄ indique son origine mixte biogène/thermogène (Limonov et al., 1997).

Des émissions de gaz ont été identifiées localement dans la région des volcans.

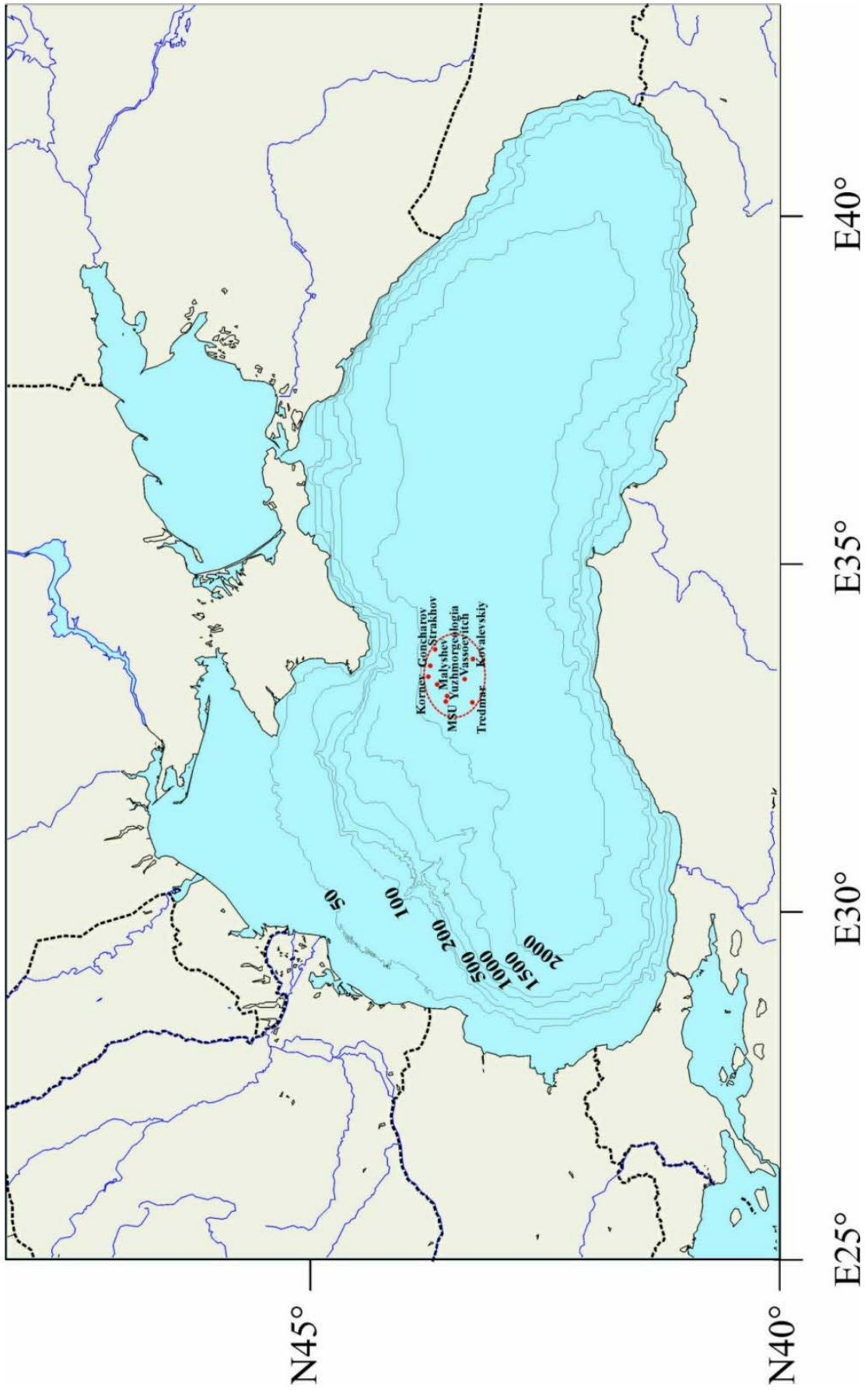


Fig. I.19. La zone des volcans de boue (la position des volcans d'après Gaymanov et al., 1998).

L'âge d'apparition des volcans de boue est encore incertain, mais leur morphologie et le nombre des écoulements donnent des indications sur leur chronologie relative. Le volcan TREDMAR, situé à l'extrémité de sud-ouest de la zone (Fig. I.19.) est considéré comme étant le plus récent. Des émissions de gaz sont visibles dans son cratère et l'écoulement a été défini comme « mousseux », saturé en gaz et ayant un caractère liquide (Ivanov et al., 1996).

La présence des accumulations de **gaz hydrates** a été signalée dans les sédiments du bassin profond (à plus de 500-600 m de profondeur), non-associée aux volcans de boue. Les hydrates de gaz sont des composants cristallins dans lesquels les molécules de gaz sont enfermées dans la structure de la glace. Leur stabilité est conditionnée par les conditions de pression (élevée) et de température (basse). La décomposition de la phase solide a pour résultat l'émission d'une grande quantité de gaz: 1 m³ de gaz hydrate contient 164 m³ de gaz (Kvenvolden, 1993).

L'intérêt général des gaz hydrates est du à plusieurs raisons:

- l'effet de l'émission de gaz issu de la déstabilisation des hydrates sur l'environnement, en sachant que le méthane est le plus important gaz à effet de serre;
- l'effet de la décomposition des hydrates sur la stabilité des sédiments sur les pentes;
- le potentiel énergétique des hydrates de gaz, considérés comme l'une des principales sources d'énergie de l'avenir.

Les caractéristiques et la localisation des hydrates dans la mer Noire n'ont pas été encore précisées, mais plusieurs programmes de recherche sont en cours.

I.3.e. Océanographie: la circulation des masses d'eau

L'océanographie de la mer Noire est fortement contrôlée par l'apport d'eau douce des rivières et les échanges avec la Méditerranée par le Bosphore, ainsi que par les conditions atmosphériques, la circulation thermohaline et la topographie du bassin.

Dans la mer Noire, l'apport total d'eau douce dépasse les pertes par évaporation, donc sa balance hydrologique est positive. Les moyennes annuelles estimées sont d'environ 300 km³/an pour les précipitations, et d'environ 350 km³/an pour l'apport des rivières pour une évaporation à la surface de la mer estimée à environ 350 km³/an (Özsoy et Ünlüata, 1997). La circulation au niveau du Bosphore équilibre la balance des eaux par deux courants: un courant de surface constitué par l'eau relativement douce et de densité réduite provenant de la mer Noire, et un courant de fond qui transporte l'eau salée et dense de la Méditerranée vers la mer Noire. Le flux moyen à la sortie du Bosphore vers la mer Noire calculé est d'environ 600 km³/an pour le courant de surface de la mer Noire vers la

Méditerranée, et de 300 km³/an pour le courant de fond vers la mer Noire (Özsoy et al., 1995). Ces valeurs moyennes diffèrent pourtant des valeurs instantanées, qui sont dépendantes des conditions météorologiques et hydrologiques dans les deux bassins. Lors des événements extraordinaires la circulation peut être arrêtée dans un sens ou dans l'autre, pour une période de quelques jours. Le blocage du courant de fond apparaît typiquement au printemps et en été, avec l'augmentation de l'apport fluvial dans la mer Noire, alors que le blocage du courant de surface (appelé localement « orkoz ») apparaît en automne et en hiver, quand la circulation à la surface est inversée (Özsoy et Ünlüata, 1997).

La stratification verticale peu commune de la mer Noire sépare les eaux de surface avec une salinité réduite (18‰) à la surface, des eaux plus profondes, plus chaudes et plus salées (22‰). La variation de la salinité est le résultat de l'apport fluvial (à la surface) et méditerranéen (au fond). La densité de l'eau est déterminée par la salinité, à l'exception du niveau superficiel (jusqu'à 10-30 m) où l'effet de la température est prédominant en été. Par conséquent, l'halocline et la pycnocline coïncident, dans l'intervalle 100-200 m de profondeur. La chemocline et l'oxycline se situent dans le même intervalle. L'oxygène est pratiquement absent en dessous de 150 m de profondeur, ce qui fait que plus de 80% de l'eau du bassin constitue un milieu anoxique, avec des concentrations importantes de H₂S. La profondeur de l'interface entre les milieux oxique et anoxique (chemocline) est largement influencée par le courant cyclonique principal (Rim current) et varie de 130 à 180 m (Peckman et al., 2001). La position de la chemocline a été relativement stable depuis quelques dizaines d'années par rapport à l'élévation de 40-50 m subie il y a 250-300 ans (Lyons et al., 1993).

Le niveau séparé par l'halocline permanente (à la base) et la thermocline saisonnière (au sommet) a été défini comme « Cold Intermediate Layer » (CIL). Ce niveau, dont la température minimale est de ~6°C, est couvert en été par les eaux superficielles plus chaudes et représente un minimum de température (Fig. I.20.). En hiver, il constitue un niveau isothermique à 6-7°C dans la plupart de la mer Noire, à des profondeurs allant jusqu'à 70-80 m de profondeur (Özsoy et Ünlüata, 1997).

Les eaux chaudes et salées de la Méditerranée pénétrant dans la mer Noire se mélangent avec la « Cold Intermediate Water » (CIW) et leur température et salinité baissent rapidement passant de 14,5°C et 37‰ à la sortie du Bosphore, à 8°C et 22,8‰ dès le rebord du plateau. La descente de ces eaux refroidies sur la pente continentale est accompagnée par la formation d'intrusions instables d'eau salée jusqu'à 500 m (Özsoy et Ünlüata, 1997; Fig. I.20.). En-dessous de cette profondeur, les eaux de la mer Noire sont essentiellement stagnantes et leur propriétés uniformes.

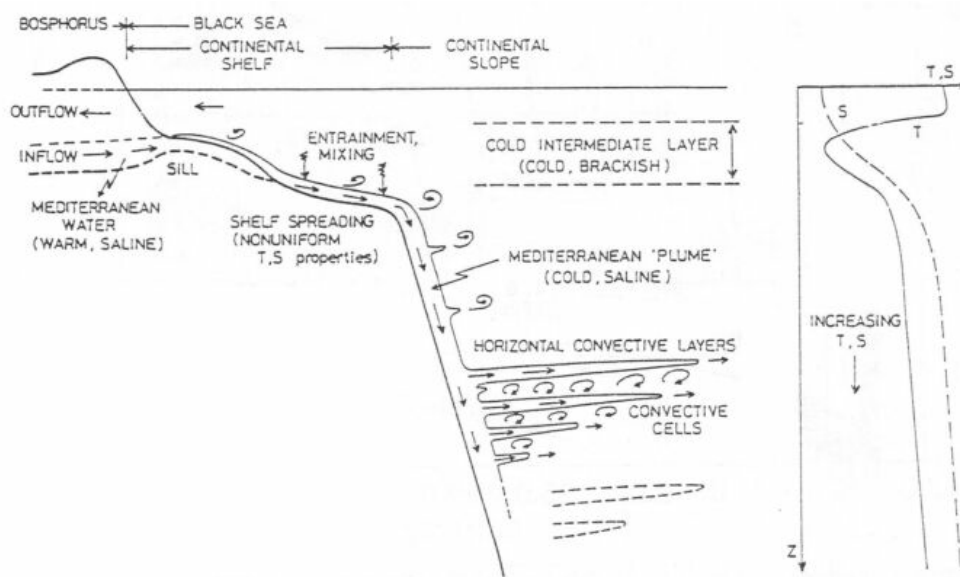


Fig. I.20. Schéma présentant le mélange des eaux dans la mer Noire, à la sortie du Bosphore. Le niveau séparé par l'halocline permanente (à la base) et par la thermocline saisonnière (au sommet) est défini comme "Cold Intermediate Layer" CIL, caractérisé par un minimum de température. Les eaux chaudes et salées de la Méditerranée se mélangent avec les eaux froides du CIL et descendent sur la pente continentale (d'après Özsoy et Ünlüata, 1997).

Au fond du bassin, un niveau de 300-400 m d'épaisseur est caractérisé par des mouvements de convection dus au flux géothermal (quantitativement comparable aux flux connus dans les autres bassins de la région). Le résultat de ces mouvements est la remarquable homogénéité des propriétés des eaux (des variations de moins de 0.001 unités de température et salinité le long du bassin). La présence de ce niveau convectif au fond du bassin peut influencer les processus de sédimentation récente, comme la formation des lamines hémipélagiques et leur continuité à l'échelle du bassin (Özsoy et al., 1995).

La circulation générale des eaux de surface dans la mer Noire est marquée par la présence d'un courant cyclonique cohérent à l'échelle du bassin, connu dans la littérature russe comme le « Courant Principal de la mer Noire », et dans la littérature turque récente comme le « Rim Current » (Fig. I.21.). Les vents cycloniques et la circulation thermohaline saisonnière ont été considérés comme pouvant être à l'origine de ce courant. Le courant est large de ~50 km, et présente des méandres de 100 à 200 km de période. Sa position coïncide avec la pente continentale. L'effet de la topographie du fond serait donc important pour la circulation des eaux (Özsoy et Ünlüata, 1997). Le courant a une

structure verticale avec deux niveaux séparés par la pycnocline (à 100-200 m) : le niveau supérieur a une vitesse moyenne de plus de 50 cm/s, alors que le niveau inférieur a une vitesse moyenne de ~20 cm/s (Oguz et Besiktepe, 1999). Des nombreux tourbillons cycloniques et anti-cycloniques sont associés à ce courant sur ses deux côtés, dont le plus important est le courant Batumi, dans le bassin Est.

La circulation des eaux sur la plate-forme de nord-ouest est en général indépendante de la circulation le long de la pente et au centre du bassin, car les méandres du « Rim Current » ne dépassent pas le rebord de la pente continentale. Les courants sur la plate-forme sont beaucoup plus faibles: moins de 10 cm/s (Oguz et Besiktepe, 1999). Le courant littoral cyclonique associé au Danube et au Dniepr est contenu le long de la côte et sa vitesse moyenne est de 20-30 cm/s (Panin, 1996).

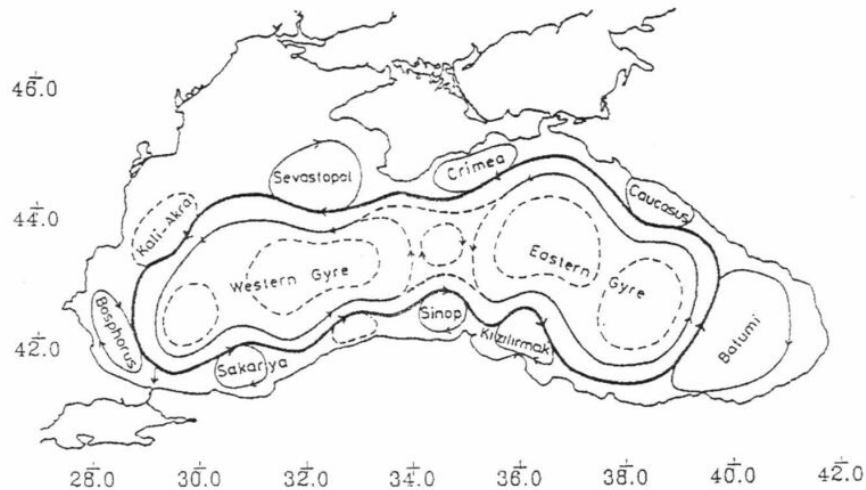


Fig. I.21. La circulation générale des eaux de surface dans la mer Noire. En gras, le courant cyclonique connu comme le « Courant Principal de la mer Noire » ou Rim Current (d'après Öszoy et Ünlüata, 1997).

CHAPITRE II

PRÉSENTATION DES DONNÉES ET MÉTHODES D'INTERPRÉTATION

II. PRÉSENTATION DES DONNÉES ET MÉTHODES D'INTERPRÉTATION

II.1. Origine des données

II.1.a. Données BlaSON

II.1.b. Données antérieures

II.2. Outils d'acquisition et de traitement

II.2.a. Positionnement

II.2.b. Sismique haute résolution et très haute résolution

II.2.c. Sondeur multifaisceaux EM1000

II.2.d. Carottages

II.3. Méthodes d'interprétation: Stratigraphie sismique

II.1. Origine des données

II.1.a. Données BlaSON

Les données sismiques, bathymétriques et sédimentologiques utilisées pour ce travail proviennent de la campagne océanographique réalisée dans le cadre du projet de coopération BlaSON de coopération franco-roumaine réalisé entre l'IFREMER et GeoEcoMar en avril-mai 1998. Cette campagne avait pour but l'étude des enregistrements sédimentaires des processus glacio-eustatiques, néo-tectoniques et de la variabilité climatique au Quaternaire Supérieur sur la marge nord-ouest de la mer Noire, depuis l'embouchure du Danube jusqu'au bassin profond.

Pour cette étude nous avons utilisé essentiellement les données acquises sur la plate-forme continentale distale, dans le canyon Viteaz et dans la partie profonde du bassin (Fig. II.1., chapitre II.2), en particulier :

- des données sismiques (canon à air, sparker, chirp-sonar, sondeur de sédiments 2.5 kHz et 3.5 kHz)
- des données de bathymétrie et imagerie acoustique (EM1000)
- des données sédimentologiques (8 carottages Kullenberg).

II.1.b. Données antérieures

Des données complémentaires ont été également intégrées dans cette étude (Fig. II.1.) :

- sismique HR (canon à air) et données acoustiques enregistrées au cours de 3 campagnes allemano-roumano-russes en 1992, 1993 et 1994 (reconnaissance géophysique de l'éventail sous-marin du Danube);
- sismique pétrolière 2D fournie par la compagnie roumaine Petrom (sur le rebord du plateau continental et dans le canyon Viteaz), ainsi que des forages pétroliers sur la plate-forme continentale;
- sismique THR (sondeur de sédiments 3,5 kHz) enregistrée par GeoEcoMar entre 1979 et 1983 (sur le plateau continental et dans le canyon Viteaz).

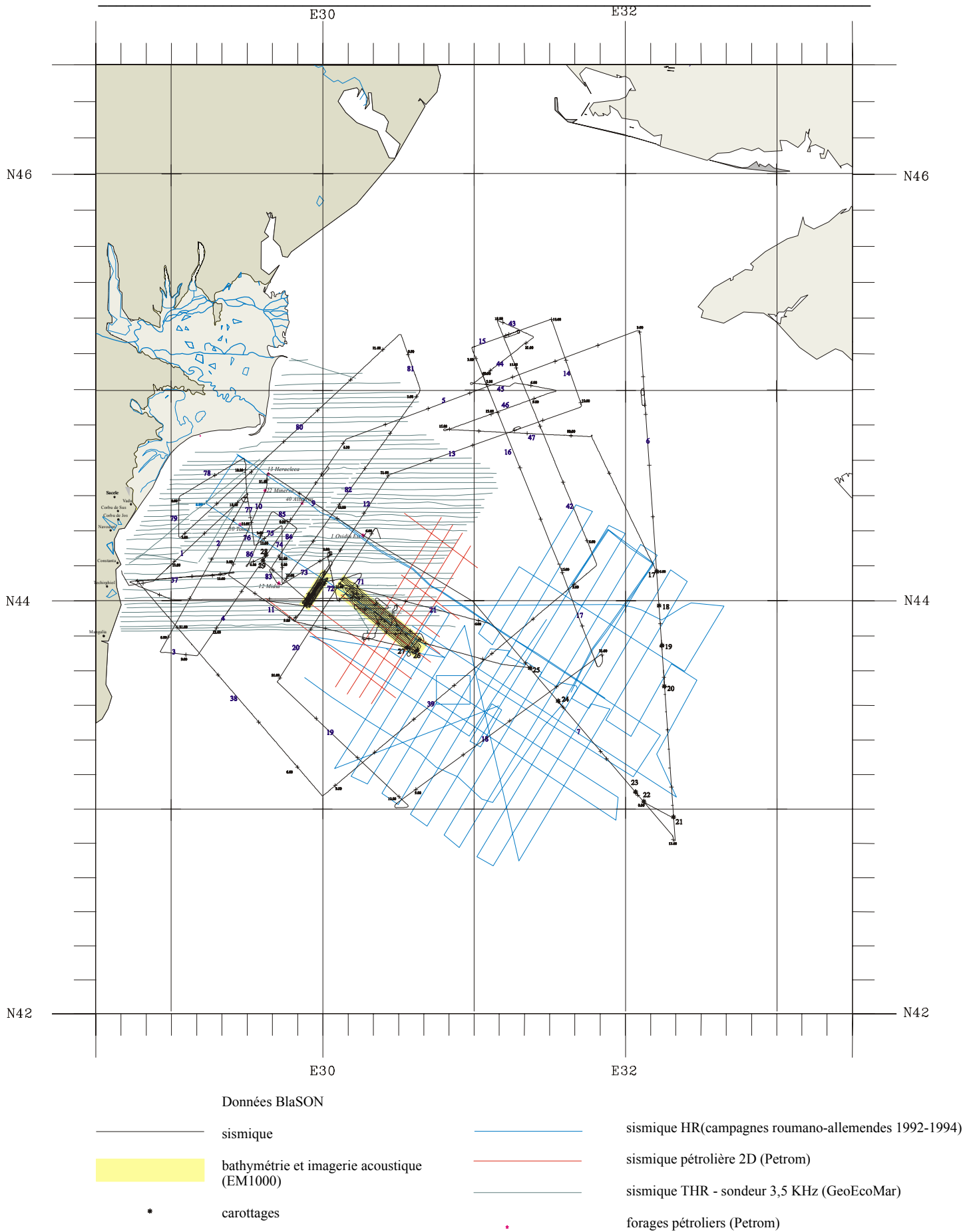


Fig. II.1. Plan de position des données utilisées pour cette étude.

II.2. Outils d'acquisition et de traitement

II.2.a. Positionnement

La navigation de la campagne BlaSON a été acquise en ED50 (latitude d'échelle conservée N40°). Le système de positionnement était un GPS en mode différentiel, assuré par U1 NR109, connecté au système MARINSTAR utilisant le satellite EUROPE avec les stations terrestres d'Ankara et de Szeged. La précision du système est de $\sqrt{25}$ m.

Le contrôle de la qualité du positionnement a été réalisé par le système ADOP (Acquisition des Données Océanographiques du Plateau) développé par IFREMER qui fournit en temps réel les informations du GPS et les corrections différentielles.

Les données plus anciennes de GeoEcoMar ont été positionnées avec le système Decca Hi-Fix.

II.2.b. Sismique haute résolution (canon à air Gi, mini-GI) et très haute résolution (sparker, sondeur de sédiment 2.5 kHz)

Parmi les nombreuses méthodes employées pour générer des ondes sismiques dans le sous-sol on distingue généralement, selon la fréquence des sources (d'après Nouzé, 1998):

| | Fréquence | Définition verticale | Pénétration |
|--------------------------------------|-------------|----------------------|-------------|
| sismique conventionnelle | 5-80 Hz | 60-120 m | 3-50 km |
| sismique haute résolution (HR) | 50-500 Hz | 10-15 m | 500-2000 m |
| sismique très haute résolution (THR) | 500-2000 Hz | 1-2 m | 50-200 m |

La sismique HR et THR sont les outils de reconnaissance géophysique les plus importants pour les études en sédimentologie marine. Les sources utilisées le plus souvent sont : sondeur de sédiments (fréquence centrale $F_c=2,5$ kHz ou 3.5 kHz), boomer (F_c 800-2000 Hz), sparker (F_c 500-1000 Hz), et canon à air ou à eau (F_c 80-500 Hz). L'association des différents outils permet une reconnaissance fine des premières centaines de mètres de sédiments et constitue ainsi un outil primordial pour l'étude des sédiments du Plio-Quaternaire.

Pendant la mission BlaSON ont été utilisés les sources et les récepteurs suivants:

- canon à air GI (Générateur-Injecteur) et mini-GI, avec une flûte multitraces en couverture 24;
- sparker (seulement quelques profils, à cause de problèmes techniques) ;
- chirp-sonar;
- sondeur de sédiments 3,5 et 2,5 kHz.

Au cours de la mission, l'acquisition des données HR et THR, et les premiers traitements temps réels ont été réalisés avec le système DELPH2 (TRITON-ELICS).

L'ensemble des profils a été traité par le logiciel SITHERE développé par l'IFREMER (Lericolais et al., 1990). Ensuite, une partie des profils a été retraitée avec le logiciel PROMAX (Landmark).

Traitement SITHERE

Le logiciel SITHERE est implanté sur station de travail SUN. Il est constitué de plusieurs modules, chacun d'entre eux correspondant à un traitement spécifique. Les séquences de traitement utilisées pour ce travail sont :

- la caractérisation du signal par la visualisation des sismogrammes de tir (module **sismo**) qui permet de mesurer certains paramètres nécessaires dans l'utilisation d'autres modules (profondeur de détection du fond sur un tir, épaisseur du signal, atténuation en profondeur); ou par la visualisation du spectre des fréquences pour un tir (module **specm**) qui permet de caractériser la répartition des fréquences du signal.
- le filtrage passe-bande vise à améliorer le rapport signal/bruit, en éliminant les fréquences qui ne correspondent pas à l'objectif; la diminution du bruit se réalise avec le module **felics**, en deux étapes (filtre passe-haut et passe-bas).
- la moyenne sur 3 tirs successifs (module **moyenn**) permet de lisser le signal et d'améliorer le rapport signal/bruit.
- l'application d'un gain (module **gain**) accentue l'énergie du signal pour compenser l'atténuation avec la profondeur; on a utilisé le gain linéaire (facteur multiplicatif de l'amplitude croissant linéairement avec la profondeur) ou un contrôle automatique du gain AGC (automatic gain control, par la mise à niveau des amplitudes de tirs en fonction des temps d'arrivée et de l'amplitude maximale détectée sur le tir).
- la suppression du bruit enregistré dans l'eau nécessite le repérage manuel du fond au long du profil (module **pointech**) et le mute de la partie sélectionnée (module **muthrz**).

- l'extraction d'une fenêtre de données (module **extrac**) pour la concaténation des différentes parties du profil (module **catfic**).

Traitement PROMAX

Certains profils multitraces (24 traces) ont nécessité un traitement supplémentaire (particulièrement les profils enregistrés dans la zone supérieure de l'éventail). Ceci a été réalisé avec le logiciel PROMAX (Landmark). La comparaison entre les résultats des deux types de traitement démontre l'utilité de ce traitement supplémentaire pour l'interprétation des données sismiques utilisées dans cette étude (Fig. II.2).

Pour être traitées par PROMAX, les données doivent être au format SEG-Y (format international d'échange de données sismiques). Le logiciel SITHERE permet de transformer les données brutes en format SEG-Y. Dans l'organisation PROMAX, les données acquises dans une certaine région (AREA) sont composées de différents profils (LIGNE) soumis à une séquence de traitement (FLOW). Les séquences de traitement que j'ai utilisées sont :

- la création de la **géométrie** du profil consiste à regrouper les traces qui imagent le même point milieu; en considérant les coordonnées de la source et du récepteur, le logiciel définit des points miroirs communs le long du profil (CDP) et calcule leur position; toutes les opérations effectuées par la suite utilisent les traces regroupées par CDP.
- le **supergather** donne la possibilité de compenser la faible couverture des traces en regroupant les CDP, pour améliorer les résultats des traitements suivants (l'analyse de vitesse en particulier) ;
- l'**analyse de vitesse** permet de corriger les décalages entre les traces qui imagent le même point milieu (dus aux offsets différents de ces traces) en choisissant manuellement les vitesses les plus probables ;
- le **stack** des données est effectué pour renforcer le signal et atténuer le bruit, en faisant la somme des traces pour chaque CDP;
- la **migration** déplace horizontalement les points imagés pour éliminer l'effet du pendage des couches et de la diffraction sur le fond ;
- le bruit enregistré dans l'eau est supprimé par le repérage manuel du fond le long du profil et le **mute** de la partie sélectionnée.

La multiplicité des informations pour un même point permet d'améliorer le rapport signal/bruit et d'atténuer les effets du multiple.

Le traitement des 24 traces s'est avéré particulièrement utile pour une meilleure mise en évidence des discontinuités à l'intérieur du dernier chenal, dans sa partie proximale (II.2.).

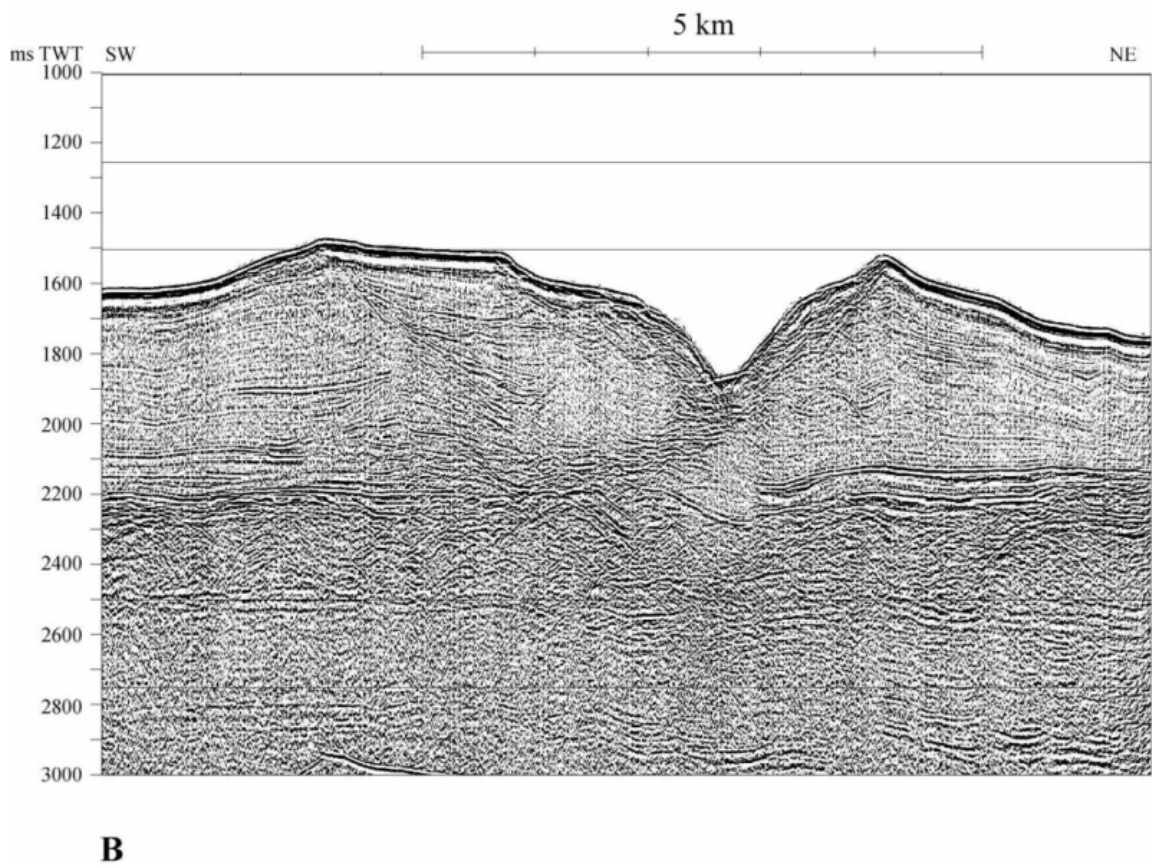
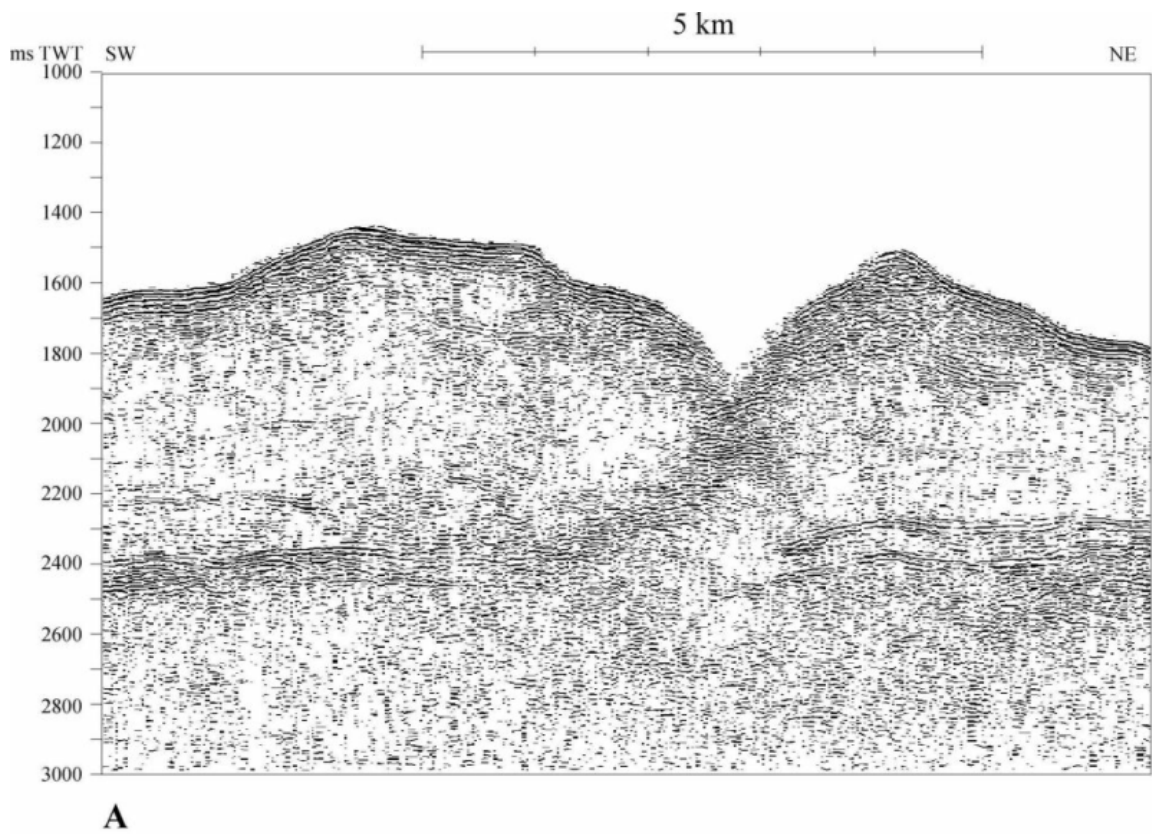


Fig. II.2. Segment du profil sismique 39 HR (24 traces)

A. après le traitement SITHERE

B. après le traitement PROMAX.

Le traitement supplémentaire avec PROMAX s'est avéré particulièrement utile à l'intérieur des chenaux.

II.2.c. Sondeur multifaisceaux EM1000

Le sondeur SIMRAD EM1000 est un outil acoustique de cartographie de précision pour les petites profondeurs, produisant des cartes topographiques du fond, et simultanément, des cartes de réflectivité (imagerie acoustique).

Le sondeur proprement-dit comprend :

- des antennes circulaires d'émission et de réception
- une unité d'émission/réception générant le faisceau d'émission, qui assure la réception des signaux et leur traitement
- une station de travail qui permet à l'opérateur de piloter le sondeur.

Le système peut être utilisé jusqu'à 1000 m de profondeur. La fréquence de travail est centrée sur 95 kHz. Le système cartographie le fond au moyen de 120 faisceaux produits en deux émissions. L'ouverture angulaire (l'angle entre les faisceaux extrêmes) est de 150°, ce qui correspond à une couverture égale à 7,4 fois la profondeur. Les faisceaux sont répartis horizontalement à équidistance, avec un écart angulaire plus dense aux extrémités qu'à la verticale. Dans les eaux plus profondes l'écartement des faisceaux est changé automatiquement pour que les 120 faisceaux soient toujours disponibles. Par conséquent, le secteur couvert devient plus important.

Le temps aller-retour pour chaque faisceau est transformé en profondeur à partir du profil de vitesse du son dans l'eau, estimé grâce aux sondes SIPPICAN réalisées régulièrement pendant la campagne.

La visualisation temps-réel pour le contrôle de la couverture et l'archivage des données ont été assurés par le logiciel CARAIBES.

Les données stockées numériquement ont été traitées à l'IFREMER avec le logiciel CARAIBES-TD (temps différé) sur station de travail UNIX, qui permet un dépouillement complet des données de bathymétrie et d'imagerie.

Les traitements appliqués aux données bathymétriques sont :

- filtrage des données
- maillage : la fusion des données bathymétriques avec la navigation et l'interpolation aux noeud d'une grille régulière (Modèle Numérique de Terrain, MNT)
- corrections (lissage, mise à zéro).

Le logiciel CARAIBES a été également utilisé pour obtenir (à partir du MNT) des représentations en 2D et en 3D de la zone d'étude, la carte des isobathes, la carte des gradients de pente et la section bathymétrique au long de l'incision centrale dans le canyon Viteaz.

II.2.d. Carottages

Au cours de la campagne BlaSON, 8 carottes ont été prélevées dans les sédiments superficiels de l'éventail profond du Danube (Fig. II.1.) avec un carottier à piston type Kullenberg 100 mm de diamètre (Fig. II.3.). Les caractéristiques générales de ces carottes sont résumé dans le Tableau 1.

| Carotte | Latitude | Longitude | Profondeur (m) | Longueur (cm) | Zone de l'éventail | Facies |
|-----------|-----------|-----------|----------------|---------------|--------------------|--|
| BLKS-9820 | 43°35,684 | 32°15,781 | 2001 | 80 | distale | lobe sableux (HARP) de l'Unité 4 |
| BLCP-9820 | | | | 63 | | |
| BLKS-9821 | 42°57,7 | 32°19,24 | 2135 | 395 | distale | levée d'un chenal terminal de l'Unité 4 |
| BLCP-9821 | | | | 44 | | |
| BLKS-9822 | 43°02,270 | 32°07,492 | 2100 | 717 | distale | levée d'un chenal terminal de l'Unité 4 |
| BLKS-9823 | 43°05,073 | 32°04,227 | 2090 | 322 | distale | chenal terminal de l'Unité 4 |
| BLCP-9823 | | | | 63 | | |
| BLKS-9824 | 43°31,33 | 31°33,67 | 1862 | 475 | moyenne | levée droite de l'Unité 4 |
| BLKS-9825 | 43°40,855 | 31°22,55 | 1762 | 647 | moyenne | levée gauche de l'Unité 4 |
| BLCP-9825 | | | | 21 | | |
| BLKS-9826 | 43°45,93 | 30°37,41 | 920 | 693 | proximale | terrasse à l'intérieur du chenal principal |
| BLCP-9826 | | | | 43 | | |
| BLKS-9827 | 43°46,78 | 30°33,65 | 651 | 626 | proximale | levée du chenal principal |

Tableau 1: BL comme BlaSON, KS comme Kullenberg, CP comme carottier pilote

L'emplacement des carottes a été choisi à partir de l'information fournie par le chirp-sonar.

Après le prélèvement, les carottes ont été découpées à bord en tronçons de 1,5 m et analysées sur le banc de mesure de l'IFREMER (mesures de densité, susceptibilité magnétique, vitesse du son).

La chaîne de traitement suivie à terre est:

- ouverture des carottes;
- archivage d'une moitié de chaque carotte;
- prise de photos tous les 30 cm (ou scanner en continu);

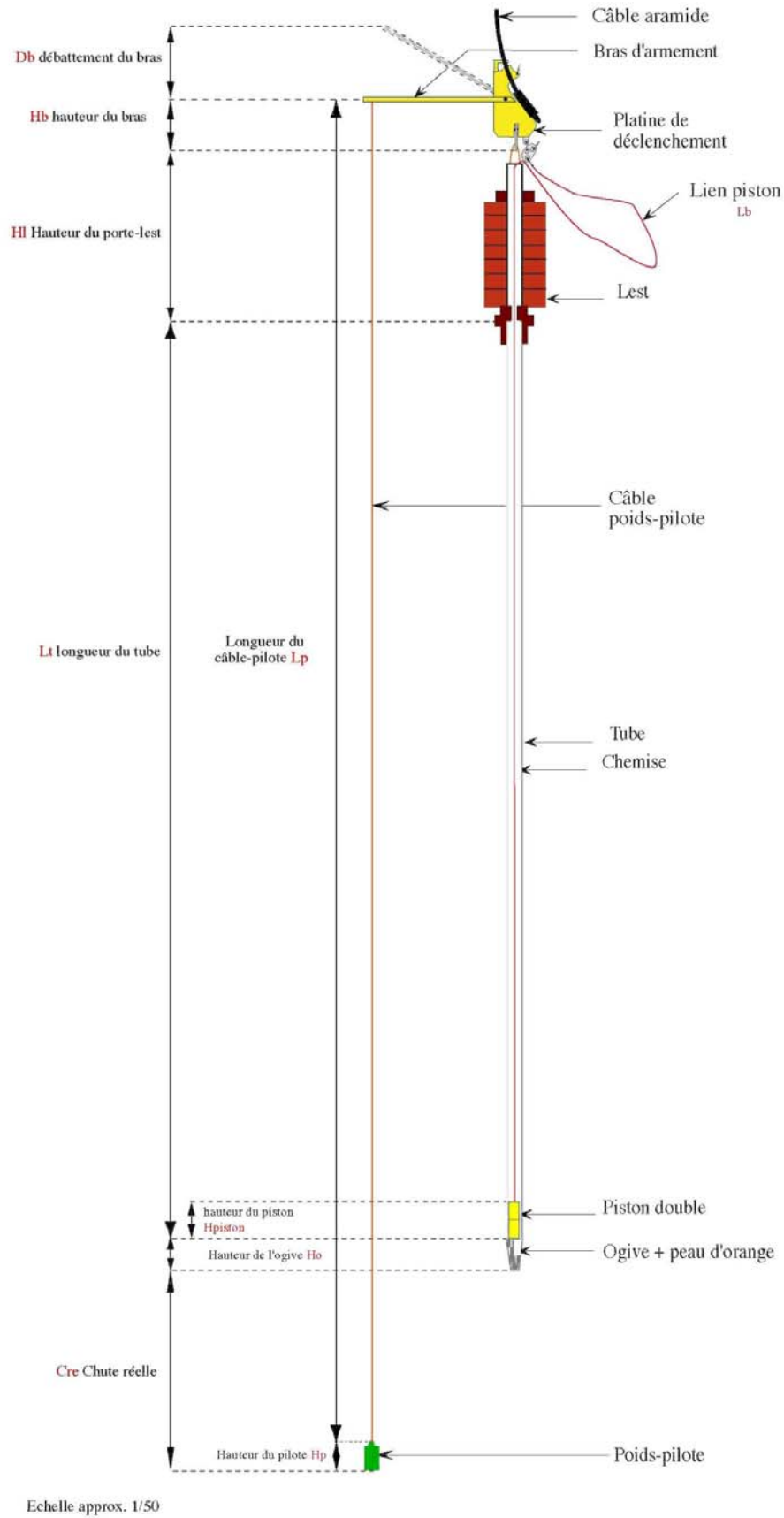


Fig. II.3. Carottier à piston type Kullenberg (d'après Bourillet, 2000).

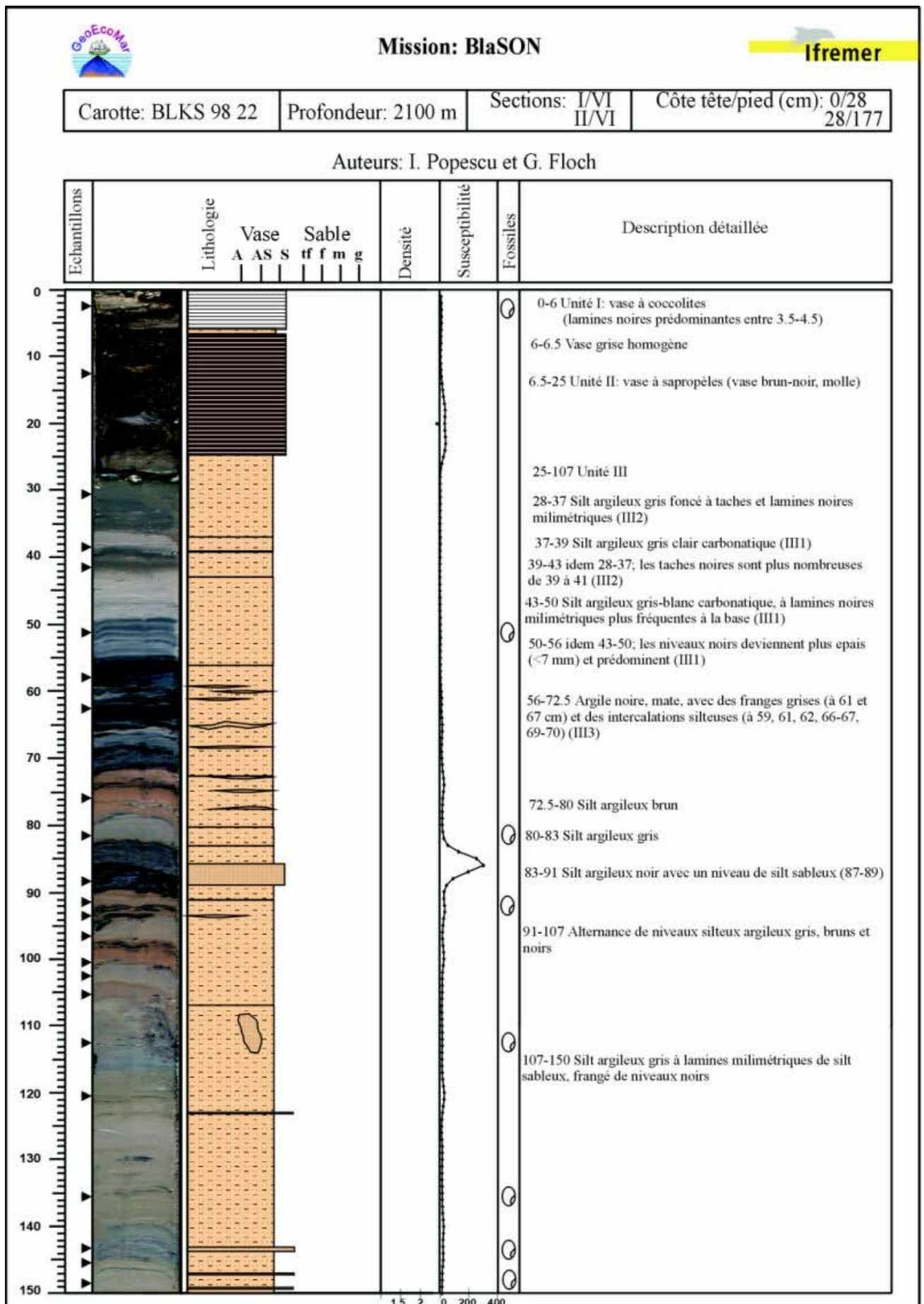


Fig. II.4. Fiche de synthèse des résultats des analyses sédimentologiques (carotte BLKS 98 22, premier tronçon).

- description sédimentologique (granulométrie apparente, structures sédimentaires, contenu organogène, reconnaissance des unités « classiques »);
- réalisation d'un log lithologique synthétique avec le logiciel CorelDraw;
- prélèvement de « U channels » pour mesures paléomagnétiques fines;
- analyses granulométriques, avec le granulomètre à diffraction laser Coulter LS130 (les résultats seront présentés dans l'annexe 2);
- prélèvement d'échantillons pour les analyses de la faune et chimiques sur certaines carottes (les résultats seront présentés dans les annexes 3 et 4);
- synthèse des résultats dans des fiches comprenant la photographie, le log sédimentaire, la description de la carotte, les courbes de densité et susceptibilité disponibles, les faunes déterminées (Fig. II.4.; la description détaillée des carottes sera présentée dans l'annexe 1).

II.3. Méthodes d'interprétation

La base de ce travail consiste dans l'étude des corps sédimentaires sur des images sismiques. La stratigraphie sismique a donc été la méthode d'interprétation principalement utilisée.

Stratigraphie sismique

Les principes de la stratigraphie sismique ont été établis par les géologues et géophysiciens pétroliers, en particulier de EXXON, dans les années 70 (Mitchum et al., 1977; Mitchum et Vail, 1977). Quoique définis à l'échelle de la sismique pétrolière, ces principes peuvent être utilisés dans une certaine mesure pour la sismique haute résolution d'aujourd'hui (qualifiée également comme « microsismique »).

La stratigraphie sismique se fonde sur l'analyse des réflexions sismiques qui se produisent sur les surfaces séparant deux milieux d'impédance acoustique différente. L'impédance acoustique est égale au produit de la vitesse de propagation des ondes acoustiques par la densité du milieu traversé. En général on considère que la vitesse varie dans le même sens que la densité. Cependant, la vitesse dans une formation géologique donnée est une fonction complexe d'un grand nombre de paramètres dont certains sont indépendants : la lithologie, l'âge, la profondeur, la pression, la porosité, la perméabilité, l'anisotropie etc.

Les études en stratigraphie sismique comportent trois étapes principales :

1. définition des séquences sismiques
2. analyse des faciès sismiques
3. évaluation des variations relatives du niveau marin

1. définition des séquences sismiques

On considère en principe que les réflexions sismiques correspondent à des surfaces physiques, qui sont soit des surfaces de strates, soit de discontinuité. Dans le premier cas, les réflexions résultantes sont équivalentes à des isochrones, ce qui leur donne une valeur chronostratigraphique. Dans le deuxième cas, les réflexions produites sur les discordances ne sont pas nécessairement isochrones, et le hiatus de temps (non-dépôt ou érosion) peut représenter de quelques milliers à quelques millions d'années; néanmoins, la discontinuité a une signification chronostratigraphique, car elle est plus ancienne que les strates situées au dessus, et plus récente que les strates situées en dessous.

A partir de ce principe, on définit des **séquences sismiques**, par rapport aux séquences de dépôt.

Une séquence de dépôt est une unité stratigraphique composée d'une succession relativement conforme de strates liées génétiquement et limitée à la base et au toit par des discontinuités ou leurs surfaces corrélatives (Mitchum et Vail, 1977).

Une séquence sismique est une séquence de dépôt identifiable sur une section sismique et corrélée dans l'ensemble d'un bassin (Mitchum et al., 1977). Elle consiste en une succession de réflexions concordantes limitée à la base et au sommet par des discontinuités reconnues à la terminaison latérale des réflexions (Fig. II.5.). Les relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence ont été définies en fonction de la terminaison de ces réflexions sur les limites adjacentes (Mitchum et Vail, 1977, Fig. II.6.)

Une séquence sismique représente donc une séquence de dépôt identifiée à partir des données sismiques. Son épaisseur minimale est liée à la longueur d'onde du signal sismique. En général, les séquences reconnues en stratigraphie sismique sont supérieures à 100 m, et représentent des ensembles de séquences élémentaires de dépôt. Au cours de ce travail nous avons défini des séquences décamétriques à métriques, on s'intéresse donc à ce que les interpréteurs pétroliers appelleraient une microséquence.

2. analyse des faciès sismiques

Chaque séquence de dépôt est constituée de plusieurs unités de faciès sismique. Une unité de faciès sismique est un groupe de réflexions sismiques dont les paramètres diffèrent de ceux des unités adjacentes (Mitchum et al., 1977).

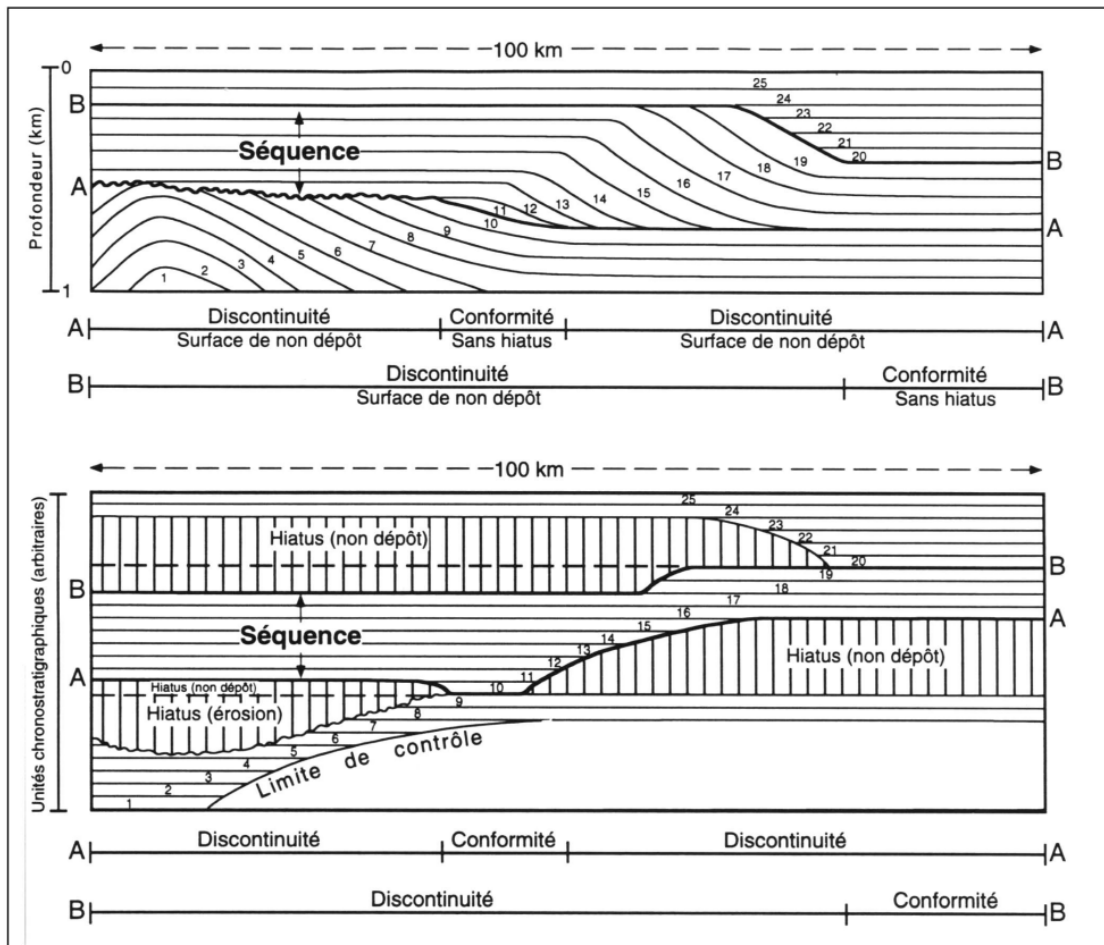


Fig. II.5. Les concepts de base d'une séquence de dépôt (d'après Mitchum et Vail, 1977).

En haut: Coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les limites de la séquence sont définies par les surfaces A et B. Ces surfaces de discontinuité avec troncature des strates sous-jacentes passent latéralement à des surfaces conformes.

En bas: Coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les relations stratigraphiques montrées en haut sont reportées en une coupe chronostratigraphique où l'échelle de temps est arbitraire.

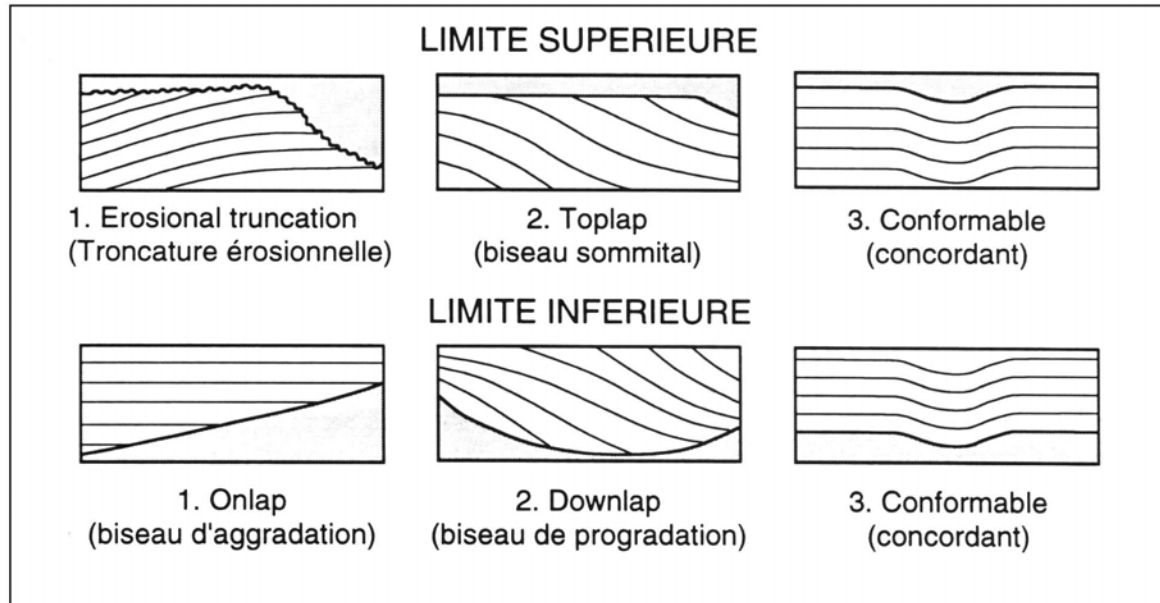


Fig. II.6. Les relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence (d'après Mitchum et Vail, 1977).

L'**analyse des faciès sismiques** consiste à reconnaître, cartographier et interpréter des unités de faciès sismiques. Elle se base sur l'étude des paramètres qui caractérisent une séquence sismique:

- L'amplitude (forte à faible) apporte des informations sur les contrastes de vitesse de propagation des ondes acoustiques et de densité, et sur les variations latérales dans les séquences.
- La fréquence (haute à basse) se détermine par mesure de l'espacement en temps entre les réflexions sismiques. Elle dépend de la signature de la source sismique employée et du filtre utilisé. Pour une même source, les différences de fréquence peuvent résulter des différences d'espacement des strates ou des variations latérales de lithologie ou de vitesse de propagation des ondes acoustiques.
- La continuité des réflexions sismiques (bonne à faible, discontinue) est généralement associée à celle des strates ; une grande continuité indique des dépôts de grande extension uniformément stratifiés.
- La vitesse d'intervalle (en mètres par seconde) dépend essentiellement de la densité, donc de plusieurs facteurs dont la lithologie, l'âge, le profondeur, la fracturation, la porosité, le contenu en fluide, l'anisotropie, la compaction.
- La forme externe et la configuration interne des unités de faciès ou corps sédimentaires sont les paramètres les plus directement appréciables. Traditionnellement on associe certaines formes et configurations internes avec des milieux de dépôt précis (plate-forme, structures de glissements, remplissage de chenaux, canyons, constructions récifales etc).

Le but final de l'analyse des faciès sismiques est l'interprétation de ces faciès en termes de lithologie, stratification, caractéristiques du milieu de dépôt, ainsi que de la forme externe cartographiée et des relations dans l'espace avec les autres unités définies.

En l'absence de données de terrain fiables, un nombre de correspondances entre faciès sismiques et lithologies sont utilisées. Ainsi, un faciès lité haute fréquence est censé représenter des dépôts fins bien stratifiés, alors qu'un faciès sourd peut correspondre à des dépôts grossiers de surface ou à des paquets glissés. Un des problèmes majeurs est que plusieurs interprétations lithologiques sont possibles pour un faciès sismique donné. De même, la notion de réflexion sismique est sujette à discussion, puisqu'on peut observer dans des milieux de densité constante des réflexions sismiques qui ne correspondent pas strictement à des surfaces de stratification. Ceci est dû au fait que la vitesse de propagation des ondes acoustiques est une fonction complexe d'un grand nombre de paramètres, comme montré précédemment. Il convient donc de rester prudent en l'absence de réel calage lithologique.

Ces deux premières étapes sont devenues une procédure d'interprétation incontournable.

En principe, le but final de la méthode de la stratigraphie sismique est de reconstituer, à partir de cette interprétation sismique, la courbe des variations relatives du niveau de la mer à échelle régionale, et de la comparer à la courbe globale. Cette comparaison permettrait, selon les principes de la stratigraphie séquentielle d'obtenir une datation des environnements de dépôt.

Dans le cadre de cette étude, l'application rigoureuse de ces principes s'est avérée difficile du fait de l'évolution toute particulière de la mer Noire, caractérisée par de longues périodes d'isolement. Au cours de ces périodes, les variations du niveau de la mer Noire étaient indépendantes de l'eustatisme global (cf. Chapitre I.2.), et reflétaient plutôt les cycles climatiques en Eurasie.

L'analyse des faciès sismiques qui constitue une grande partie de ce travail a pour premier objet la compréhension des processus sédimentaires dans le système turbiditique profond qu'est l'éventail du Danube, et l'élaboration d'un modèle de fonctionnement de ce système. Ceci s'est fait, comme nous le verrons, en fonction des variations relatives régionales du niveau marin, mais d'autres contrôles sont également intervenus (cf. Chapitre VII).

CHAPITRE III

***LE CANYON DU DANUBE (VITEAZ):
MORPHOLOGIE ET STRUCTURE
SÉDIMENTAIRE***

III. LE CANYON DU DANUBE (VITEAZ): MORPHOLOGIE ET STRUCTURE SÉDIMENTAIRE

III.1. Morphologie générale

III.2. Analyse géomorphologique et structurale

III.2.a. Données bathymétriques et acoustiques

III.2.b. Données sismiques

III.3. Discussion et conclusion: processus sédimentaires dans le canyon du Danube

III.3.a. Processus sédimentaires à l'origine des canyons

III.3.b. Facteurs de contrôle du développement du canyon du Danube

III.3.b.1. Contrôle hydrosédimentaire

III.3.b.2. Contrôle structural

III.3.b.3. Contrôle par l'instabilité due au gaz

Conclusion

III.1. Morphologie générale

La plate-forme continentale au large du Danube est particulièrement large, en comparaison avec les autres régions autour du bassin: jusqu'à 140 km (Fig. III.1.). Elle atteint un maximum de 170 km au sud de l'embouchure du Dniepr, pour se rétrécir vers la côte de la Crimée, ainsi que vers le sud sur la côte bulgare. Le rebord de la plate-forme est situé entre - 110 et -140 m au sud du canyon du Danube, et descend jusqu'à -170 m au nord du canyon, probablement à cause de nombreuses failles très récentes parallèles à la marge qui abaissent cette plate-forme (Fig. III.2.).

Le canyon du Danube (baptisé aussi Viteaz) est le plus récent des grands canyons qui se sont développés dans cette zone de la marge. Il entaille la plate-forme externe sur 26 km et sa morphologie est préservée dans le relief sous-marin, contrairement aux anciens canyons complètement remplis qui ont été identifiés sur la sismique dans les dépôts de la plate-forme (Lericolais et al., 1998, Chapitre VI).

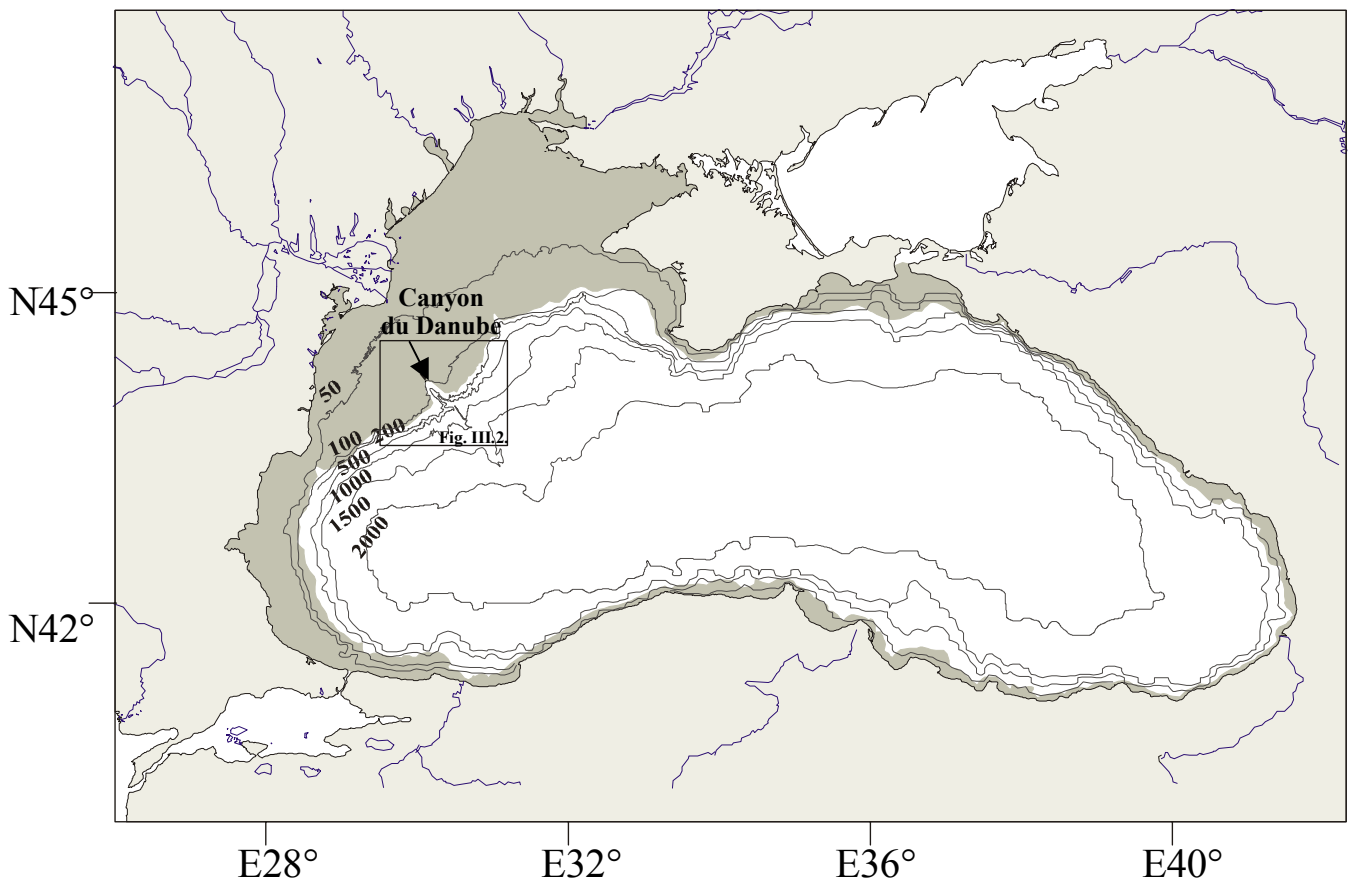


Fig. III.1. La localisation du canyon du Danube. Le canyon entaille la plate-forme continentale particulièrement large au nord-ouest de la mer Noire, figurée ici de couleur foncée.

D'autres canyons sous-marins sont visibles dans la morphologie de la pente continentale au nord et au sud du canyon du Danube. Chacun de ces canyons possède plusieurs tributaires qui s'arrêtent en général au rebord du plateau, ou le remontent légèrement; le rebord semble se trouver plus haut au droit de ces canyons, pourtant aucune étude bathymétrique détaillée n'a suivi ces structures, et leur localisation (dans la Fig. III.2.) est basée sur d'anciennes cartes bathymétriques reprises par traitement sous Caraïbes et sur des interprétation de profils sismiques.

La morphologie détaillée et la structure du canyon du Danube étaient inconnues avant la mission BlaSON, car aucune étude n'a été publiée à ce sujet. Les résultats présentés dans ce chapitre se fondent donc uniquement sur les données bathymétriques et de reflectivité acoustique de cette campagne (EM1000, Fig. III.3., III.4., III.5.), ainsi que sur deux profils sismiques perpendiculaires à l'axe du canyon.

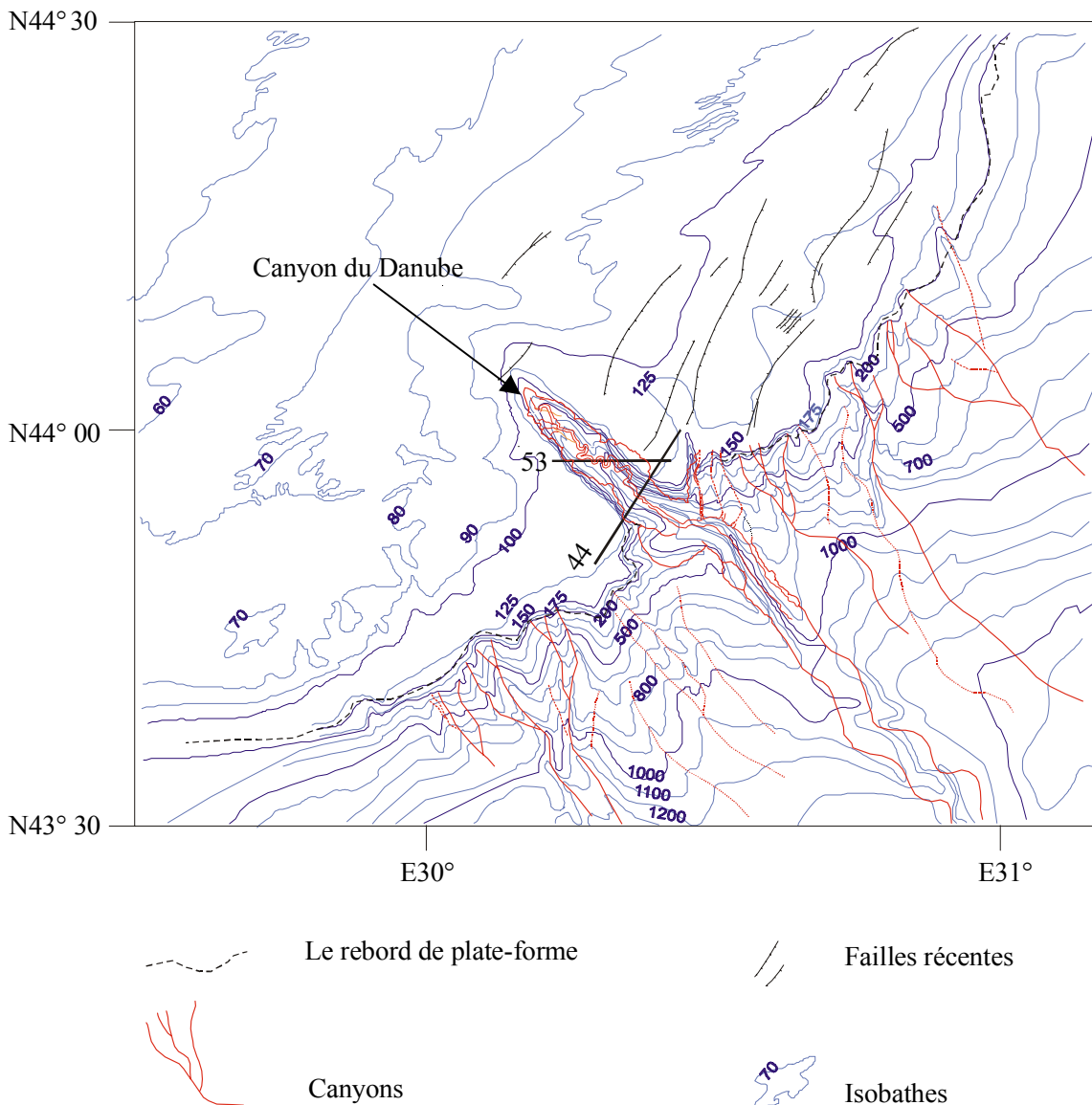


Fig. III.2. La morphologie de la marge dans la zone du canyon du Danube.

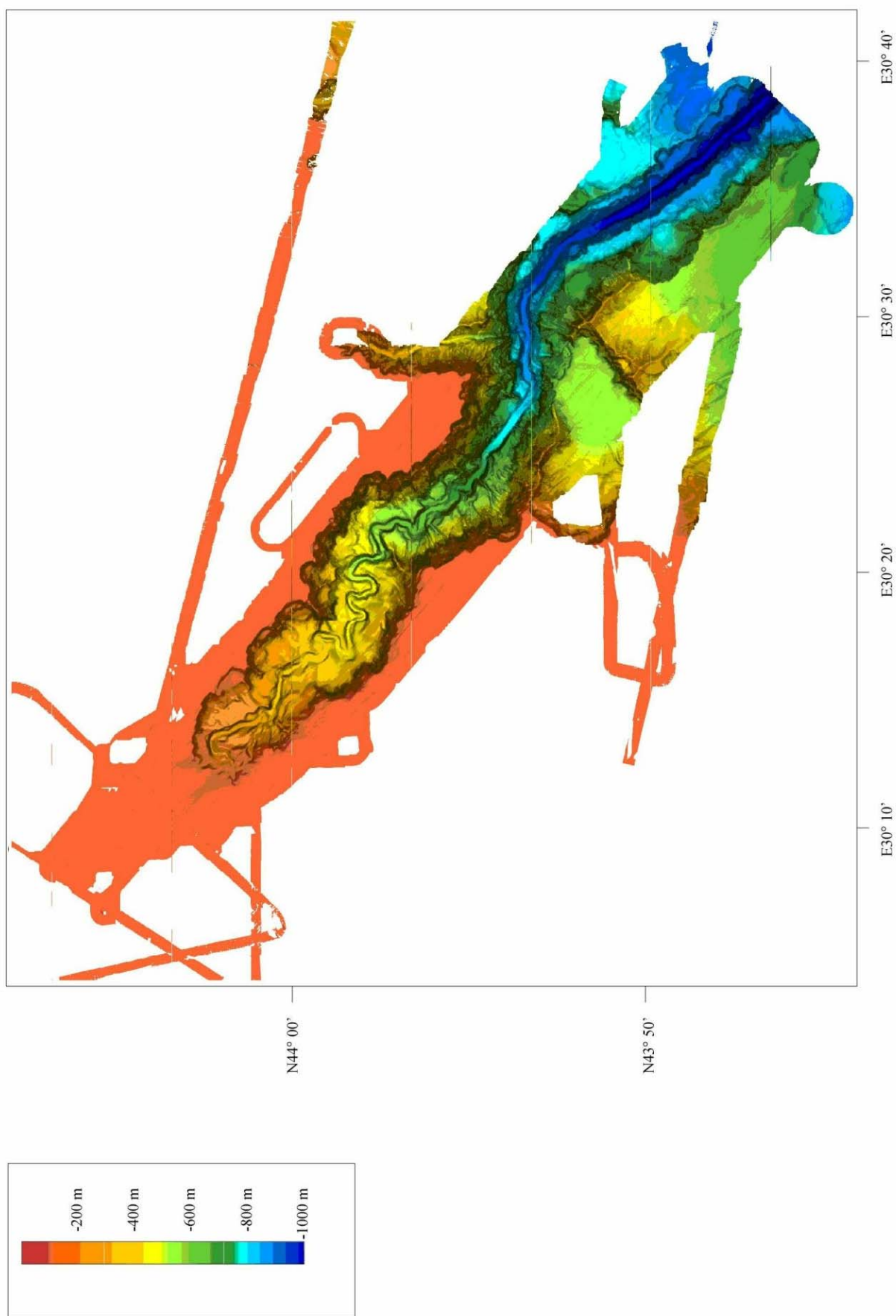


Fig. III.3. La carte bathymétrique (EM1000) du canyon du Danube.

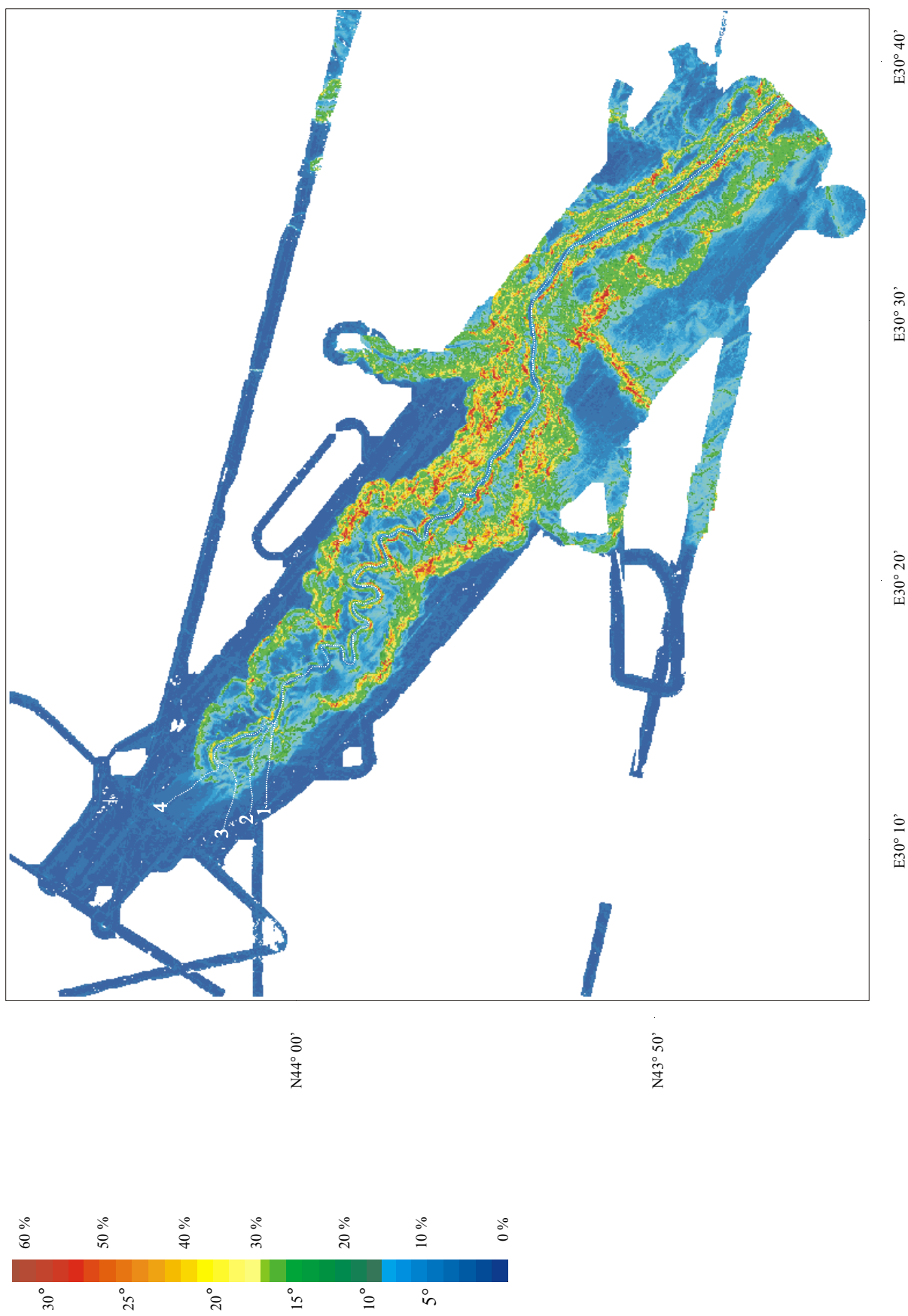


Fig. III.4. La carte des pentes du canyon du Danube, réalisée à partir des données bathymétriques EM1000. En blanc, le tracé du chenal axial incisé. Le profil le long de ce tracé (et de ses ramifications 1 à 4) est indiqué dans la figure III.6.

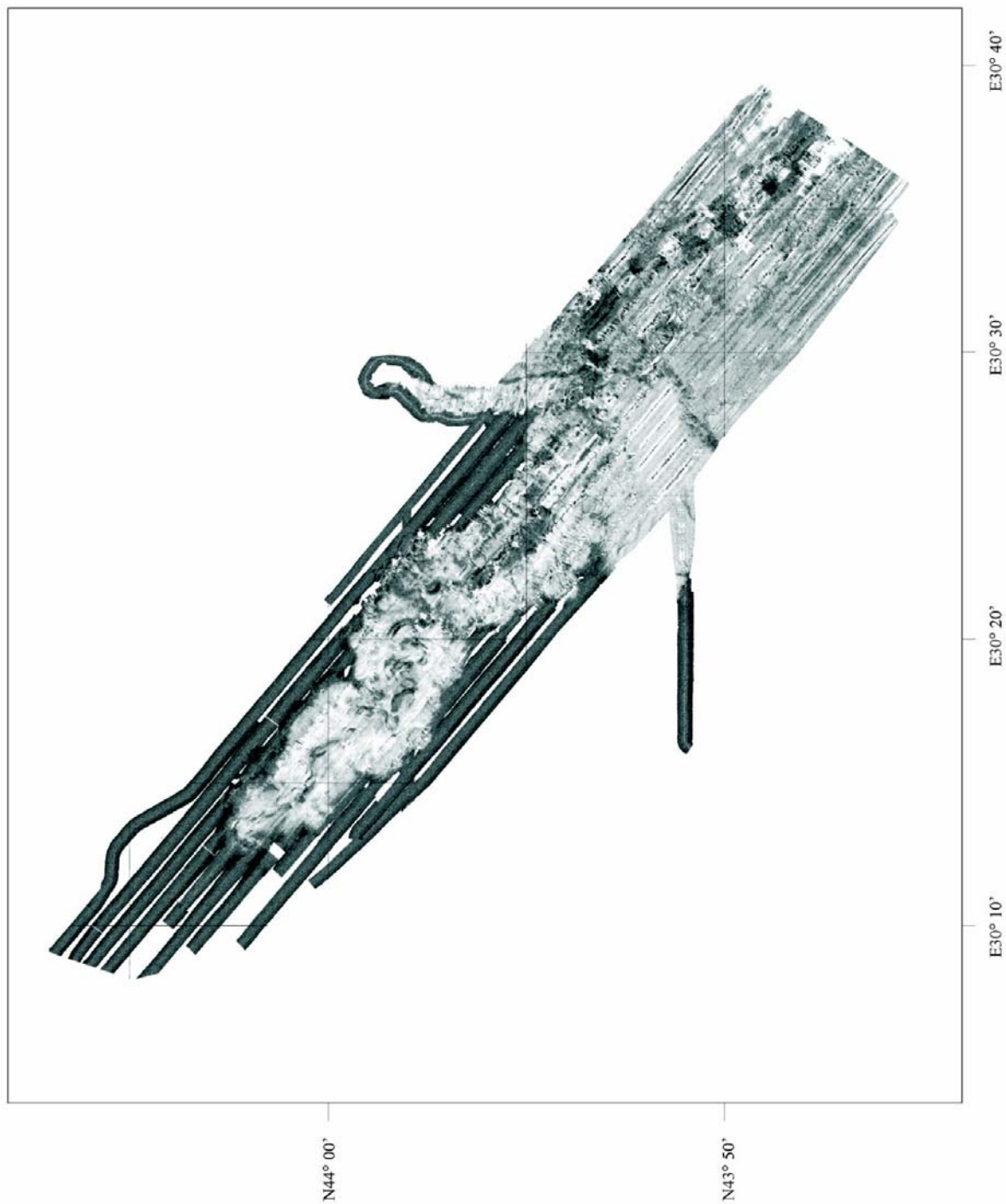


Fig. III.5. Image acoustique (EM1000) du canyon du Danube.

III.2. Analyse géomorphologique et structurale

III.2.a. Données bathymétriques et acoustiques

Le canyon du Danube est incisé dans la plate-forme continentale sur 26 km jusqu'à l'isobathe -100 m. Son trajet, légèrement sinueux est orienté NW-SE.

Le canyon est caractérisé par une entaille présentant des flancs raides (jusqu'à 30°) affectés par des loupes d'arrachement, concaves vers le talweg. Cette entaille a 6 km de large au niveau du rebord de la plate-forme, et devient plus étroite vers la côte (2 km à la tête du canyon). A l'intérieur de cette entaille se trouve un talweg axial incisé en « V », 400 à 600 m de large, qui continue en aval sur l'éventail profond. D'après la variations des traits morphologiques le long du canyon, on peut distinguer 5 segments (Fig. III.6.) :

- le **segment A** est la zone faiblement entaillée située à la tête du canyon, qui fait la transition entre l'entaille proprement-dite du canyon et la plate-forme. Son orientation est NNW-SSE. Elle a environ 2 km de large et 3 km de long, ses flancs sont peu inclinés (3-4°), et aucun talweg axial ne s'est formé à l'intérieur.

- le **segment B** est une entaille orientée NW-SE, de 3,2 à 4,8 km de large et dont la longueur est de 6,2 km. Les flancs sont plus raides que dans la zone A, mais ne dépassent pas 15° (Fig. III.4.). Plusieurs incisions axiales sont visibles, ce qui indique l'instabilité du tracé.

L'étude de la pente le long de chacune de ces incisions montre que le tracé le plus récent a le profil le moins incliné, donc le plus stable.

- le **segment C** de l'entaille a 4,8 à 6 km de large, environ 10 km de long, et l'orientation WNW-ESE comporte un changement en son milieu. Les flancs sont bien marqués (jusqu'à 1 km de large de chaque côté du canyon), raides (jusqu'à 30°, Fig. III.4.) et enferment à l'intérieur un seul talweg axial méandrique (300 à 400 m de large). De nombreux méandres abandonnés sont visibles dans la bathymétrie ou sur la carte acoustique (Fig. III.5.) ce qui indique que le chenal axial a migré au cours de son évolution. Le profil le long du dernier tracé montre une pente plus faible que les autres segments (0,31° ou 5,5‰), alors que son contour est accidenté à cause de barres déposées dans le chenal (Fig. III.6.b.).

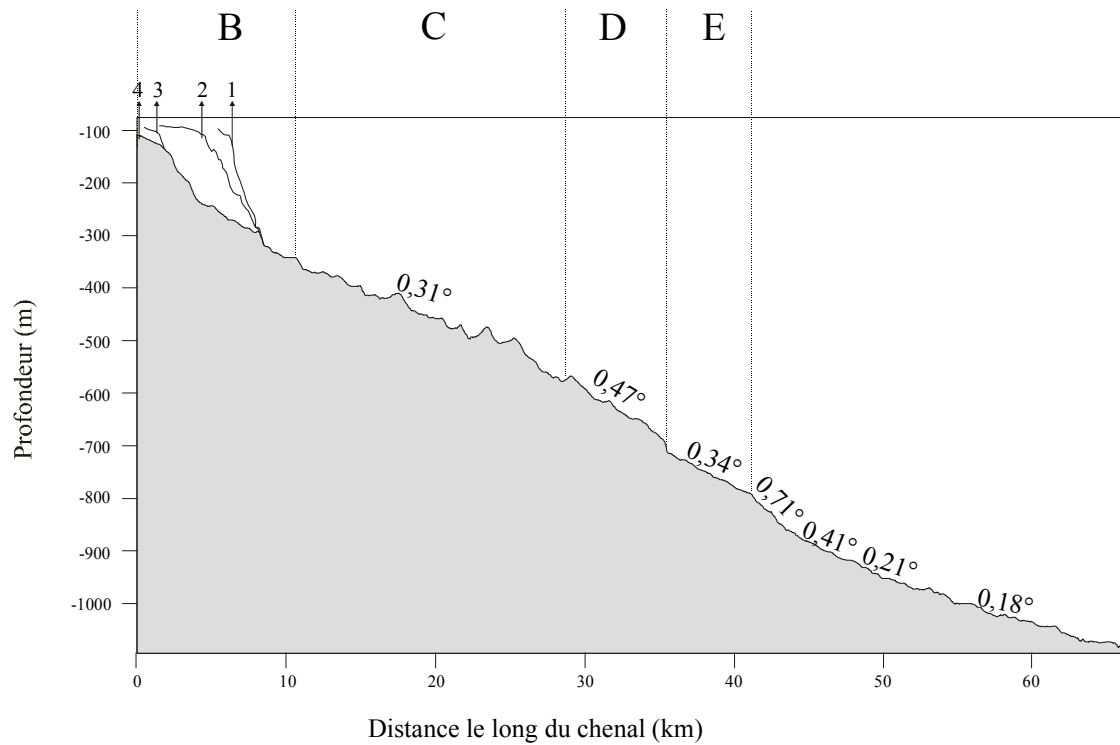
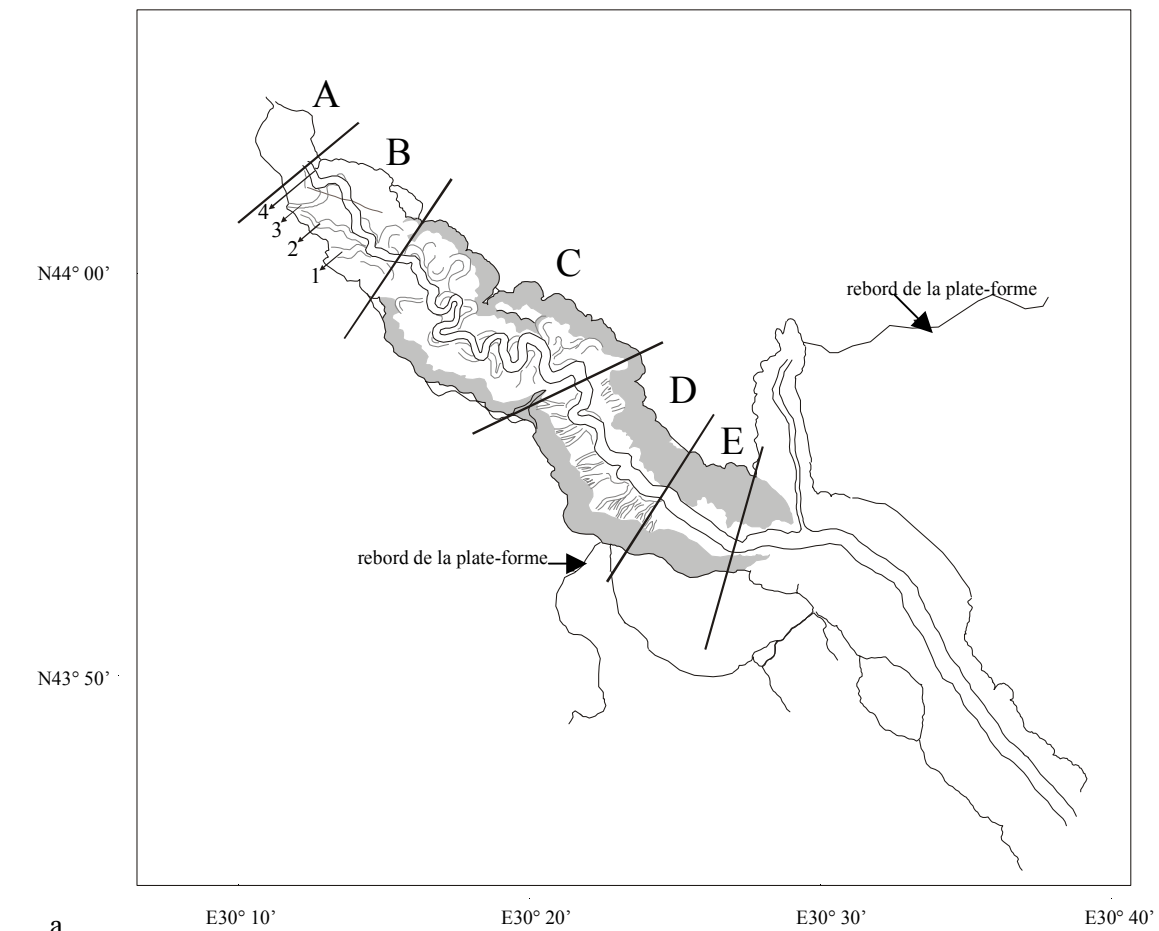


Fig. III.6. La morphologie du canyon du Danube:
 a. Les segments A à E (description dans le texte),
 b. La pente le long du chenal axial incisé. Dans le segment B, le profil le long de la plus récente ramification du chenal axial (4) est le plus stable.

La profondeur du talweg (par rapport à la zone relativement plate du fond du canyon) augmente vers le rebord de la plate-forme, de moins de 30 m à plus de 50 m. La différence de niveau entre le fond plat du canyon et la plate-forme varie entre 250 et 350 m, ce qui donne une profondeur totale du canyon (entaille+talweg incisé) jusqu'à environ 400 m à la partie distale de cette zone.

- le **segment D** de direction NNW-SSE, s'étend sur près de 7 km de long. La largeur du canyon est ici relativement constante (6 km). Les flancs sont encore mieux marqués (en comparaison avec le segment C) avec des pentes qui dépassent les 30°, sur 1 à 2 km de chaque côté du canyon. Le talweg axial confiné présente un tracé stable et légèrement sinueux, avec des apports latéraux. Sa profondeur (par rapport au fond plat du canyon) atteint 150 m au niveau du rebord de la plate-forme, pour une profondeur totale du canyon d'environ 600 m. La pente le long du talweg axial est plus forte (0,47° ou 8,35‰) et la rupture de pente correspond à la transition entre les segments C et D.

- le **segment E** est orienté NW-SE et s'étend sur 3,7 km de long et environ 6 km de large. Le talweg axial incisé est remarquablement droit alors que la pente le long de son tracé est (de façon surprenante) plus faible que dans le segment D (0,34° ou 5,9‰). Une marche dans la pente du talweg sépare ces deux segments. Les flancs sont aussi raides, et par endroits ils rejoignent le talweg axial.

En descendant sur la pente le système construit des levées, et le profil le long du talweg beaucoup plus linéaire devient concave (Fig. III.6.).

Une deuxième tête de canyon est visible sur la pente dans la bathymétrie et l'imagerie, au nord du canyon principal (Fig. III.3., III.6.). Elle a 7,7 km de long, 1,2 à 2,4 km de large, suit une direction N-S et se termine sur l'isobathe -140 m. Le chenal axial (jusqu'à 300 m de large) est relativement droit dans sa partie inférieure, et légèrement sinueux dans sa partie supérieure. Bien que situées au delà de la couverture de la campagne BlaSON, deux autres branches du même type et orientation sont visibles sur la bathymétrie classique et sur les profils de sondeur de sédiments (Fig. II.2.). Elles entaillent la pente (quelques 5 et respectivement 7 km à l'est) et convergent avec le tracé du chenal qui sort du canyon principal.

La seule branche sur la pente au sud du canyon est partiellement comblée et n'a pas d'incision axiale ni à la surface, ni en profondeur).

Sur la mosaïque acoustique des données de réflectivité issues du sondage multifaisceaux BlaSON, le contour du canyon est clairement marqué par le changement de faciès

acoustique (Fig. III.5.). L'intérieur du canyon (les flancs mais aussi le fond plat) correspond à un faciès de faible réflectivité, alors que la plate-forme est caractérisée par un faciès de haute réflectivité. Le tracé du talweg axial correspond également à un faciès très réfléchissant (ainsi que certains méandres abandonnés); ceci est dû probablement aux sédiments plus grossiers transitant dans le chenal, comme dans les éventails du Mississippi et de l'Indus (Kenyon et al., 1992, Kenyon et al., 1995) mais l'absence des carottes ne permet pas de vérifier cette hypothèse.

Remarque

Le rebord du flanc Nord-Est se situe à -120 m de profondeur dans le segment B et à -130 m dans les segments C et D, de 10 m plus bas que le rebord du flanc Sud-Ouest: -110 (B) et -120 m (C et D). Cette légère asymétrie peut être expliquée probablement par le contexte régional (la zone au nord du canyon est affectée par des failles très récentes qui descendent également le rebord de la plate-forme). Une autre possibilité serait l'érosion plus forte de côté gauche du canyon (pourtant la symétrie des pentes sur les deux flancs et la position centrale du talweg axial ne soutiennent pas une hypothèse en faveur d'un tel processus).

Discussion

La convergence du canyon principal et de ses branches vers un seul chenal descendant sur la pente est comparable aux morphologies de canyons décrits sur d'autres marges, rhodanienne (Berné et al., 1999) ou atlantique (Droz et al., 1999) par exemple. D'après Farre et al. (1983) ce type de structure ("pinnate") caractérise la phase immature des canyons. Néanmoins, la particularité consiste dans le développement préférentiel d'une branche qui remonte le rebord de la plate-forme et avance vers la côte beaucoup plus que les autres. Le moment où un canyon (en évoluant par rétrogression) atteint le rebord du plateau et le dépasse, marque la fin de sa phase immature et le passage à un stade de maturité (Farre et al., 1983). **Le canyon du Danube est donc le seul à avoir atteint la phase de maturité**, contrairement à ses autres branches convergentes, mais aussi aux autres canyons développés dans cette partie de la marge. Une situation similaire est a priori possible au nord du bassin, pour le canyon du Dniepr, mais nous n'avons pas eu accès à des informations précises concernant cette région.

Les cinq segments (A-E) identifiés le long du canyon du Danube, avec des morphologies, des orientations et des pentes spécifiques, semblent refléter les phases de l'avancement du canyon vers la côte (autrement dit, ils constituent des zones de maturité différente dans la morphologie du stade mature qui correspond à l'actuel canyon du Danube).

Le segment A non chenalisé représente la **phase embryonnaire** du système. Il est situé en prolongation de la direction d'un des tributaires de la zone B, dont le profil longitudinal est le plus stable (tracé 4 dans la Fig. III.6.) Ceci pourrait indiquer que l'évolution du canyon (hypothétique puisque interrompue) se serait dirigée vers l'installation d'un talweg axial incisé dans le segment A.

Le segment B est caractérisé par la présence de plusieurs ramifications du talweg axial ((1) à (4) dans la Fig. III.6.). Le profil longitudinal devient moins incliné donc plus stable de (1) vers (4); une migration du tracé principal du chenal vers le NW semble possible, probablement liée à des variations de la direction des apports sédimentaires. Pourtant ceci n'implique pas l'abandon complet des autres tributaires, mais plutôt la diminution graduelle de leur importance. Le flanc du canyon au droit de ces tributaires est moins incliné (il ne dépasse pas 10°) et il est marqué par des traces de glissement moins nettes que les loupes d'arrachement du flanc opposé. Cette zone correspond à une **phase de creusement en tête de canyon**, creusement provoqué par l'érosion du fond de ces chenaux à la recherche de leur profil d'équilibre.

Dans le segment C un seul talweg est incisé entre les flancs abrupts du canyon. Il est méandrique et instable (car les traces des méandres abandonnés sont encore visibles). Le profil le long du talweg axial (Fig. III.6.b.) montre que les méandres sont associés à une zone de faible pente, mais aussi que l'écoulement n'était pas assez puissant pour transporter la totalité du matériel, partiellement déposé soit comme des barres dans le talweg (voir les irrégularités du profil) soit latéralement, sur le fond plat du canyon. Le talweg axial devient relativement droit et stable dans le segment D. Le changement morphologique entre les deux segments correspond à une rupture de pente. La pente est plus forte dans le segment D, ce qui favorise le transfert de la quasi-totalité des sédiments au-delà du rebord de la plate-forme. Les segments C, D et E peuvent être considérés comme une **phase de maturité** du canyon, dont les traits varient le long du système en fonction de la pente.

III.2.b. Données sismiques

Les informations concernant la structure profonde du canyon sont fondées sur deux profils sismiques: le profil BlaSON 53 (24 traces) oblique sur le segment C (Fig. III.7.), et le profil pétrolier 44 qui traverse perpendiculairement le segment D (Fig. III.8.).

Ces profils montrent que la morphologie actuelle du canyon n'est pas le résultat d'une seule phase d'évolution, mais qu'elle comprend une succession d'événements d'érosion et de dépôt de magnitude variable, comme indiqué par les incisions emboîtées identifiées dans le canyon. La plus ancienne incision visible se situe vers 325 ms temps double (soit environ 240 m) en dessous du fond du talweg axial actuel. Les flancs du canyon sont parfois en prolongation de cette incision, surtout dans le segment C (Fig. III.7., III.2.),

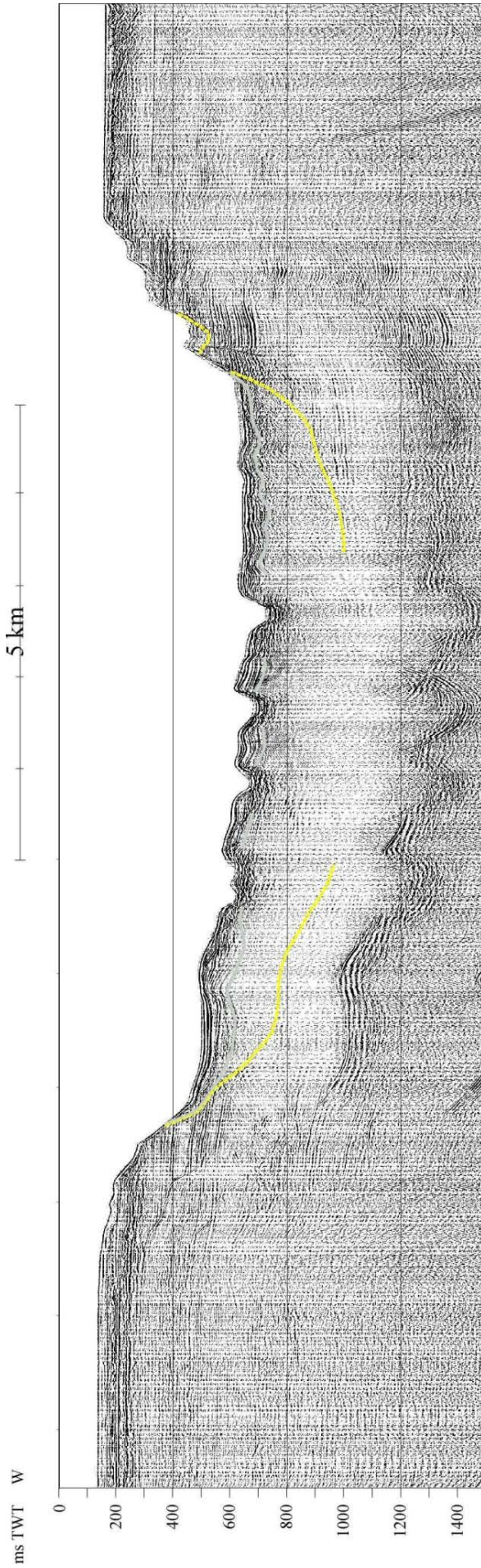


Fig. III.7. Profil sismique HR - 24 traces, no. 53 (position indiquée dans la Fig. III.2). Les bords du canyon sont en prolongation de la plus ancienne des surfaces érosives. Le talweg axial méandriiforme est recoupé plusieurs fois le long du profil. Les réflecteurs à l'intérieur du canyon sont perturbés par la présence du gaz.

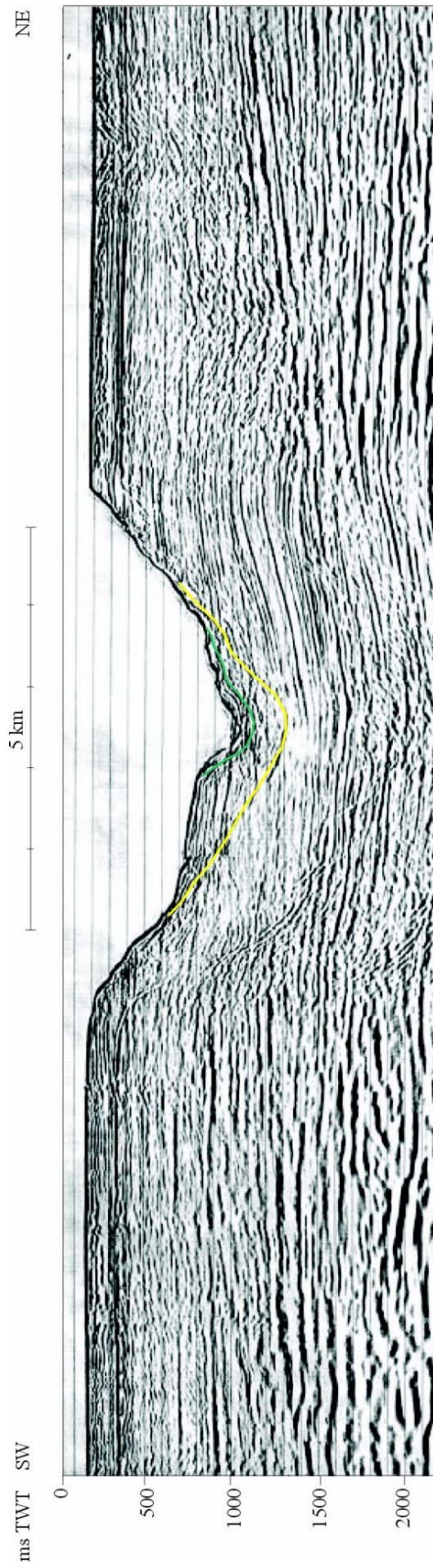


Fig. III.8. Profil sismique pétrolier, no. 44 traversant le canyon du Danube à proximité du rebord de plate-forme (position indiquée dans la Fig. III.2). Le flanc SW du canyon correspond à la plus ancienne des surfaces érosives.

mais aussi sur le flanc Sud-Ouest du segment D (Fig. III.8., III.2.). Ceci montre que la formation des flancs abrupts du canyon reconnus dans la morphologie actuelle a débuté lors de cette première phase d'incision. L'érosion des flancs a été reprise partiellement au cours de la dernière période active associée au talweg axial actuel (le flanc Nord-Est du segment D, Fig. III.8.).

Dans la partie distale (segment D) une autre incision vers 190 ms temps double (~140 m) sous le talweg axial coupe un faciès lité qui atteste d'une phase de dépôt dans le canyon (éventuellement associée avec son comblement partiel ?).

Malheureusement, le petit nombre de profils perpendiculaires à l'axe du canyon, leur faible résolution et la présence du gaz à l'intérieur du canyon (Fig. III.7.) ne permettent pas une analyse sismique très détaillée.

Discussion

La structure interne du canyon montre que le développement du système visible dans la bathymétrie actuelle (décrit auparavant) s'est établi dans un contexte morphologique hérité des phases antérieures. Cependant, il faut remarquer que ce système récent ne s'est pas limité au transfert des sédiments vers la pente continentale par son talweg axial, confiné dans un relief antérieur qu'il ne modifierait plus. L'écoulement de fond dans ce talweg provoque l'instabilité des flancs des segments immatures A et B, activant ainsi l'érosion régressive du canyon vers la côte. Dans les segments matures D et E l'érosion du fond contribue à élargir le canyon, directement (comme sur le flanc NE du segment D et dans le segment E) ou par l'intermédiaire de son « réseau » d'apports latéraux, localisés sur le flanc SW et connectés à des loupes d'arrachement (Fig. III.3., Fig. III.6.). Le segment C est une zone d'érosion et de dépôt. En effet, des terrasses étagées ont été créées par des glissements à l'intérieur du canyon (Fig. III.3., Fig. III.6.), mais certains des méandres abandonnés auraient pu provoquer également l'instabilité des parois et participer ainsi au processus d'érosion des flancs.

L'évolution polyphasée du canyon du Danube n'est pas un cas unique, et de nombreux canyons se sont développés au cours de longues périodes de temps par des événements érosifs cycliques (Ryan et al., 1978; Shepard, 1981). En général, ce type d'évolution pose des problèmes qui dépassent les limitations des modèles de développement des canyons concernant une seule phase d'évolution (Pratson et Coakley, 1996 par exemple).

III.3. Discussion et conclusion: processus sédimentaires dans le canyon du Danube

III.3.a. Processus sédimentaires à l'origine des canyons

Plusieurs types de processus sont en général proposés pour expliquer la formation des canyons.

Une des premières hypothèses à avoir été évoquée est celle d'un éventuel **creusement en milieu émergé**, lors d'une baisse importante du niveau marin relatif. Souvent critiquée actuellement, surtout du fait de l'incohérence avec les variations eustatiques connues, cette hypothèse ne semble pas probable pour le canyon du Danube. En effet, la profondeur du talweg est nettement supérieure à l'amplitude des variations du niveau marin: dans la zone C dont le tracé méandrique est susceptible d'invoquer un modèle fluvial, le talweg atteint 340-580 m de profondeur.

A présent, l'hypothèse la plus fréquemment admise pour le creusement des canyons est celle d'une **érosion résultant d'écoulements gravitaires sous-marins**. Deux types de processus peuvent provoquer ces écoulements:

- **l'érosion régressive**, où le creusement serait dû au recul progressif de la tête du canyon par déstabilisation des sédiments et glissement en bordure de plateau. Le recul pourrait suivre les zones de moindre résistance correspondant aux directions tectoniques régionales. Les gouttières d'érosion ainsi formées se connecteraient ultérieurement aux sources de sédiments sur le continent.

- **l'érosion du fond du canyon**, liée à des courants entretenus chargés en particules, le plus souvent en relation avec un système fluvial. Le surcreusement du talweg déstabilise les flancs du canyon en provoquant des glissements. Ce type de processus a été décrit dans le modèle d'évolution des canyons sur la pente de Pratson and Coakley (1996), ainsi que dans le modèle de Farre et al. (1983) pour les canyons « matures » qui entaillent la plate-forme.

Dans le cas du canyon du Danube, ce dernier processus semble avoir joué un rôle essentiel, pour plusieurs raisons :

- comme montré auparavant, la morphologie du canyon atteste la présence d'un talweg axial érosif au fond du canyon, et surtout son fonctionnement comme « zone active » le long du canyon, ainsi que son influence sur le développement des ruptures en tête de canyon (dans les segments A et B).

- la localisation du canyon lors des bas-niveaux à la proximité de l'embouchure d'un fleuve de la taille et du débit du Danube (voir Chapitre V) pouvait assurer la quasi-

continuité des écoulements dans le canyon, par l'intermédiaire des courants hyperpycnaux générés par le fleuve.

- la formation de tels courants était d'autant plus probable qu'à l'époque du fonctionnement du canyon (au cours des bas-niveaux) la Mer Noire était un lac d'eau relativement douce; le contraste de densité entre les eaux turbides du fleuve et l'eau d'un bassin lacustre est beaucoup plus important qu'il ne l'est pour un bassin salé, ce qui augmente de façon significative la probabilité de développer de courants hyperpycnaux (Mulder et Alexander, 2001).

III.3.b. Facteurs de contrôle du développement du canyon du Danube

III.3.b.1. Contrôle hydrosédimentaire

Comme nous le verrons dans le Chapitre V, le dernier système drainant du Paléo-Danube sur la plate-forme émergée (cartographié dans le cadre de cette étude) se dirigeait directement vers la tête du canyon du Danube. Pendant cette dernière période de bas-niveau la ligne de côte et l'embouchure du Danube se situaient à la proximité du canyon (environ 10 km), qui s'est donc développé dans une zone d'apports sédimentaires importants. De nombreux exemples dans la littérature montrent que des canyons entaillent la plate-forme continentale au large des grandes rivières (Twichell et al., 1977; Fulthorpe et al., 1999; Cirac et al., 2001; Burger et al., 2001). Ce fait confirme aussi la conclusion du modèle de Pratson et Coakley (1996) qui prédit que l'évolution des canyons sera la plus active à l'endroit où l'influx sédimentaire est maximal.

L'évolution du canyon a eu lieu donc sous **contrôle hydrosédimentaire**, qui a également influencé la localisation du canyon dans cette partie de la marge.

Cependant, d'autres facteurs d'instabilité auraient pu jouer un rôle dans l'emplacement du canyon:

III.3.b.2. Contrôle structural

Le tracé du canyon se caractérise par une succession de segments d'orientation NNW-SSE, NW-SE, WNW-ESE et NNW-SSE. Ce type de géométrie dite « en baïonnette » a été observée aussi dans le canyon de Capbreton sur la marge atlantique, où elle est attribuée au contrôle structural strict ou avec une composante hydrosédimentaire (Cirac et al.,

2001). Dans le cas du canyon du Danube, on a déjà mentionné sa localisation relativement en prolongation d'une importante faille qui sépare à terre le socle affleurant dans le massif du Dobrogea Central et l'orogène hercynien du Dobrogea du Nord: la faille Peceneaga-Camena (Wong et al. 1994). D'après C. Dinu (comm. pers.), cette faille se prolonge jusqu'au canyon du Danube et pourrait être responsable de sa formation. Malheureusement, le tracé exact de la faille sur la plate-forme externe n'est pas connu, donc à ce jour le **contrôle structural** du canyon est incertain.

III.3.b.3. Contrôle par l'instabilité due au gaz

La carte des remontées de gaz (gas seeps) au nord-ouest de la mer Noire (Fig. III.9.) montre qu'elles sont localisées de façon préférentielle: à l'intérieur du canyon du Danube (pour la plupart), sur son tributaire au nord, sur la branche colmatée au sud du canyon, mais aussi sur la pente à l'endroit où une loupe d'arrachement a affecté la partie haute de la levée, ou plus au sud sur le rebord de la plate-forme. Vers la côte, les « gas seeps » sont groupés sur un alignement en prolongation de la direction du canyon (possiblement lié à la faille Peceneaga-Camena, qui suit la même direction à terre?). Il est donc très probable que des **processus d'instabilité dûs à la présence des faciès gazeux** dans cette région aient contribué au développement du canyon sur cette direction. De plus, le canyon du Dniepr situé au nord du bassin, s'est développé dans une autre zone de sorties de gaz (Fig. III.9.), ce qui tend à confirmer l'importance majeure de ce type d'instabilité sur la formation des canyons.

Conclusion

Le canyon du Danube constituait la voie principale de transfert des apports terrigènes vers le bassin profond dans cette partie de la marge. La morphologie du canyon avec un talweg axial érosif montre l'importance des processus d'érosion du fond pour le développement du canyon et pour son avancement vers la côte. L'instabilité de la zone du canyon est en relation avec les apports sédimentaires importants, avec la présence de sorties de gaz en surface et dans les sédiments superficiels et possiblement sous un contrôle structural.

Sur la pente continentale à l'embouchure du canyon du Danube un important système chenal-levées (le chenal du Danube) a été construit par les sédiments transportés via le canyon. L'évolution du canyon est donc liée à l'évolution du chenal du Danube, qui sera présentée dans le chapitre IV.

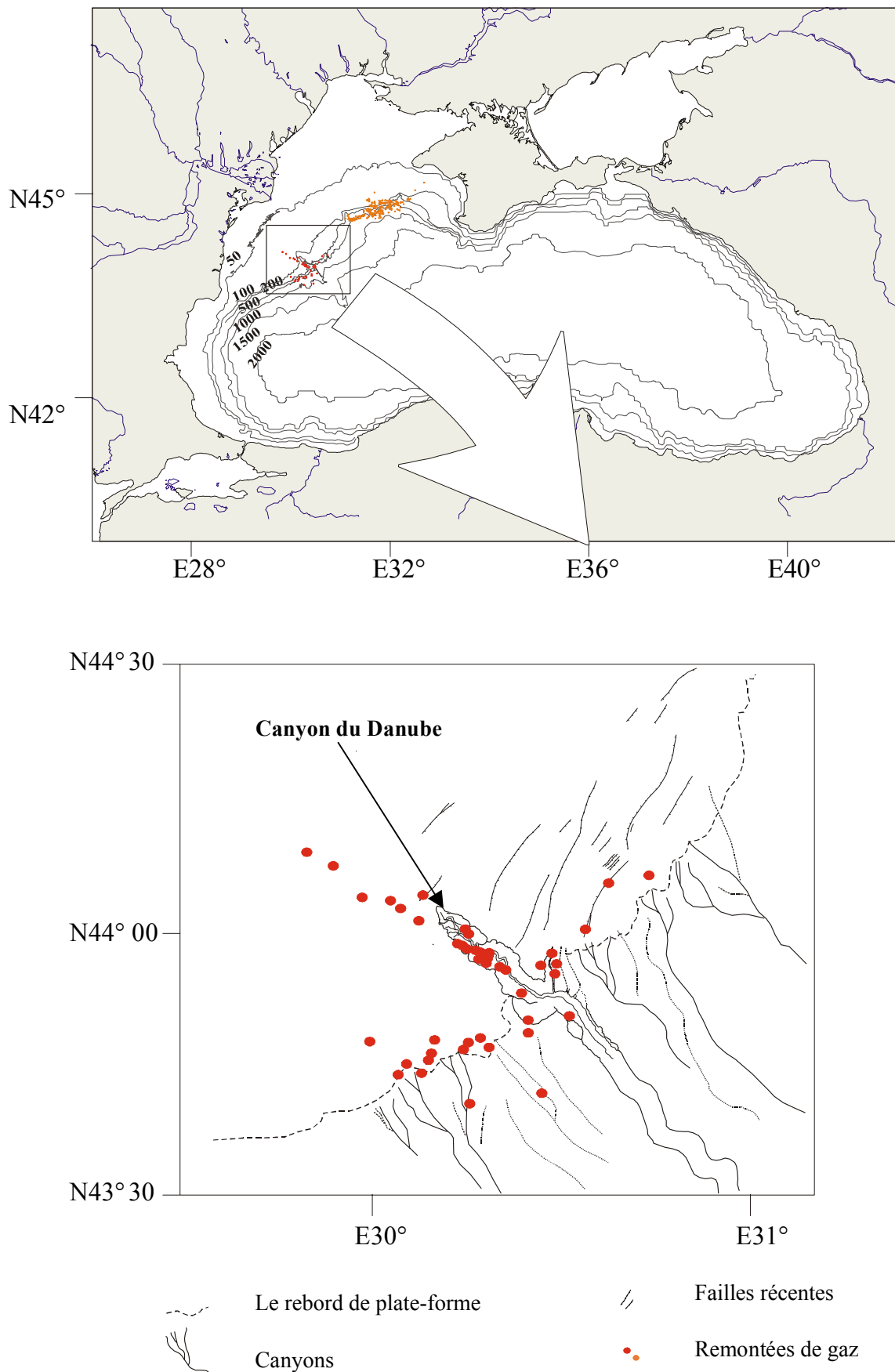


Fig. III.9. La localisation des remontées de gaz au nord-ouest de la mer Noire (modifié d'après Egorov et al., 1998). On remarquera la superposition étroite de ces remontées de gaz avec le tracé du canyon du Danube, incisant la plate-forme continentale et dans son prolongement vers le NW. L'autre site préférentiel correspond au rebord de la plate-forme. Leur rôle déstabilisateur de sédiments est évident.

CHAPITRE IV

***L'ÉVENTAIL SOUS-MARIN PROFOND
DU DANUBE:
ARCHITECTURE DU DERNIER
SYSTÈME CHENAL-LEVÉE
(CHENAL DU DANUBE)***

IV. L'ÉVENTAIL SOUS-MARIN PROFOND DU DANUBE: ARCHITECTURE DU DERNIER SYSTÈME CHENAL-LEVÉE (CHENAL DU DANUBE)

IV.1. Introduction

IV.2. La morphologie générale du chenal du Danube

IV.3. Description morpho-structurale

IV.3.a. Description des faciès sismiques

IV.3.b. Description des faciès sédimentaires

IV. 4. Structure sédimentaire du chenal du Danube

IV.4.a. Le chenal du Danube sur la pente supérieure

IV.4.a.1. Données sismiques et bathymétriques

IV.4.a.2. Données acoustiques

IV.4.a.3. Données sédimentologiques

IV.4.a.4. Discussion

IV.4.b. Le chenal du Danube sur la pente inférieure

IV.4.b.1. Données sismiques

IV.4.b.2. Données acoustiques

IV.4.b.3. Données sédimentologiques

IV.4.b.4. Discussion

IV.5. Discussion et conclusions: l'évolution du chenal du Danube

IV.1. Introduction

La pente continentale et le bassin profond au nord-ouest de la mer Noire se caractérisent par le développement d'un grand complexe turbiditique, alimenté par le Danube mais aussi par les fleuves ukrainiens: le Dniepr, le Dniestr et le Bug du Sud. Le complexe s'étend sur environ 150 km entre le rebord de la plate-forme et la plaine profonde à 2200 m (Fig. IV.1.). La surface de ce complexe est constituée par un réseau de chenaux méandriformes qui représentent des phases successives dans l'évolution de deux systèmes chenal-levées distincts. Le système situé au sud était alimenté par le Paléo-Danube, alors que les fleuves ukrainiens ont probablement construit le système du nord. C'est pourquoi les dénominations « éventail profond du Danube », et respectivement « éventail profond du Dniepr » ont été proposées (Wong et al., 1997) et seront utilisées dans ce travail (Fig. IV.1.). Les deux éventails consistent en une succession de chenaux présentant des levées, et intercalés de dépôts issus du transport en masse. Wong et al. (1994, 1997) ont identifié 8 séquences sismiques pour chaque éventail. Seulement les 6 séquences supérieures contiennent des systèmes chenaux-levées importants. La migration des chenaux se serait effectuée sous contrôle bathymétrique et n'aurait pas affecté l'emplacement des éventails, qui auraient généralement gardé leur position au cours du temps (Wong et al., 1997). Les apports sédimentaires auraient ainsi suivi plus ou moins le même trajet sur la plate-forme continentale lors de la construction des éventails.

Le développement des deux éventails semble indépendant et simultané (Wong et al., 1997). Winguth (1998) et Winguth et al. (2000) ont estimé l'âge de ~900.000 ans pour l'éventail du Danube, et ~800.000 ans pour l'éventail de Dniepr. Pourtant, en ce qui concerne l'éventail du Danube, leurs calculs sont infirmés par les résultats de cette étude, qui indiquent que cette structure sédimentaire serait beaucoup plus ancienne (plio-quaternaire, Chapitre VI).

Ces systèmes turbiditiques auraient été actifs essentiellement au cours des périodes de bas niveau marin, quand la ligne de côte se situait à proximité du rebord de la plate-forme, et le dépo-centre se déplaçait vers la partie profonde du bassin. Pour la mer Noire, les variations de niveau eustatiques se sont trouvées compliquées par l'effet de seuil du détroit de Bosphore (Chapitre I2). Pendant les périodes glaciaires quand le niveau de la Méditerranée descendait en-dessous du Bosphore, la Mer Noire était isolée et son niveau oscillait en fonction des cycles climatiques en Eurasie. L'absence temporaire de l'apport d'eau salée était associée avec l'augmentation des apports fluviaux et avec le détournement vers le sud des fleuves débouchant actuellement vers la Mer du Nord et l'océan Arctique. En conséquence, au cours des périodes de dépôt dans les éventails sous-

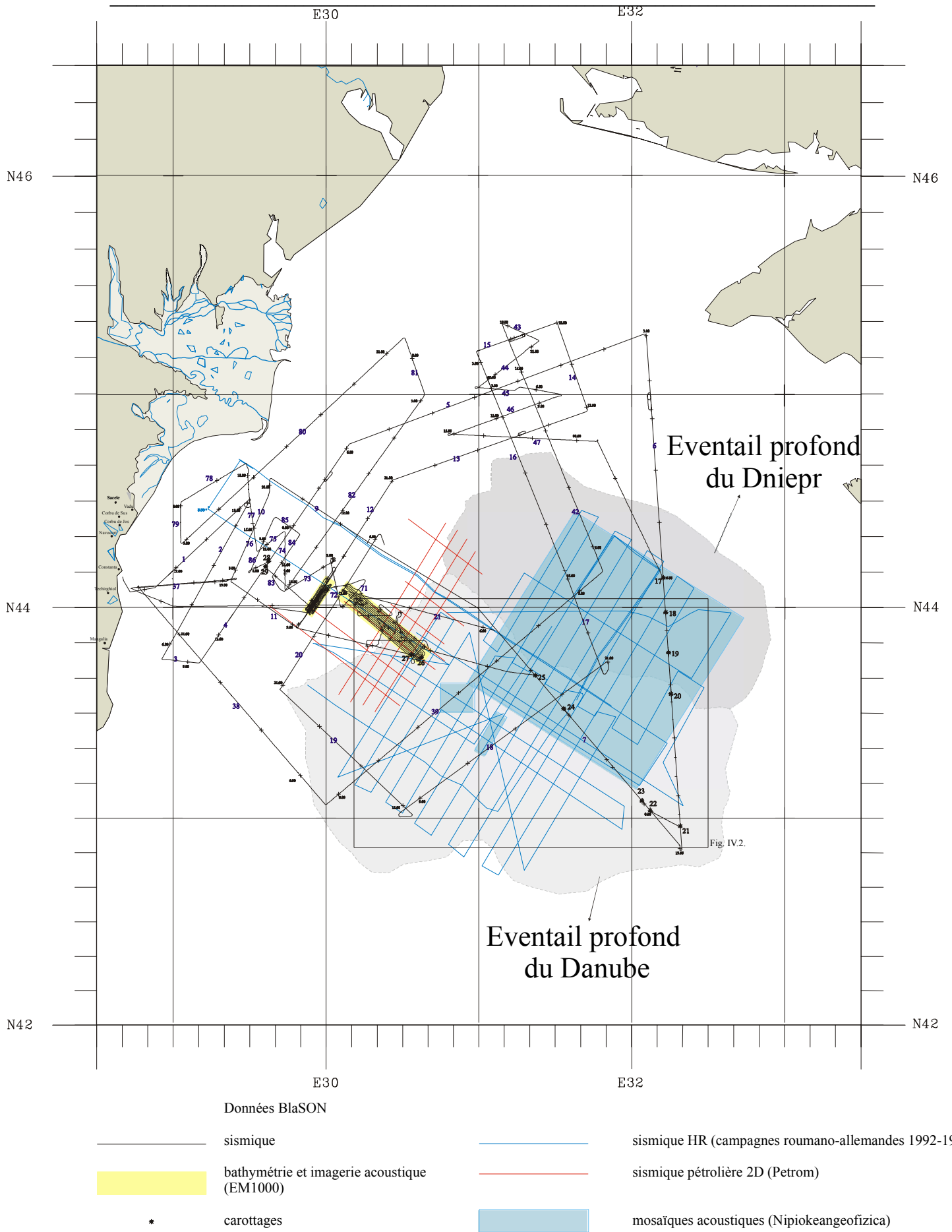


Fig. IV.1. Plan de localisation des données utilisées pour l'analyse de l'éventail profond du Danube.

marins, la mer Noire était un lac d'eau relativement douce. Le rétablissement de la connexion avec la Méditerranée avait pour résultat la hausse du niveau de la mer Noire et l'interruption de l'activité des éventails, mais aussi l'augmentation de la salinité et la forte stratification des eaux avec l'installation d'un milieu anoxique au fond du bassin.

Le dernier système chenal-levéess, qui fait l'objet de cette étude, correspond à la partie supérieure de la séquence sismique 8 de Wong et al. (1997). Cette séquence, la plus récente de l'éventail du Danube a été corrélée par Winguth et al. (2000) aux stades isotopiques 4-1, ce qui aurait indiqué l'âge Néo-euxinien pour le dernier système (Popescu et al., 2001). Les résultats ultérieurs n'ont pas confirmé cette hypothèse (cf. Chapitre VI).

Il est indiscutable que ce système chenal-levée ait été le dernier système actif dans l'éventail, car il couvre tous les autres systèmes en onlap et il se connecte au canyon du Danube. Pour la suite, il sera dénommé « **le chenal du Danube** ».

Plusieurs types de données ont été utilisées pour l'analyse de ce système (Fig. IV.1.).

Sur la pente supérieure les données de bathymétrie EM1000 ont été corrélées avec les profils sismiques haute résolution (BlaSON) et avec la sismique pétrolière (Petrom). On a également utilisé une mosaïque acoustique MAK-1M (campagnes allemanno-roumano-russes).

Pour la partie profonde on s'est basé sur les profils sismiques haute résolution de BlaSON, mais aussi sur les profils canon-à-air de trois campagnes allemanno-roumano-russes et sur deux mosaïques acoustiques MAK-1M et OKEAN sur la partie nord de l'éventail, qui ont constitué la base des travaux de Wong et al. (1997) et Winguth et al. (2000). Les données bathymétriques acquises sur l'éventail du Danube au cours de ces campagnes ont été reprises dans le traitement des données par Caraibes, ainsi que les données des anciennes cartes bathymétriques en format analogique sur la plate-forme continentale et la pente supérieure.

Les 8 carottes de sédiments prélevées au cours de la campagne BlaSON dans le chenal du Danube ont constitué la base des analyses sédimentologiques.

IV.2. La morphologie générale du chenal du Danube

Sur la pente supérieure (entre le canyon du Danube et ~1400 m de profondeur), le système consiste en un chenal unique avec des levées bien développées et fortement asymétriques. Le chenal est légèrement sinueux, partiellement comblé et incisé par un talweg axial qui représente la continuation sur la pente du talweg incisé dans le canyon du Danube (Fig. IV.2.).

Vers 1400 m de profondeur la morphologie de l'éventail change par la bifurcation de ce chenal unique. Plusieurs chenaux méandriques se sont développés par avulsion. La disposition en onlap de ces chenaux montre qu'un seul chenal a été actif à un moment donné. Après les zones d'avulsion, les chenaux suivent un tracé stable et méandrique, avec des levées dont la hauteur baisse progressivement vers le bassin profond. Dans la partie distale les levées ne sont plus capables de chenaliser les courants, les chenaux deviennent donc instables et migrent latéralement (Fig. IV.2.).

IV.3. Description morpho-structurale

L'éventail profond du Danube s'inscrit dans la catégorie des grands éventails vaseux (*fine-grained* ou *mud-rich fans*) tels que les éventails de l'Amazone, du Mississippi ou de l'Indus. Comme nous le verrons, les faciès sismiques et sédimentaires identifiés s'apparentent aux faciès qui caractérisent la plupart des éventails de ce type. Par conséquent, beaucoup de termes descriptifs utilisés ici ont été définis dans d'autres systèmes, particulièrement dans l'éventail profond de l'Amazone, qui est à présent le mieux étudié.

IV.3.a. Description des faciès sismiques

L'axe du **chenal** est typiquement représenté par un faciès sismique de forte amplitude et faible continuité latérale (Fig. IV.3.), dénommé HAR - High Amplitude Reflections, ou réflexions de forte amplitude (Kastens et Shor, 1986). Ce faciès a été interprété d'abord comme dépôt du fond de chenal (lag deposits). On a suggéré aussi qu'il est en partie déterminé par les artefacts acoustiques dus aux échos latéraux à côté d'un chenal sinueux (Flood, 1987). Les sédiments échantillonnés dans la partie supérieure du faciès HAR dans

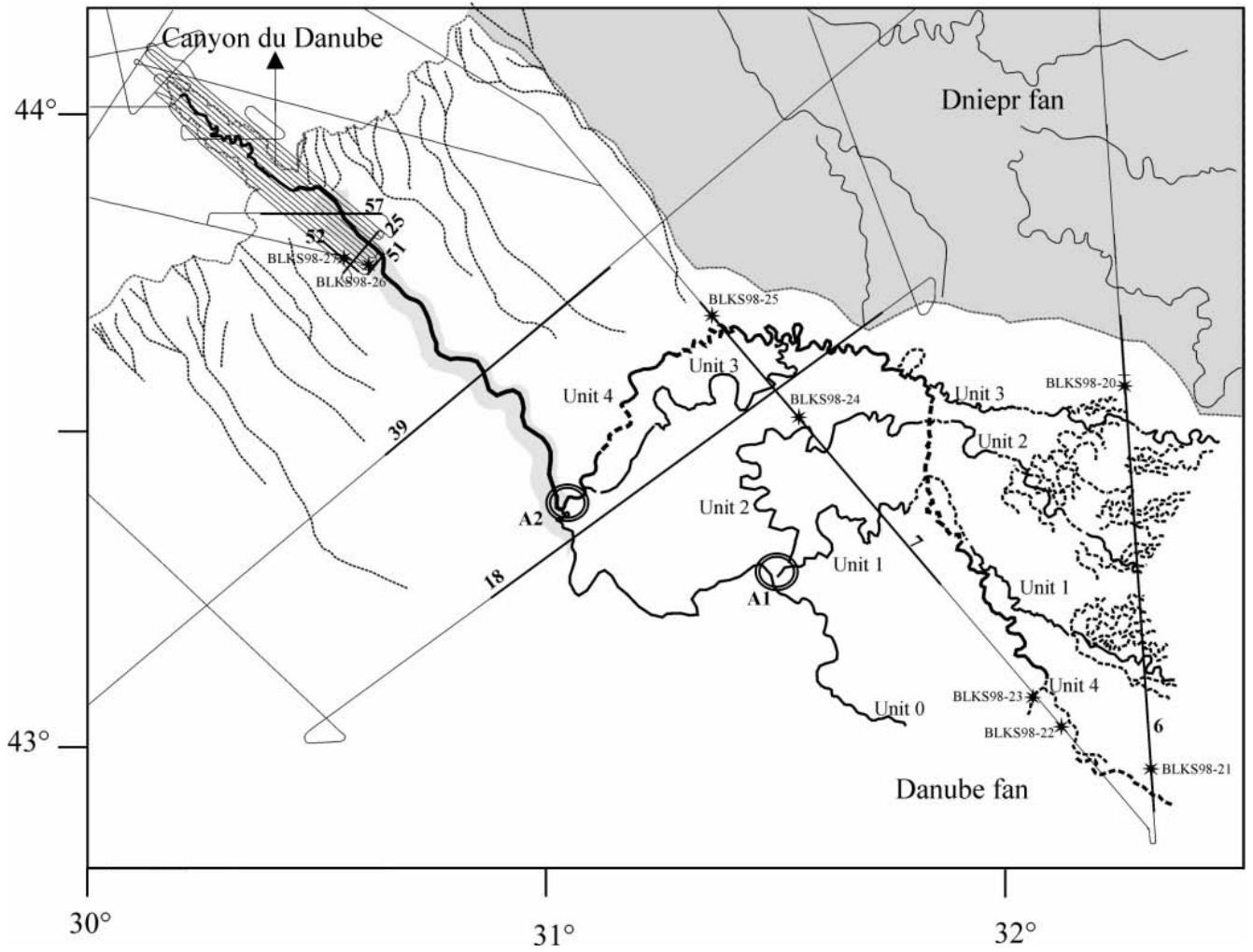


Fig. IV.2. Le chenal du Danube et la localisation des profils sismiques et des carottages utilisés.
A1, A2 = zones d'avulsion.

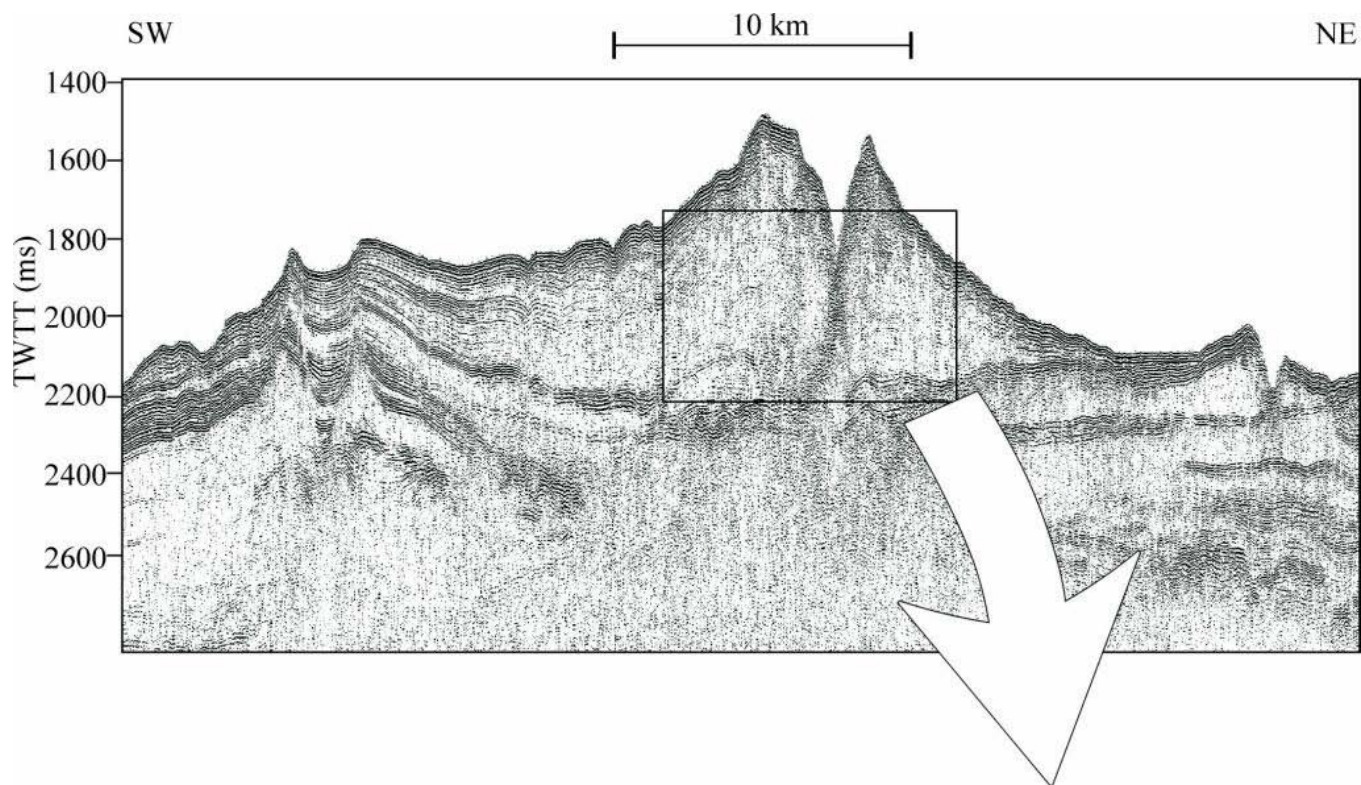


Fig. IV.3. Exemple de faciès sismique HAR (High Amplitude Reflections) identifié dans l'axe du chenal (profil 39 HR monotrace). Localisation dans la Fig. IV.2.

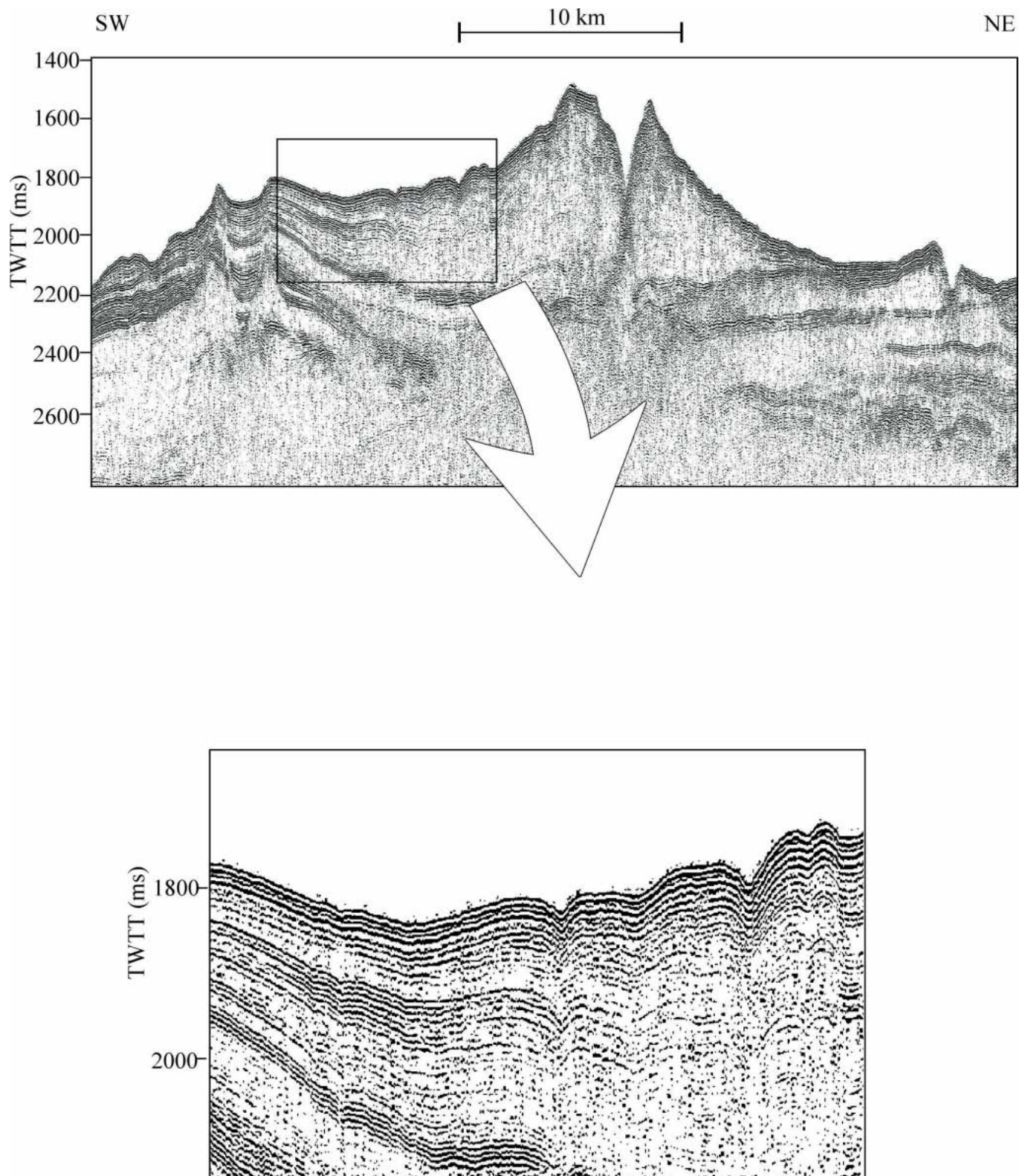


Fig. IV.4. Exemple de faciès sismique de levée (profil 39 HR monotrace). Localisation dans la Fig. IV.2.

l'éventail profond du Mississippi sont constitués de gravier grossier (Bouma et al., 1986; Stow et al. 1985). Dans les forages sur l'éventail de l'Amazone ces dépôts consistent en une alternance de sables grossiers et fins, bien granoclassés et représentent les sables du chenal transportés vers la partie profonde par les courants de turbidité successifs (Manley et al., 1997).

Les levées développées latéralement par rapport au chenal sont caractérisées par des séquences comportant des réflecteurs lités, relativement continus et parallèles, d'amplitude moyenne à faible (Fig. IV.4.). Du point de vue lithologique, ces réflexions correspondent à des sédiments vaseux avec des couches et lamines de silts et de sables (Normark et al., 1997, par exemple). Les sédiments déposés dans les levées sont le résultat du débordement de la partie supérieure de l'écoulement à l'extérieur du chenal, qui se produit lorsque la hauteur du courant de turbidité dépasse la profondeur du chenal (processus de *flow stripping* de Piper et Normark, 1983 ou *overspill* de Hiscott et al., 1997 et Peakall et al., 2000). Le matériel fin est donc déposé dans les levées, alors que la partie grossière est transportée plus loin dans le chenal. La tendance de granoclassement normal dans les levées s'explique par la hausse du relief du chenal au cours du temps (Manley et al., 1997).

Dans la partie distale de l'éventail là où le relief du chenal diminue, les réflexions associés aux levées ont de plus fortes amplitudes (Fig. IV.5.), et correspondent à des faciès sédimentaires plus grossiers (Chapitre IV.3.b).

Un type spécial de levée confinée s'est développé à l'intérieur du chenal principal - dans la vallée créée à la suite des événements érosifs majeurs (Fig. IV.6.). Il s'agit d'un faciès lité, avec des terminaisons en onlap sur les bords de la vallée. Les réflecteurs sont moins continus et le faciès devient plus transparent à la proximité des dépôts HAR situés dans l'axe du chenal. Après avoir entièrement rempli la vallée, les éléments constitutifs de ce faciès dépassent les bords et se déposent latéralement comme levée « normale » (Chapitre IV.4.).

Des séquences de réflexions de forte amplitude, et de continuité relativement bonne sont identifiées à la base des systèmes chenaux-levées, en aval des bifurcations (Fig. IV.7.). Les réflexions sont nombreuses, de forte amplitude et basse fréquence et regroupées sous forme de paquets. Ce type de faciès a été décrit pour la première fois dans l'éventail profond de l'Amazone par Flood et al. (1991) et dénommé **HARP** (High Amplitude Reflection Packet). Les forages dans les dépôts correspondant aux HARPs dans l'éventail de l'Amazone ont montré qu'il s'agit de corps sédimentaires sableux. On considère qu'ils sont associés avec les avulsions des chenaux et représentent les dépôts qui se forment après la rupture de la levée, lorsque les écoulements non-chenalisés suivent un nouveau tracé empruntant la brèche créée (Fig. IV.8.). La source de ces dépôts provient des sédiments remobilisés par l'érosion du fond du chenal et des levées en amont de la bifurcation (Pirmez et al., 1997). L'érosion, et donc le dépôt de l'unité HARP, continue jusqu'à ce que le chenal retrouve son profil d'équilibre.

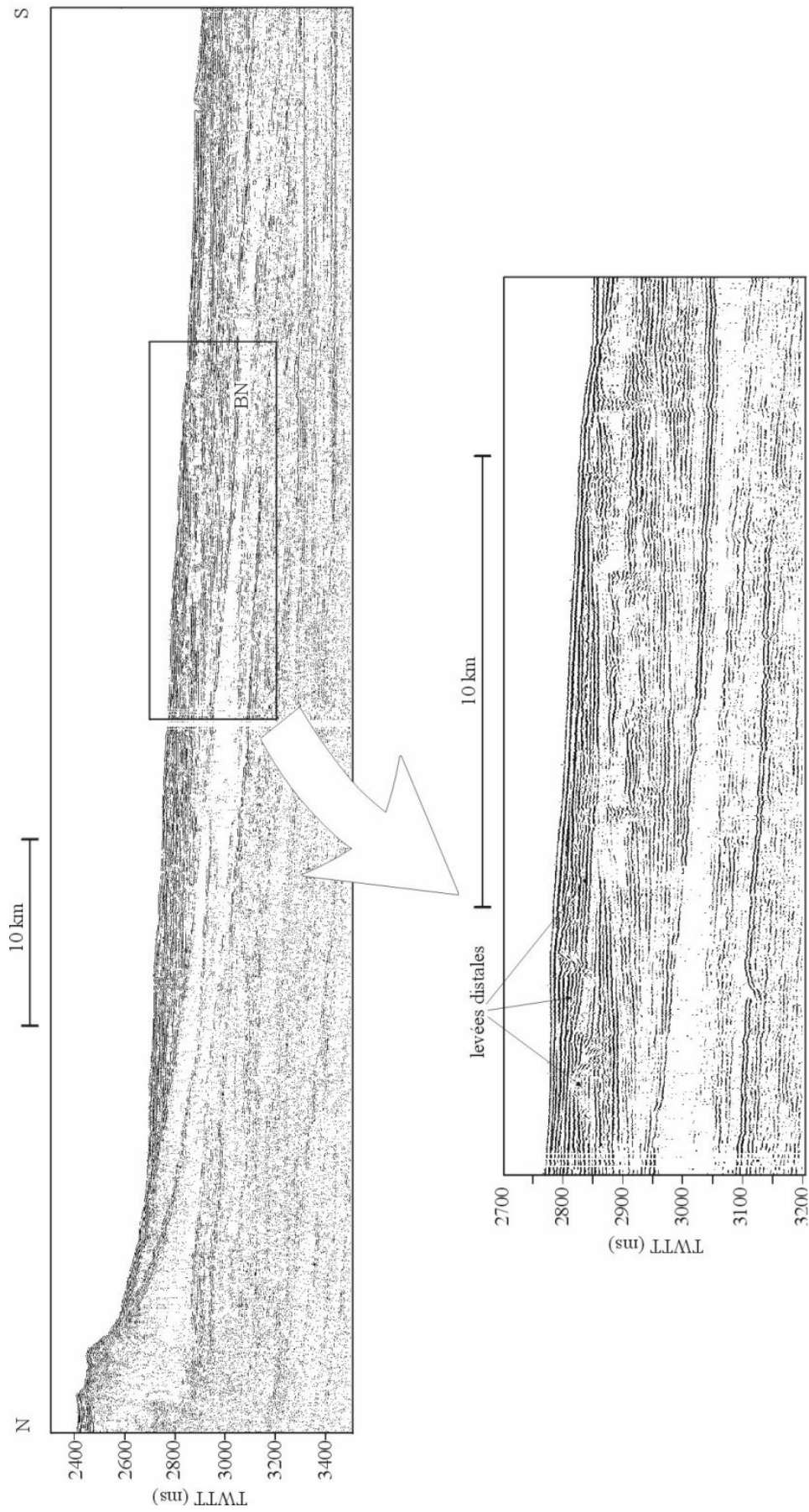


Fig. IV.5. Exemple de faciès sismique de levées distales (profil 6 HR monotrace). Localisation dans la Fig. IV.2.

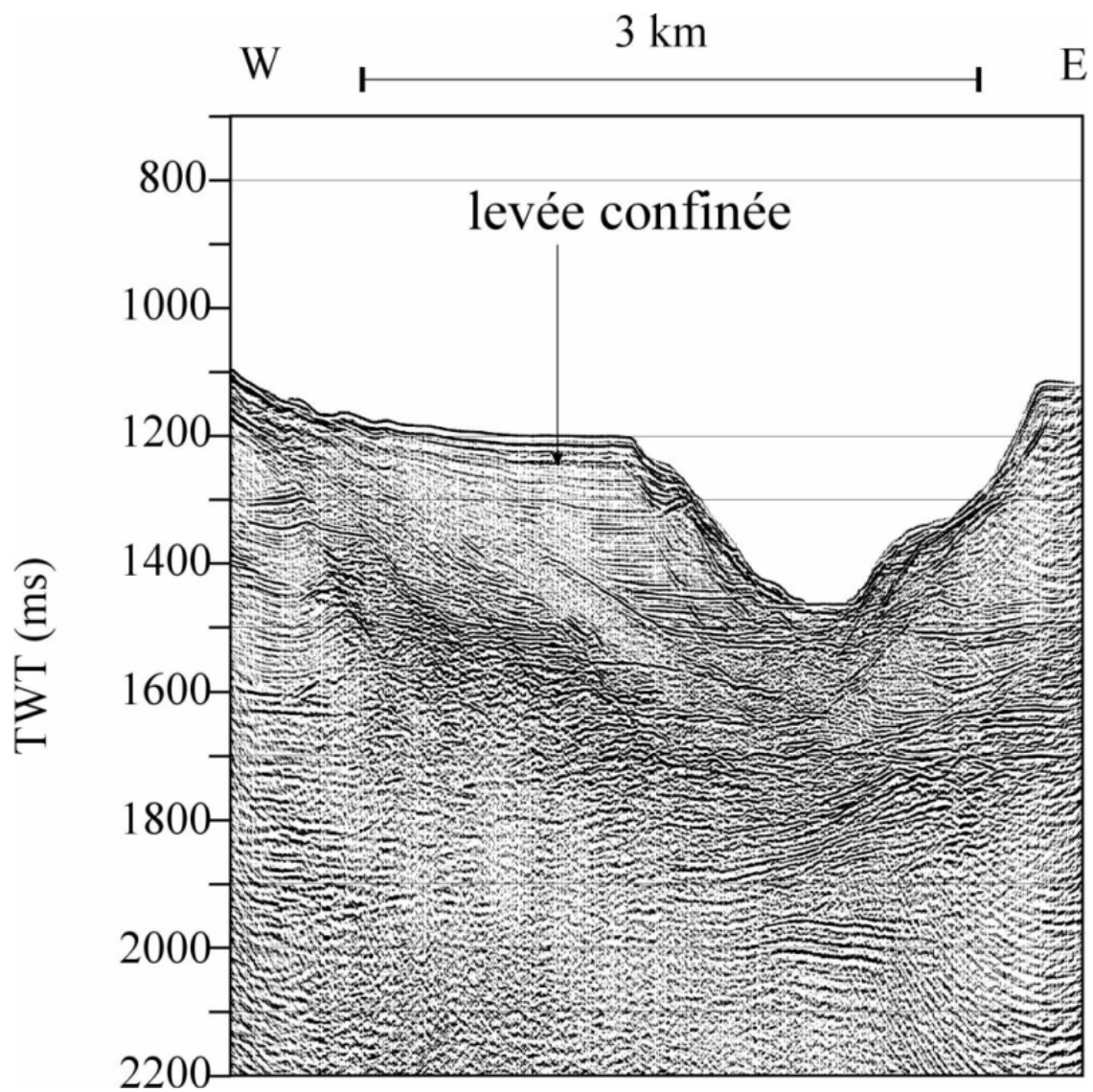


Fig.IV.6. Exemple de faciès sismique de levée confinée à l'intérieur du chenal principal (profil 51 HR 24-traces). Localisation dans la Fig. IV.2.

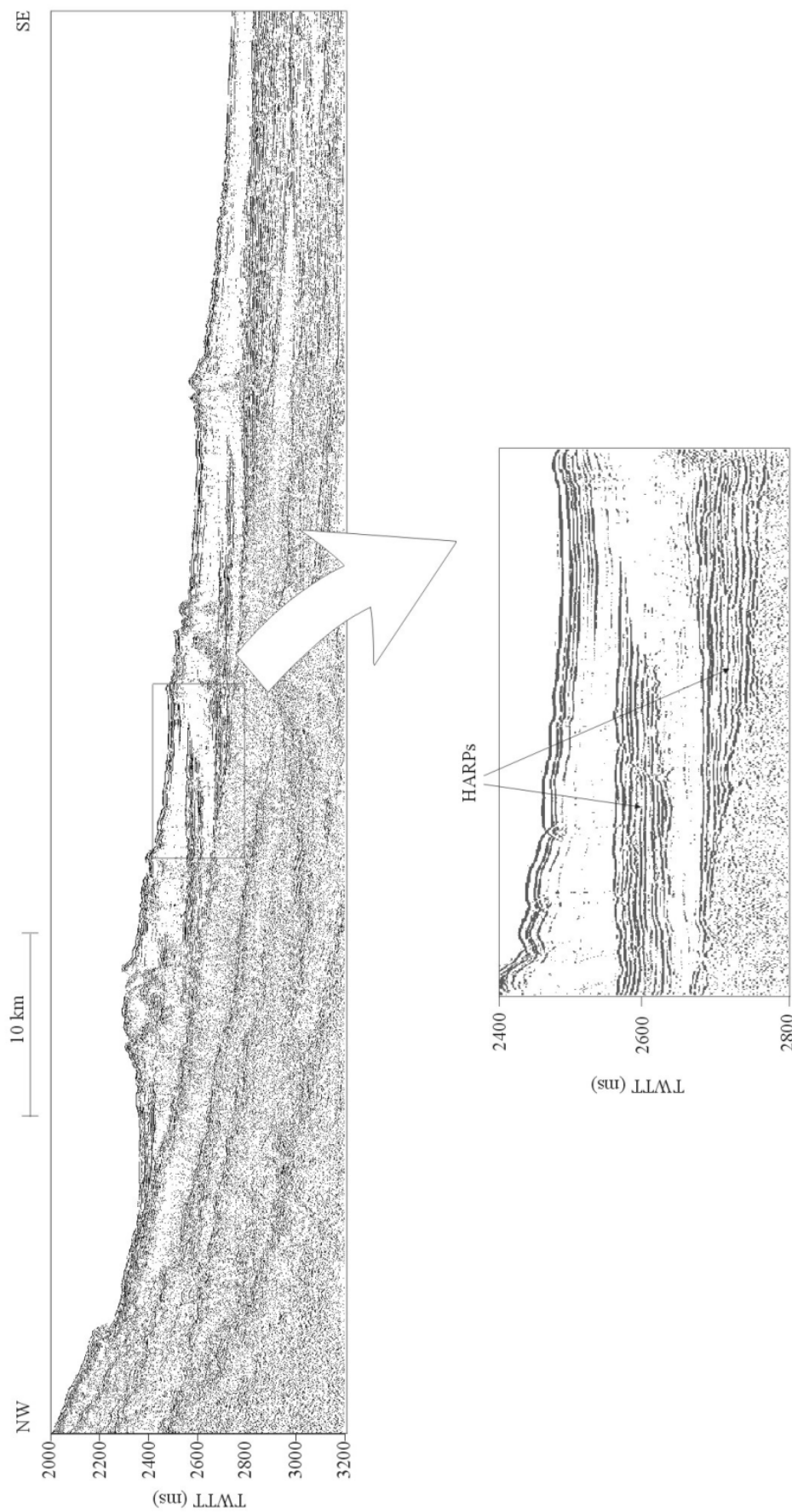


Fig. IV.7. Exemple de faciès sismique HARP (High Amplitude Reflection Packets) identifié à la base des systèmes chenaux-levées en aval d'une bifurcation (profil 7 HR 24-traces). Localisation dans la Fig. IV.2.

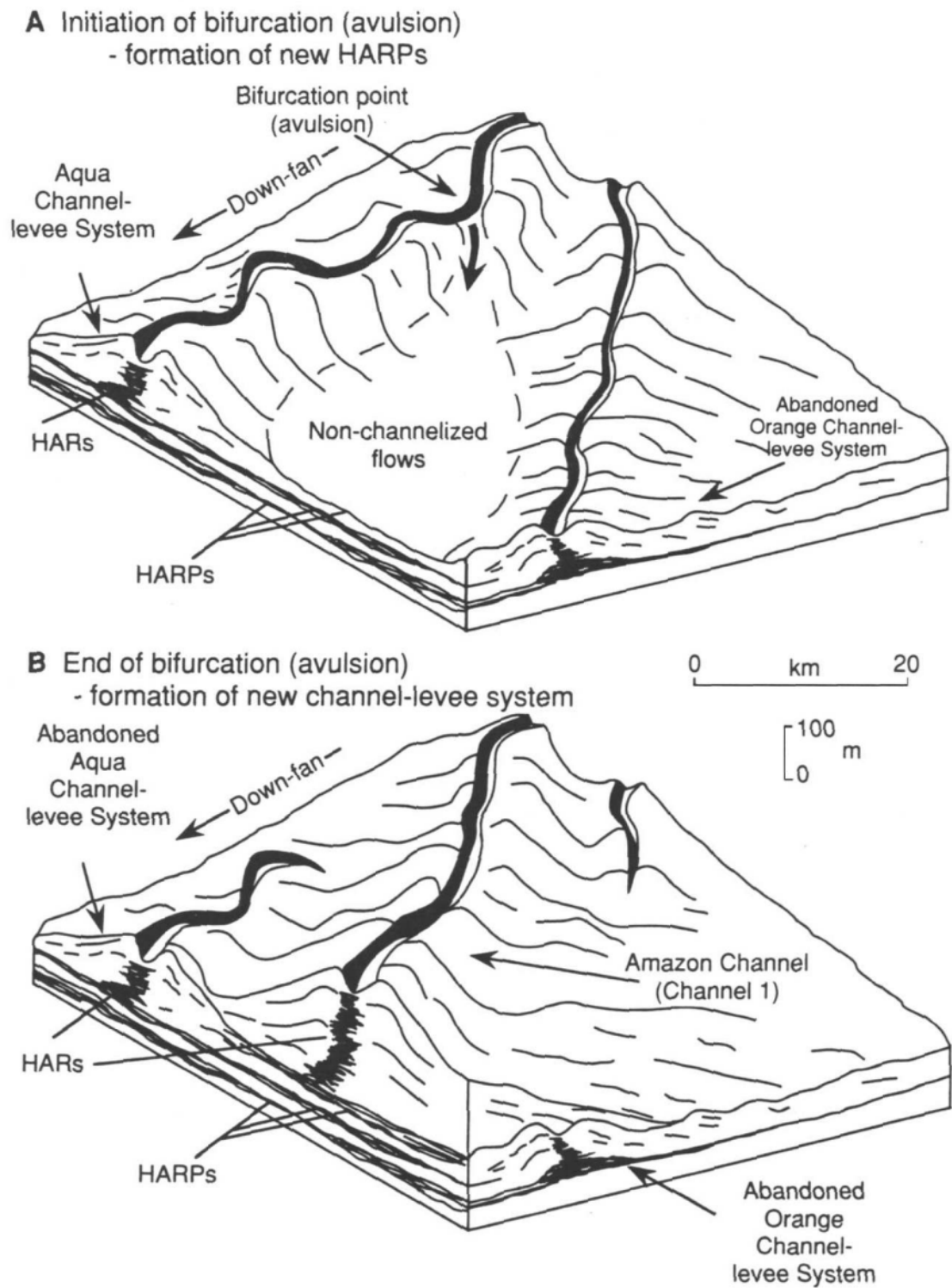


Fig. IV.8. Développement d'un lobe de type HARP (A) et d'un nouveau système chenal-levee (B) après l'avulsion (d'après Flood et al., 1991).

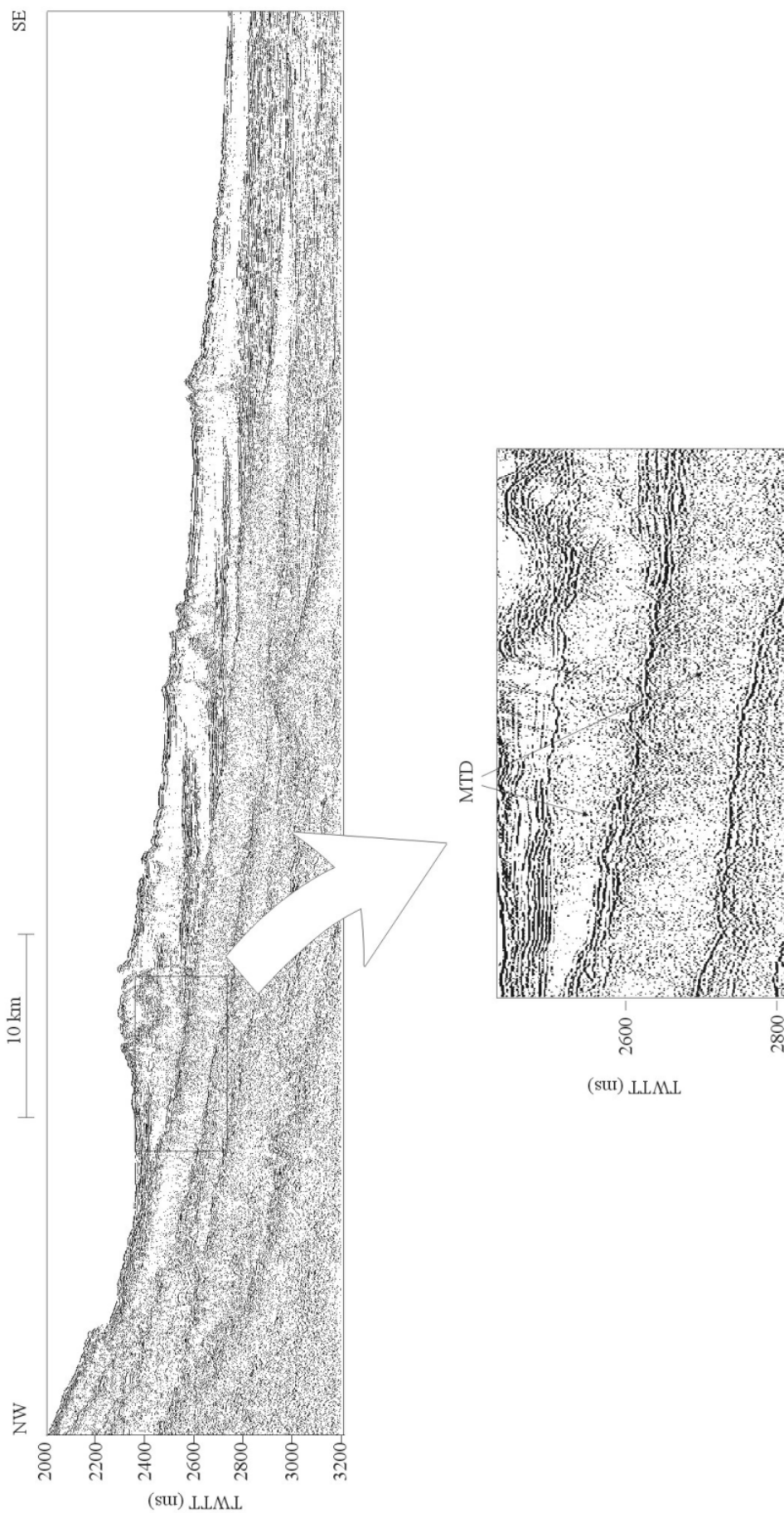


Fig. IV.9. Exemple de faciès sismique MTD - Mass Transport Deposits (profil 7 HR 24-traces). Localisation dans la Fig. IV.2.

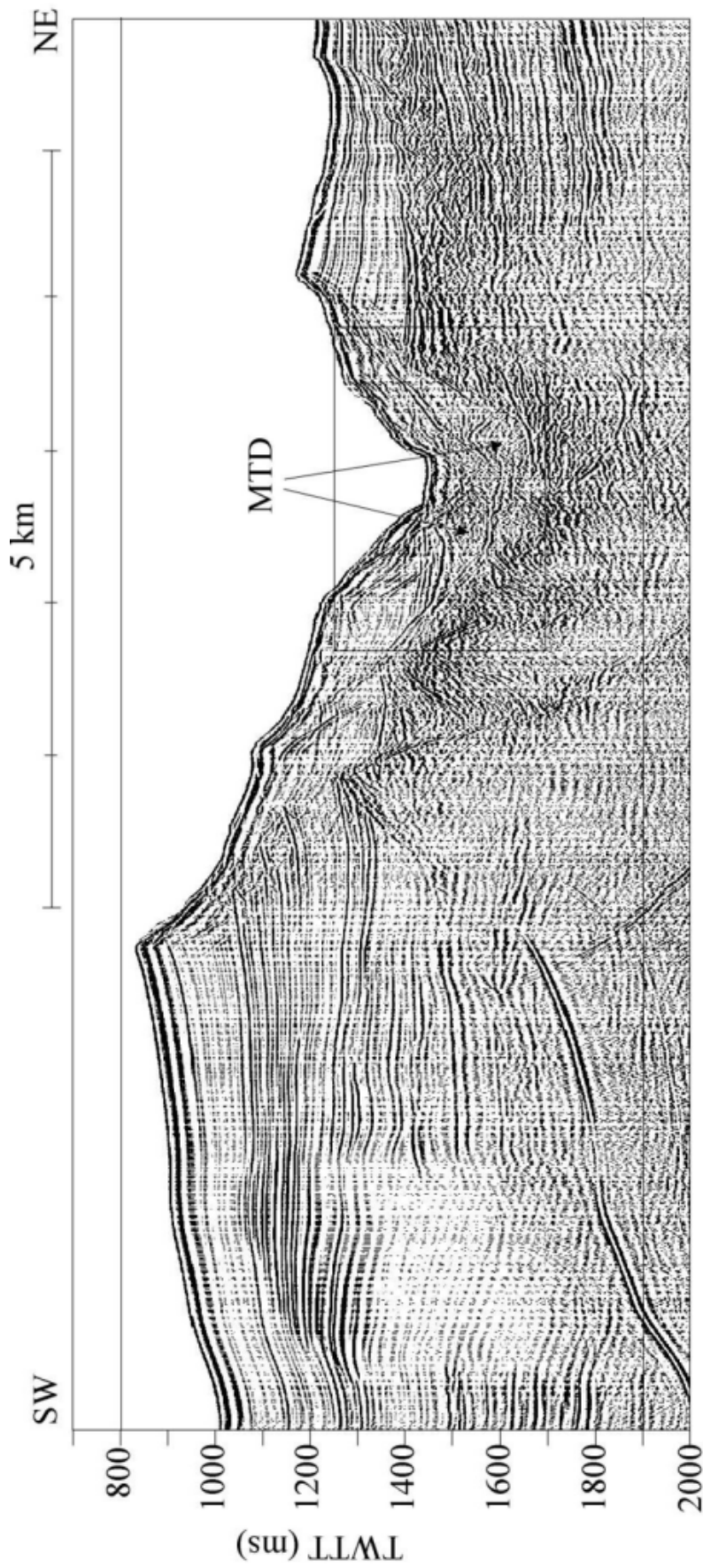


Fig. IV.10. Exemple de faciès sismique type MTD identifié à l'intérieur du chenal, uniquement dans la partie supérieure de l'éventail (profil 25 HR 24-traces). Localisation dans la Fig. IV.2.

Plus en profondeur, les systèmes chenaux-levées sont intercalés avec des dépôts acoustiquement transparents, sans forme ni organisation interne spécifique, localisés dans les dépressions topographiques (Fig. IV.9.). Ces unités sont classiquement interprétées comme des paquets allochtones de sédiments glissés et dénommées **MTD** (Mass Transport Deposits, dépôts de transport en masse). Quelques réflecteurs isolés sont visibles à l'intérieur de ces dépôts et peuvent être interprétés comme les vestiges d'une stratification détruite ou l'indice d'une mise en place polyphasée, interrompue par des périodes de stabilité (Droz et al., 1999).

Un autre type de faciès transparent très semblable au faciès MTD est localisé à l'intérieur du chenal principal, uniquement dans la partie supérieure de l'éventail (Fig. IV.10.). On le retrouve au fond de la vallée érosive, couvert par le faciès lité des levées confinées. Ce faciès a été également identifié à la base du remplissage de la Vallée Sous-Marine du Petit Rhône (la sous-unité transparente intermédiaire de Torres et al., 1997). Ces auteurs l'interprètent comme un MTD issu des écoulements en masse dûs à l'instabilité des flancs du chenal.

IV.3.b. Description des faciès sédimentaires

Cette synthèse est basée sur l'étude de 8 carottes prélevées dans les différentes unités génétiques de l'éventail du Danube, entre 651 m et 2135 m de profondeur. Les faciès ont été définis par analyse macroscopique et granulométrique (annexes 1) et correspondent pour la plupart à la classification des faciès sédimentaires définie pour l'éventail de l'Amazone d'après les résultats des forages ODP, leg 155 (Normark et al., 1997). Plusieurs autres types de faciès qui n'ont pas cette fois d'équivalence dans l'Amazone ont été également identifiés. Afin de ne pas créer de confusions avec la classification établie pour l'éventail de l'Amazone, tout en gardant une certaine continuité, les faciès n'ont pas été re-numérotés mais identifiés: les faciès communs correspondants aux faciès 2 à 9 de l'Amazone seront appelés A2-A9, alors que les faciès propres à l'éventail du Danube seront nommés D1, D2 et D3.

Faciès A2: Sable très fin sans organisation interne, avec des galets mous (Fig. IV.11., équivalent du Faciès 2, Normark et al., 1997)

C'est le plus grossier des faciès identifiés. Dans l'éventail de l'Amazone, il a été décrit dans les lobes HARP, mais aussi dans le remplissage du chenal (HAR) ou dans des dépôts d'écoulement en masse.

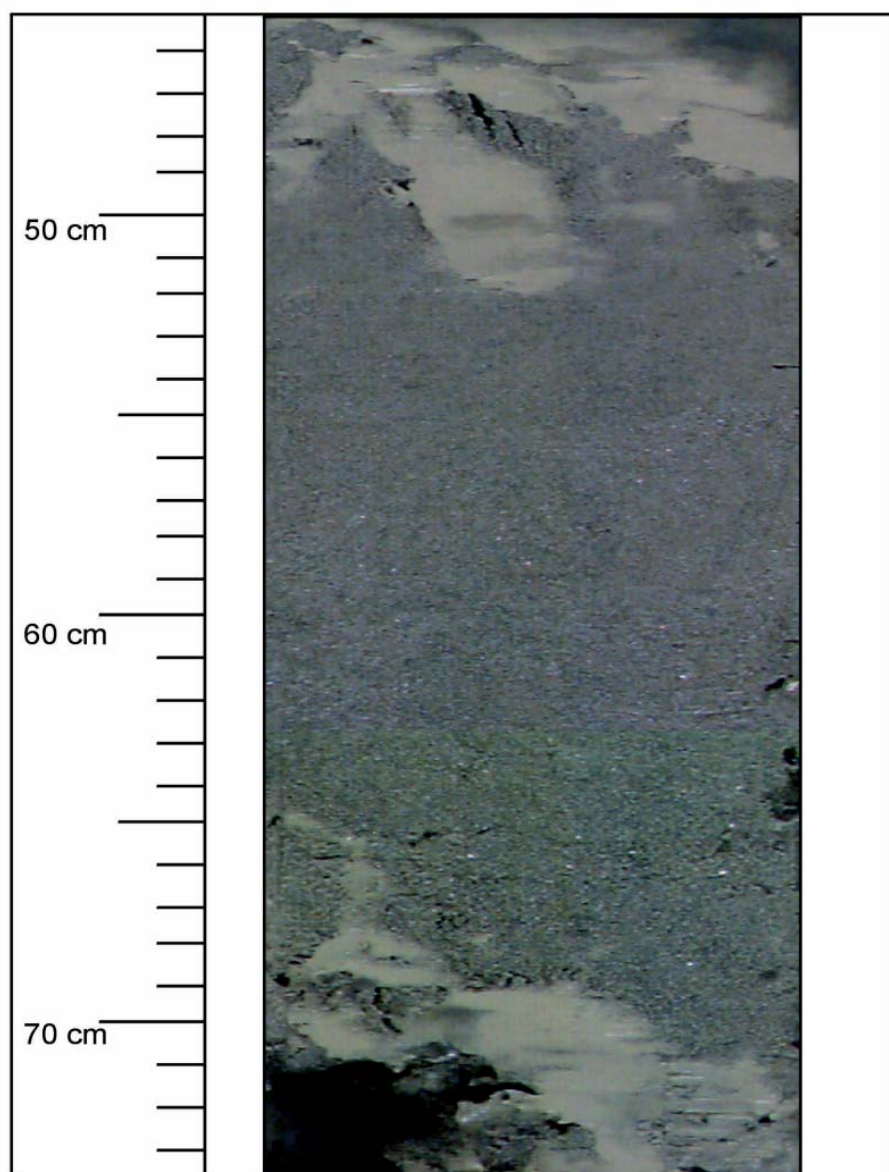


Fig. IV.11. Exemple de faciès sédimentaire A2: sable très fin sans organisation interne, avec des galets mous (carotte BLKS 98 20, 45-74 cm).

La présence des galets mous a été interprétée comme due à l'effet érosif des écoulements (Pirmez et al., 1997 pour les lobes HARP). Dans l'éventail du Danube, ce faciès est présent dans la zone distale à deux endroits:

- dans le plus récent des lobes HARP, où il semble constituer la zone superficielle d'un corps sableux plus épais d'après les données chirp (carotte BLKS98-20; Chapitre IV.2., Fig. IV.44.b.) ;
- dans la levée gauche distale du plus récent système chenal-levées, où il correspond à un niveau de 20 cm d'épaisseur (carotte BLKS98-21; annexe 1). L'apparition plutôt inattendue de ce faciès dans une levée est possiblement due à sa localisation dans une zone très distale.

Faciès A3: Sable organisé – avec granoclassement normal, stratification parallèle (Fig. IV.12., équivalent du Faciès 3, Normark et al., 1997)

Ce faciès correspond à des niveaux (<10 cm) de sable très fin, de granoclassement normal, passant à la partie supérieure à des silts sableux, silts et argiles (carottes BLKS98-25, BLKS98-24, BLKS98-21; annexe 1). La stratification parallèle est moins commune (carotte BLKS98-27). Le contact à la base est franc ou érosif. Ce faciès est ici présent dans les levées, mais pour l'éventail de l'Amazone il a été également décrit dans les chenaux (HAR) et dans les lobes HARP.

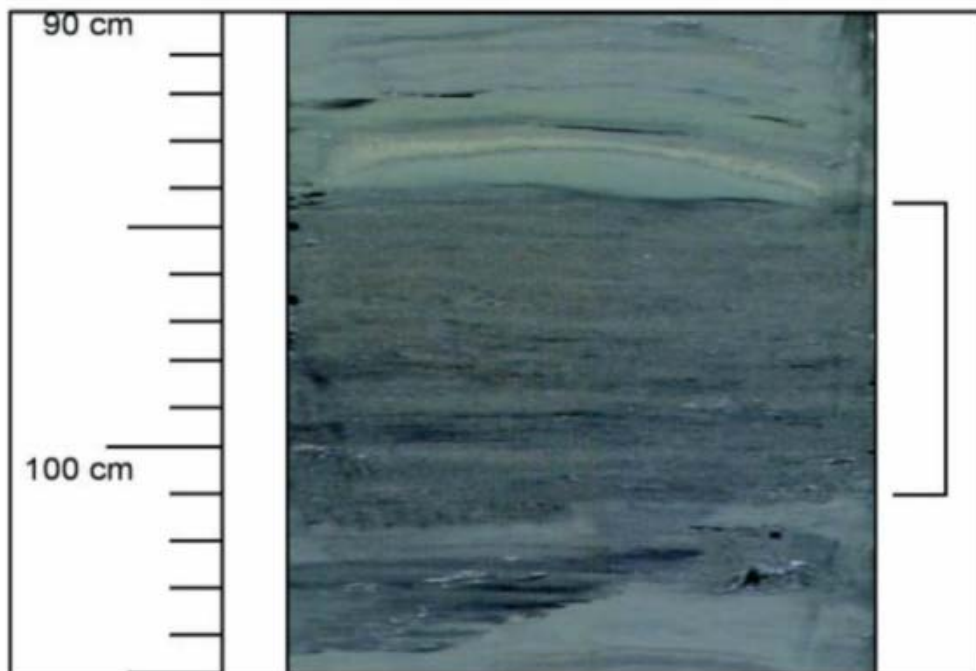


Fig. IV.12. Exemple de faciès sédimentaire A3: sable organisé - avec granoclassement normal (carotte BLKS 98 25, 90-115 cm).

Faciès A4: Silt sans organisation interne (Fig. IV.13., équivalent du Faciès 4, Normark et al., 1997)

Ce faciès tel qu'il est décrit dans les levées de l'éventail de l'Amazone est relativement rare dans les carottes disponibles (deux occurrences dans les levées, carottes BLKS98-26 et BLKS98-24). Par contre, dans la zone distale de l'éventail on a identifié un **silt coloré sans organisation interne** (Fig. IV.14.) présentant une alternance de niveaux gris-bleu/brun/noir

sans organisation interne, le plus souvent en alternance avec les vases à franges et taches noires (Faciès 8 et 9, Normark et al., 1997). Le silt coloré est présent surtout dans le remplissage d'un chenal colmaté (carotte BLKS98-23) et à la partie supérieure de la levée d'un chenal distal (carotte BLKS98-22). A la partie supérieure de certaines carottes, un **silt argileux gris-blanc** correspond à un maximum de carbonates.

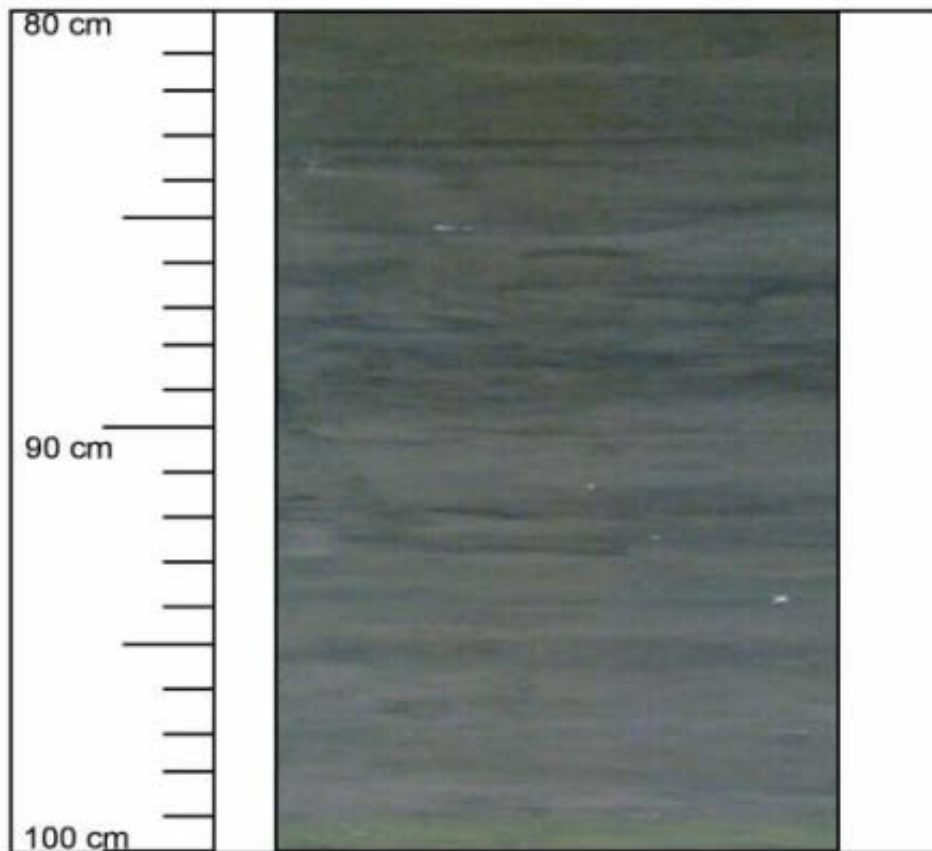


Fig. IV.13. Exemple de faciès sédimentaire A4: silt sans organisation interne (carotte BLKS 98 26, 80-100 cm).

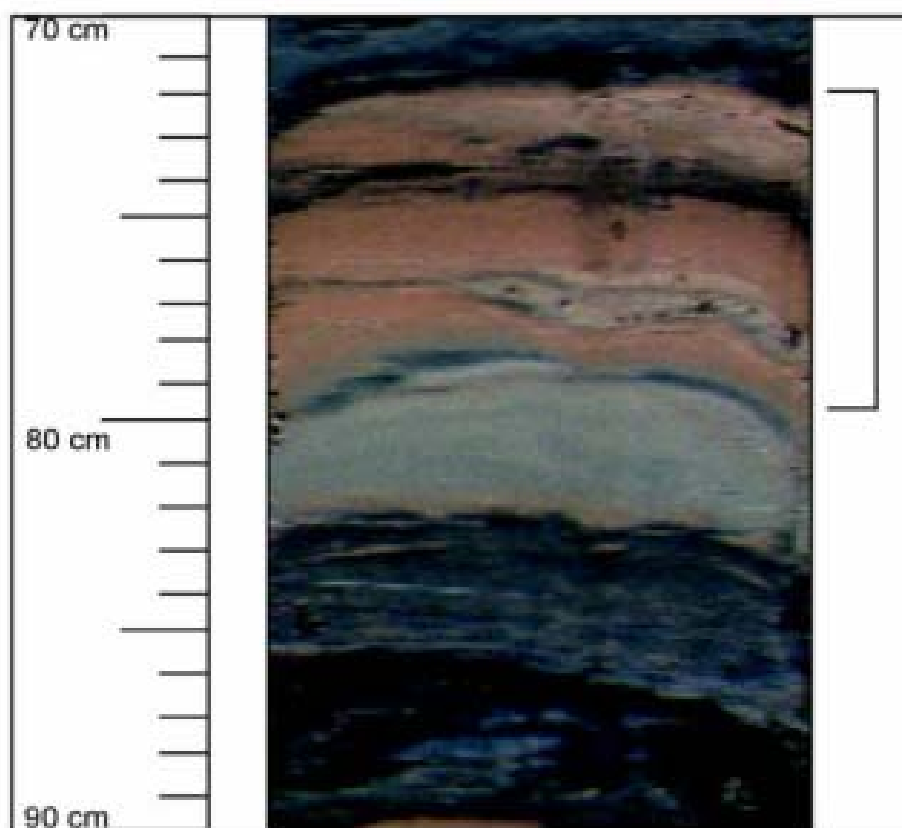


Fig. IV.14. Exemple de faciès sédimentaire A4: silt coloré sans organisation interne (carotte BLKS 98 22, 70-90 cm).

Faciès A5: Silt organisé – avec granoclassement, stratification parallèle (Fig. IV.15., équivalent du Faciès 5, Normark et al., 1997)

C'est sans doute le faciès le plus fréquent dans les carottes analysées, prélevées pour la plupart dans les levées. Il présente en général des cycles turbiditiques T_{b-c-d} ou T_{c-d} de la séquence de Bouma. Très souvent, les lamines silteuses ou sableuses situées à la base des cycles turbiditiques montrent une nuance plus foncée que la partie supérieure vaseuse de ces cycles. C'est le faciès "typique" des levées. Une variation de la couleur de ce faciès se remarque dans la carotte BLKS98-24, où la partie supérieure fine (normalement grise) de certaines cycles est remplacée par des silts argileux brun-rouge (Fig. IV.15.c.).

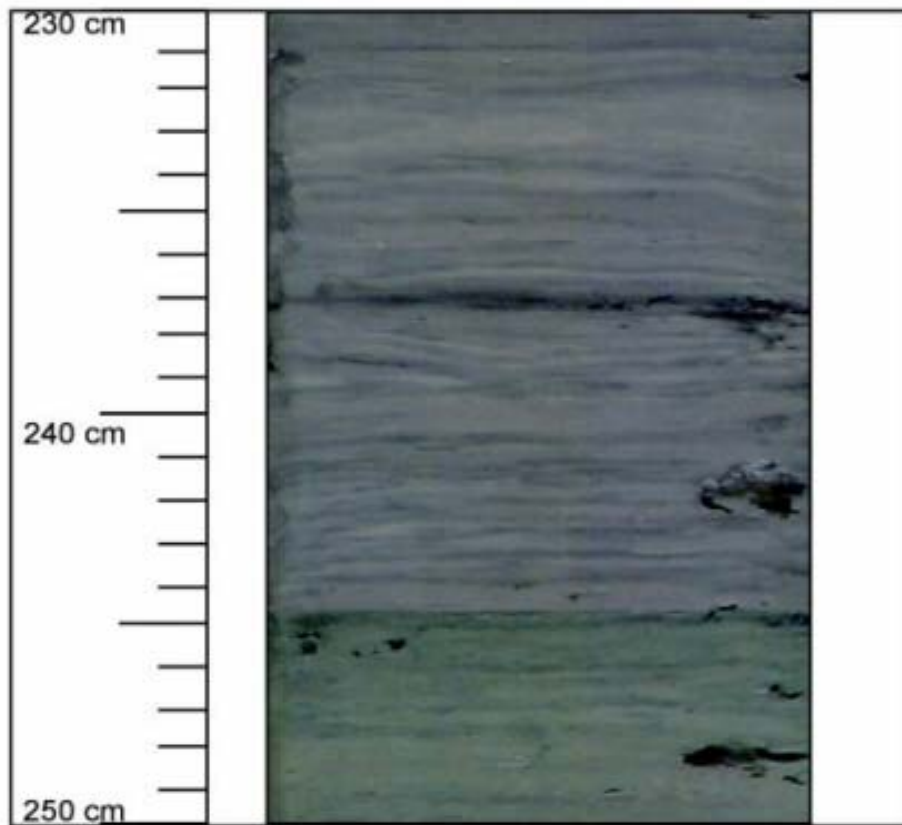


Fig. IV.15a. Exemple de faciès sédimentaire A5: silt organisé - avec granoclassement, stratification parallèle (carotte BLKS 98 26, 230-250 cm).

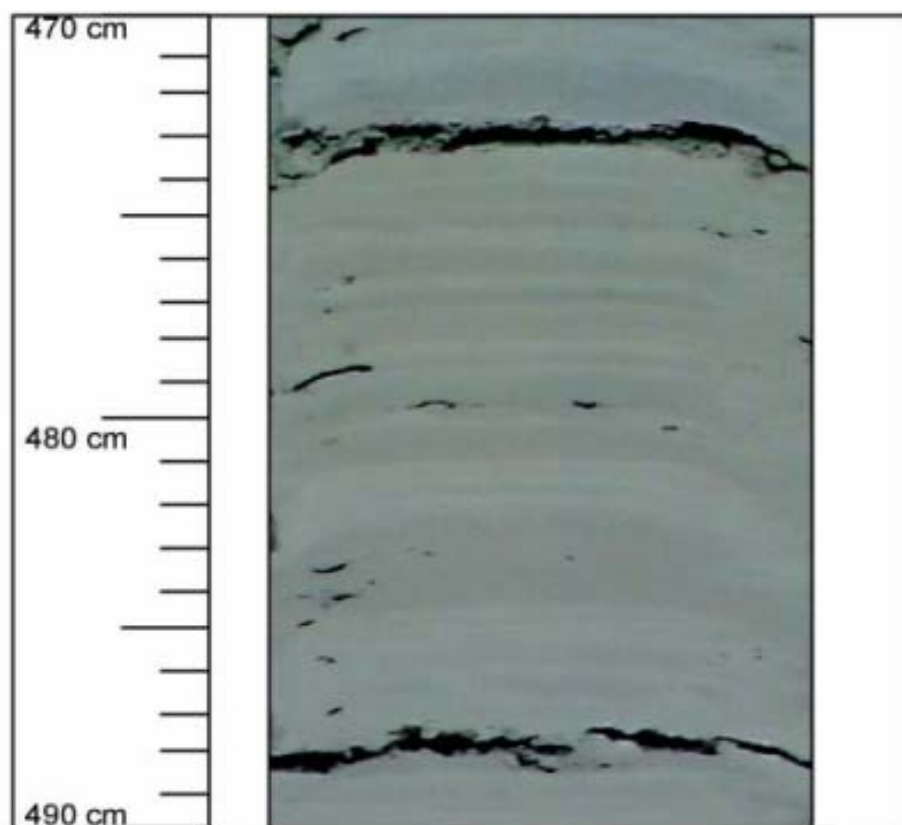


Fig. IV.15b. Exemple de faciès sédimentaire A5: silt organisé - avec granoclassement, stratification parallèle (carotte BLKS 98 25, 470-490 cm).

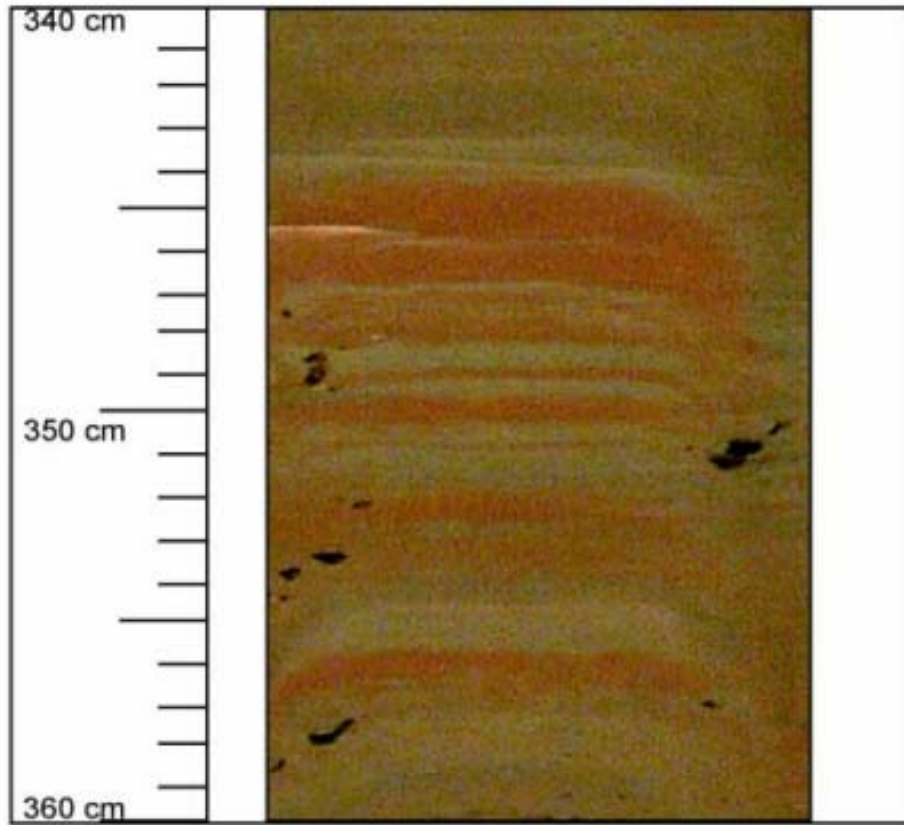


Fig. IV.15c. Exemple de faciès sédimentaire A5: silt organisé - avec granoclassement, stratification parallèle (carotte BLKS 98 24, 340-360 cm).

Faciès A6: Silt/argile – alternance de lamines (Fig. IV.16., équivalent du Faciès 6, Normark et al., 1997)

Ce faciès a été identifié dans la carotte BLKS98-27 prélevée dans la partie supérieure de l'éventail, à la proximité du sommet de la haute levée droite. Il consiste dans des lamines très fines (millimétriques) de silts et vases.

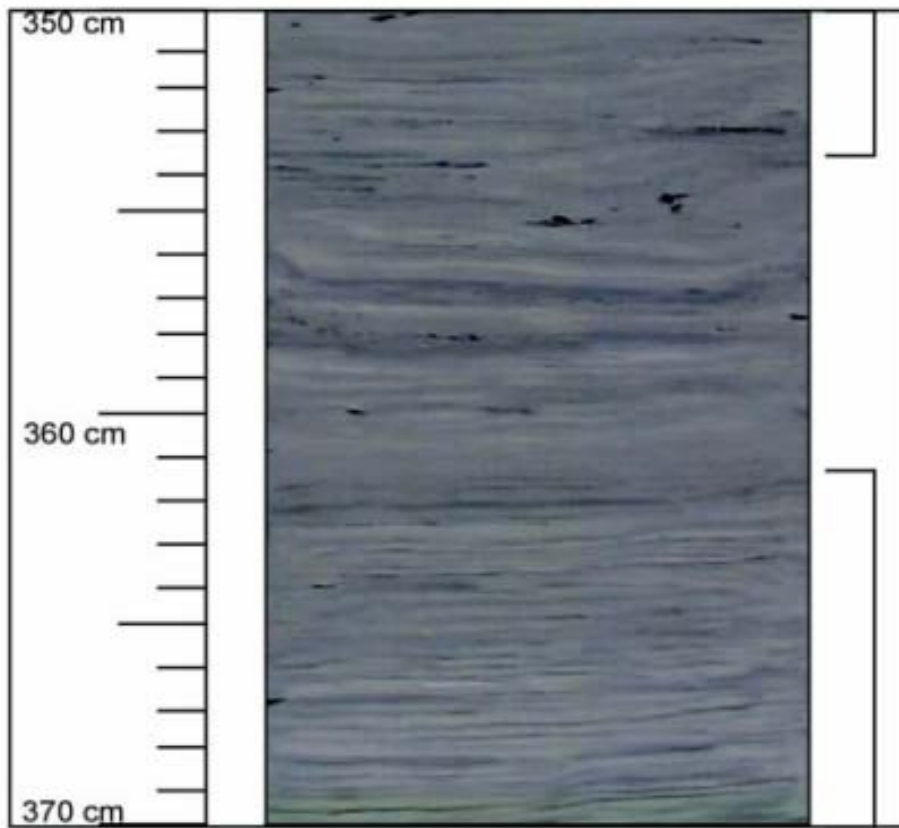


Fig. IV.16. Exemple de faciès sédimentaire A6: silt/argile – alternance de lamines (carotte BLKS 98 27, 350-370 cm).

Faciès A7: Silt en lamines ou niveaux discontinus (Fig. IV.17., équivalent du Faciès 7, Normark et al., 1997)

Ce faciès est relativement semblable avec le silt organisé (A6), à une exception près: les niveaux silteux sont discontinus sur la surface sectionnée de la carotte.

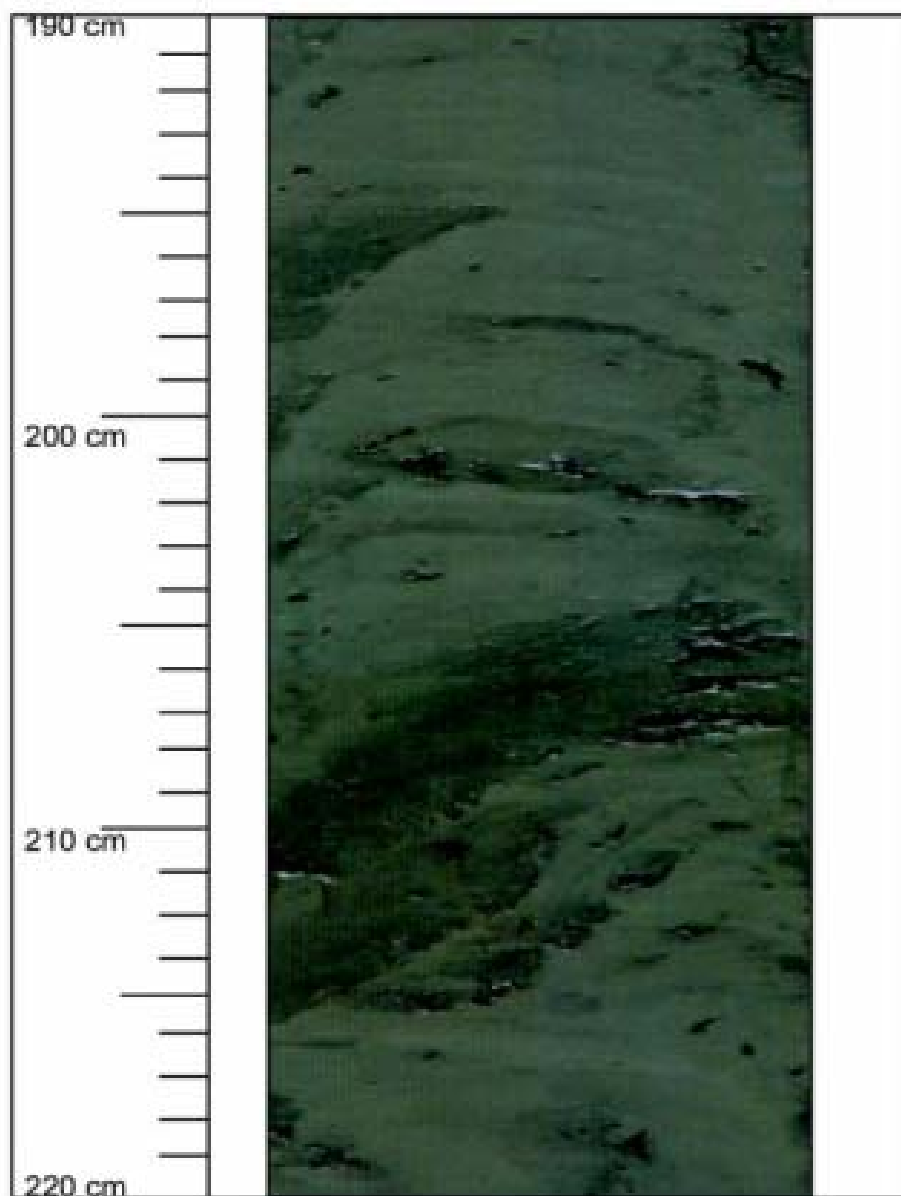


Fig. IV.17. Exemple de faciès sédimentaire A7: silt en lamines ou niveaux discontinus (carotte BLKS 98 25, 190-220 cm).

Faciès A8-9: Silt et argile avec des franges et taches noires (Fig. IV.18., équivalent des Faciès 8 et 9, Normark et al., 1997).

C'est un faciès fréquemment rencontré dans la partie supérieure des carottes. Il a été décrit par Ross et Degens (1974) en dessous des unités Holocènes 1 et 2, et nommé unité 3 « banded loess ». Les franges et les taches noires sont dues à la présence des sulfures de fer (greigite ou mackinawite, Berner, 1974).

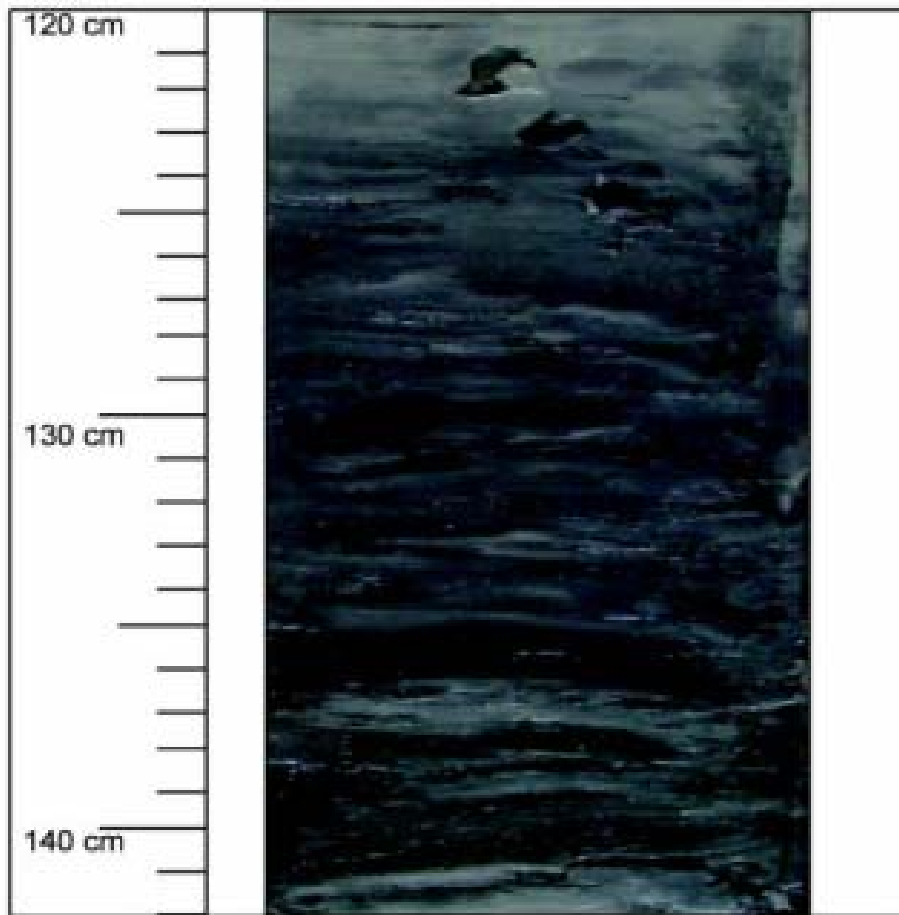


Fig. IV.18. Exemple de faciès sédimentaire A8-9: silt et argile avec des franges et des taches noires (carotte BLKS 98 25, 120-142 cm).

Faciès D1: Vase avec des poches sableuses (Fig. IV.19.)

Ce faciès n'a pas été défini dans l'éventail de l'Amazone. Il est présent dans les carottes BLKS98-26, BLKS98-25, BLKS98-24, BLKS98-22 et BLKS98-21 (annexe 1). La vase (silt argileux) contient des "galets" de sable très fin ou fin, de forme plus ou moins arrondie, taille pluri-centimétrique et couleur légèrement plus foncée que la vase. Dans la carotte BLKS98-22, les "galets" sableux échantillonnés sont essentiellement composés de micas (80-90%). La présence de ce faciès est attestée dans toutes les carottes prélevées dans les levées, donc il semble se trouver en relation avec les processus de débordement du chenal par les courants de turbidité. Bien qu'un processus capable de mettre en place ce type de faciès soit difficile à envisager, on peut supposer qu'il est probablement lié à la composition particulière des "galets" (prédominance des micas).

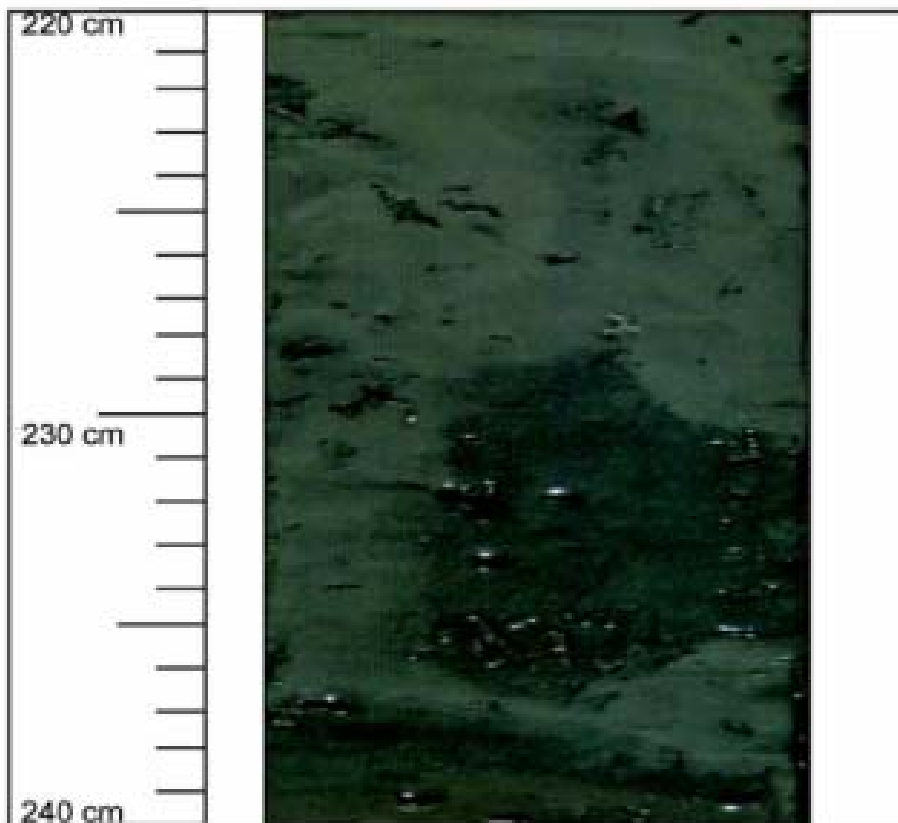


Fig. IV.19. Exemple de faciès sédimentaire D1: vase avec des poches sableuses (carotte BLKS 98 25, 220-240 cm).

Faciès D2: Vase héli-pélagique (Fig. IV.20.)

La surface de l'éventail du Danube (comme le bassin profond de la Mer Noire en entier, au-dessous de 200 m profondeur) est couverte par les dépôts héli-pélagiques Holocènes (décrits en détail dans le Chapitre I.3.c.): l'Unité I - vase à coccolites et l'Unité II - vase à sapropèles (Ross and Degens, 1974; Hay et al., 1990, 1991). Ces unités sont présentes dans toutes les carottes.

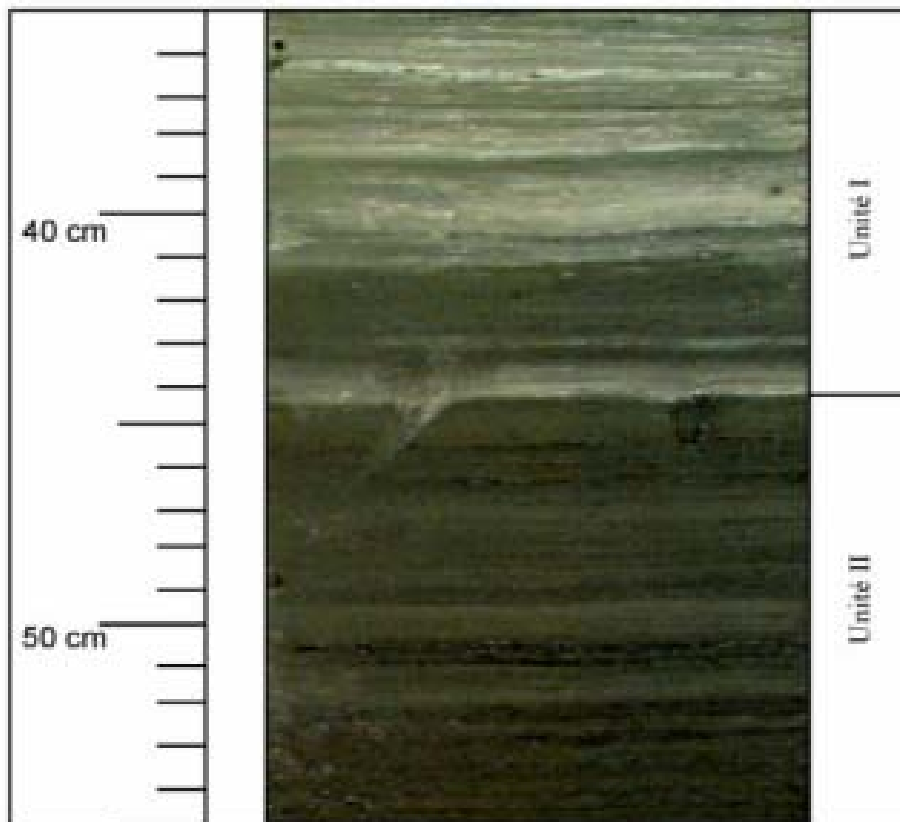


Fig. IV.20. Exemple de faciès sédimentaire D2: vase héli-pélagique – Unité I vase à coccolites et Unité II vase à sapropèles (carotte BLKS 98 26, 35-55 cm).

Faciès D3: Vase homogène (Fig. IV.21.)

Un faciès très particulier a été identifié dans les carottes localisées dans la zone profonde du bassin (BLKS98-20, BLCP98-21, BLKS98-22) intercalé dans les dépôts hémipélagiques holocènes (dans la sous-unité d'invasion finale des coccolites, à la proximité de sa limite inférieure). Il est constitué par un niveau de vase fine et homogène, particulièrement fluide (sans cohésion interne). Ce faciès est souvent décrit dans la littérature comme "turbidite" (Degens et al., 1978; Hay et al., 1991; Arthur et Dean, 1998; Wilkin et Arthur, 2001), dépôt de glissement ou "mud-flow" (Calvert et al., 1987; Calvert et Karlin, 1998). D'après Calvert et al. (1987) les propriétés minéralogiques et chimiques de ce niveau sont différentes par rapport aux unités adjacentes, et son âge ^{14}C est plus ancien. Si on considère par ailleurs l'homogénéité de ce faciès, l'absence de toute stratification et sa localisation en plein milieu des dépôts Holocènes au centre du bassin, une éventuelle origine turbiditique semble pourtant discutable.

D'autres niveaux d'intercalations sableuses ou vaseuses décrites par Lyons (1988) dans les dépôts holocènes des carottes situées le long de la marge sud du bassin n'appartiennent pas à ce faciès et sont probablement déposées par des écoulements gravitaires récents.

Les carottes contenant le faciès D3, décrites dans la littérature publiée ou inédites (Tableau 1) ont été localisées sur la carte, ainsi que de nombreuses carottes où ce niveau est absent (Fig. IV.22.).

| Source | Carotte | Coordonnées | Epaisseur du faciès D3 |
|--|-----------------|---------------------------------------|---|
| EROS 21 (Rapport de mission) | BS97-21 | 43° 19.675 / 32° 09.523 | 14 cm |
| Hay et al. (1991) | BC21 | 43° 05 / 32° 02 | 12 cm |
| Radan et Jipa (1975) | P6507-15 | 42° 52 / 32° 35 | 15 cm |
| Calvert et al. (1987) | 1432 | 43° 00.6 / 34° 04.5 | 37 cm |
| Degens et al. (1978) | 18 5, 11, 12 | ~ 42° 55 / 33° 45 ~42° 54 / 32° 55 | 5cm , 46 cm plus de 5 niveaux (> 2m) |
| Ross et al. (1970) | 1462K | 42° 02.8 / 33° 02.1 | ~22 cm |
| Arthur et Dean (1998) Wilkin et Arthur (2001) | GC66 | ~ 43° / 34° | ~20 cm |
| Calvert et Karlin (1998) | BS4-14 | ~43° 00 / 32° 15 | ~50 cm |

Tableau 1. Les carottes contenant le faciès D3.

La distribution des carottes qui contiennent le faciès mentionné semble se concentrer autour de la zone des volcans de boue (Chapitre I.3.d.). De plus, les niveaux vaseux intercalés dans les sédiments holocènes sont plus épais et plus nombreux à la proximité de cette zone (dans les carottes décrites par Degens et al., 1978). Cette distribution, corrélée avec la grande fluidité du sédiment pourrait être un argument en faveur de l'origine liée aux écoulements vaseux dans les volcans de boue. Ces écoulements seraient alors

originaires le plus probablement de TREDMAR, le plus récent des volcans (possiblement encore actif) et dont la dernière éruption a produit un écoulement très liquide, 3-4 m d'épaisseur sur le flanc du volcan (Limonov et al., 1997). Pourtant, une telle hypothèse est toujours discutable, car d'après certains auteurs, ces écoulements n'ont pas la capacité de se disperser sur des zones aussi étendues (Akhmetzhanov, comm. pers.). Dans ce cas, l'explication alternative de l'origine de ce faciès serait fondée sur des écoulements vaseux en provenant de la pente continentale de Crimée.

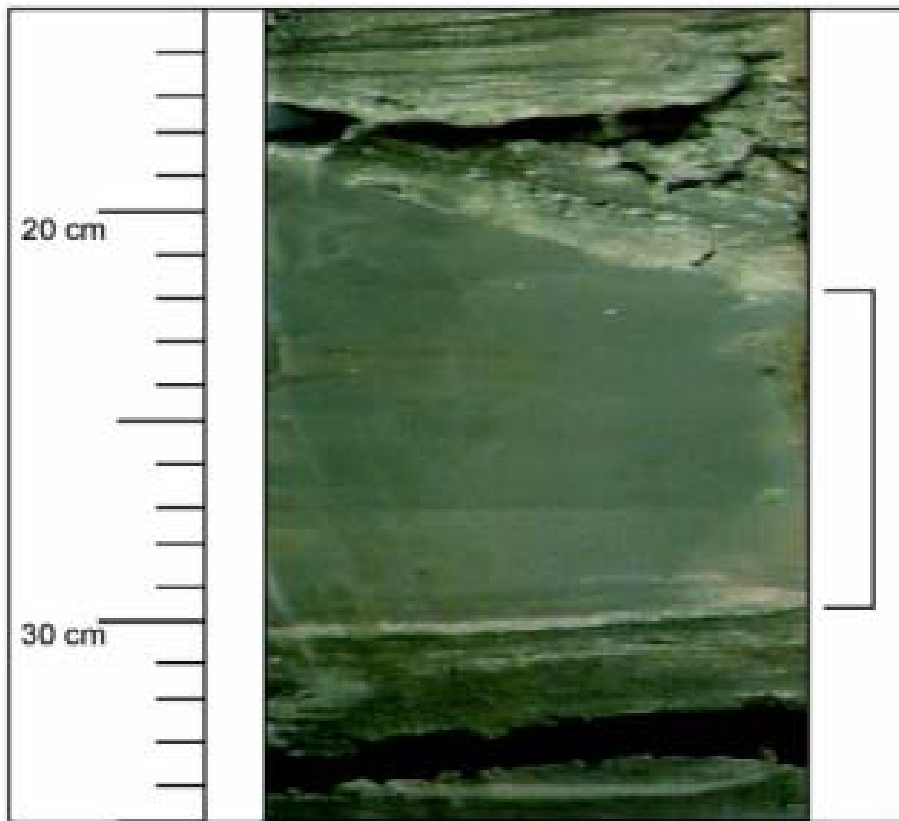


Fig. IV.21. Exemple de faciès sédimentaire D3: vase homogène (carotte BLCP 98 20, 15-35 cm).

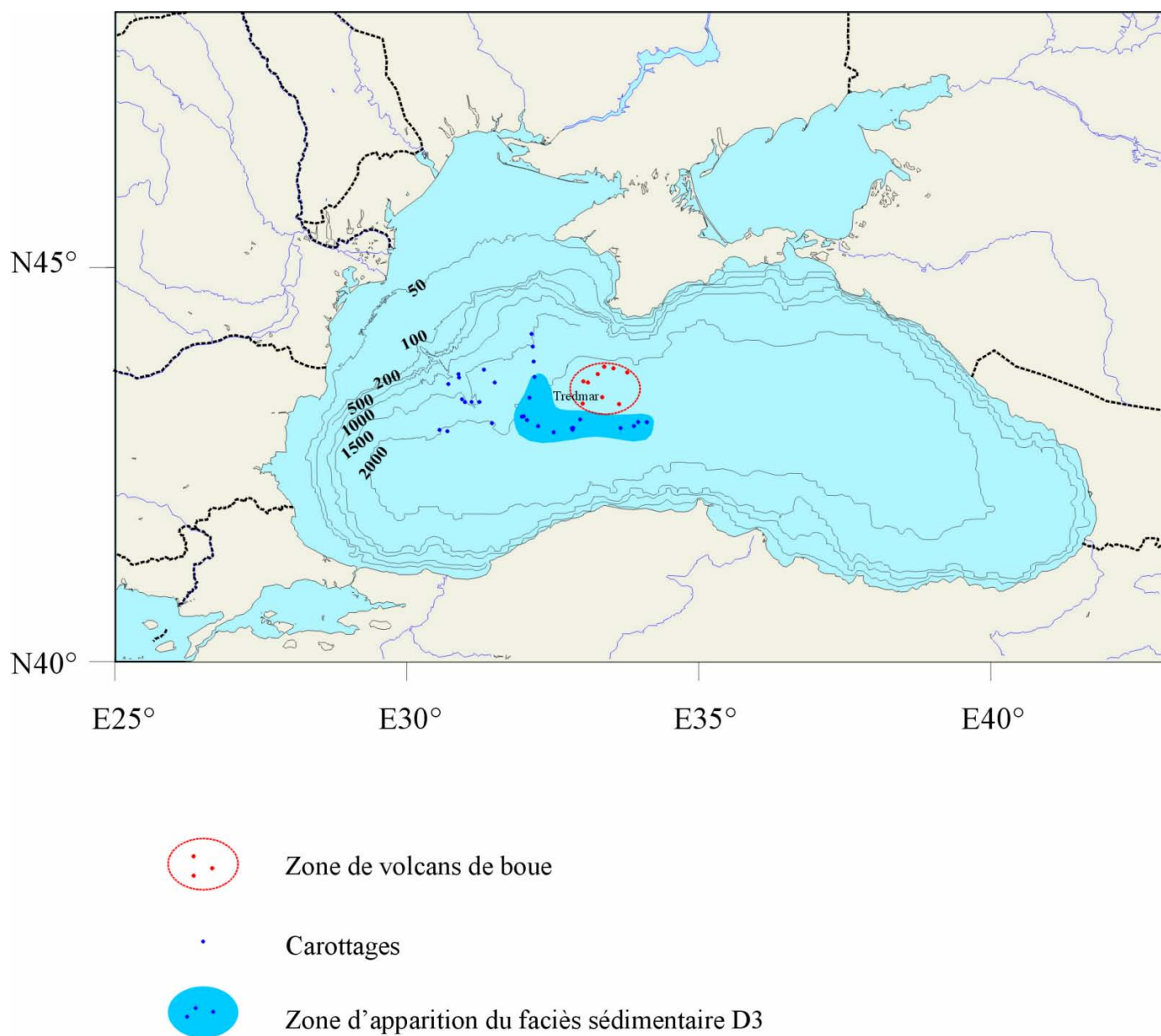


Fig. IV.22. La zone d'apparition du faciès sédimentaire D3 (la position des volcans de boue d'après Gaynanov et al., 1998).

Remarque

Tous les faciès reconnues dans les levées de l'éventail de l'Amazone (les faciès 3 à 9 de Normark et al., 1997) sont donc présents dans les levées de l'éventail du Danube (proximales, moyennes, distales ou confinées) échantillonnées par la plupart des carottes.

Par contre, dans l'éventail du Danube, aucune carotte n'a été prélevée dans l'axe d'un chenal actif (facies sismique HAR) ou dans des dépôt de transport en masse (facies sismique MTD) alors que les dépôts HARP ont été échantillonnés seulement dans leur partie supérieure. Ceci fait que plusieurs faciès sédimentaires définis dans l'éventail de l'Amazone sont absents dans les carottes BlaSON: les faciès 1, 10, 11, 12 de Normark et al., 1997. L'existence de faciès sismiques semblables dans les deux éventails suggère que des faciès sédimentaires équivalents pourraient s'y retrouver également.

IV.4. Structure sédimentaire du chenal du Danube

Dans cette partie nous allons présenter la structure sédimentaire du dernier système chenal-levée de l'éventail du Danube - que nous appelons « chenal du Danube », du haut de la pente jusqu'au bassin profond.

IV.4.a. Le chenal du Danube sur la pente supérieure

IV.4.a.1. Données sismiques et bathymétriques

Le chenal du Danube s'est développé sur la pente en prolongation du canyon du Danube.

Sur la pente supérieure (entre le canyon du Danube et ~1400 m profondeur), le système est constitué d'un chenal unique avec des levées bien développées (Fig. IV.23.).

Les levées sont fortement asymétriques: la levée droite (SW) est plus haute et plus large que la levée gauche (NE). Ce type d'asymétrie, fréquemment décrit dans les éventails profonds, est généralement attribuée à l'effet de la force de Coriolis (Menard, 1955).

La partie haute des levées est affectée par des loupes d'arrachement concaves vers le talweg, qui indiquent l'omniprésence des glissements tout le long du chenal. Une loupe d'arrachement exceptionnellement large (4,5/2,4 km) est visible sur la carte bathymétrique (Fig. IV.24.), dans la partie supérieure de la levée droite. Elle semble correspondre à une zone de remontée de gaz (chapitre III, Fig. III.8.).

Le chenal a un tracé légèrement sinueux et présente une vallée majeure de 4,5-5 km de large, réincisée par un talweg axial qui représente la continuation sur la pente du talweg incisé dans le canyon du Danube. La vallée majeure est partiellement comblée et son remplissage sédimentaire montre plusieurs phases de dépôt séparées par des discontinuités érosives (I, II, III et IV, Fig. IV.25.a, b, c). La plus ancienne de ces surfaces d'érosion (I) tronque les hautes levées du système, ce qui montre que le remplissage de la vallée n'est pas simultané mais postérieur à la mise en place des levées. Pour cette raison, on les appellera par la suite « levées initiales ».

Les surfaces d'érosion I à IV correspondent à des terrasses emboîtées, plus ou moins parallèles le long de la vallée, visibles dans la bathymétrie (Fig. IV.24., IV.26). Le bord des terrasses affecté par l'érosion consiste en une succession quasi-continue de loupes d'arrachement.

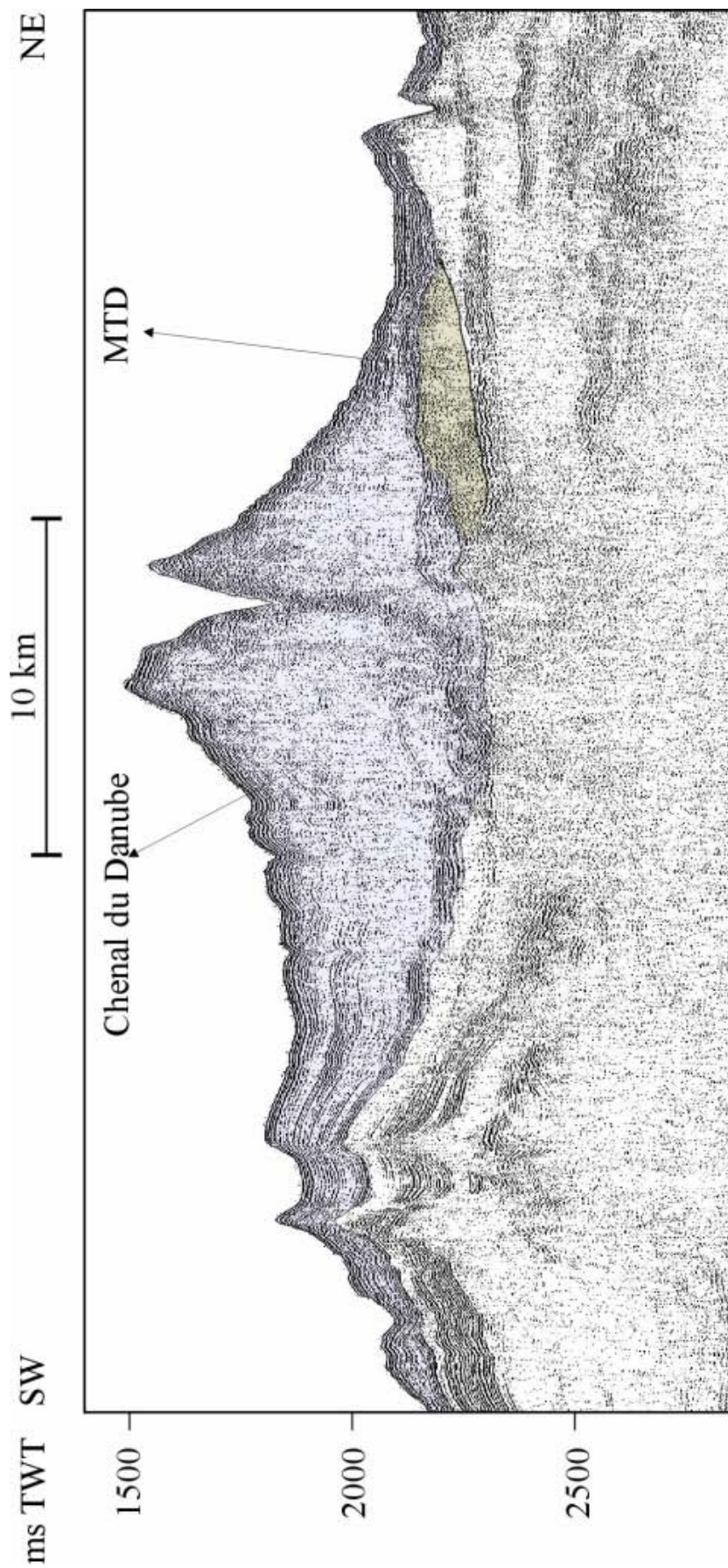


Fig. IV.23. Profil sismique 39 HR monotracer. Localisation dans la Fig. IV.2.

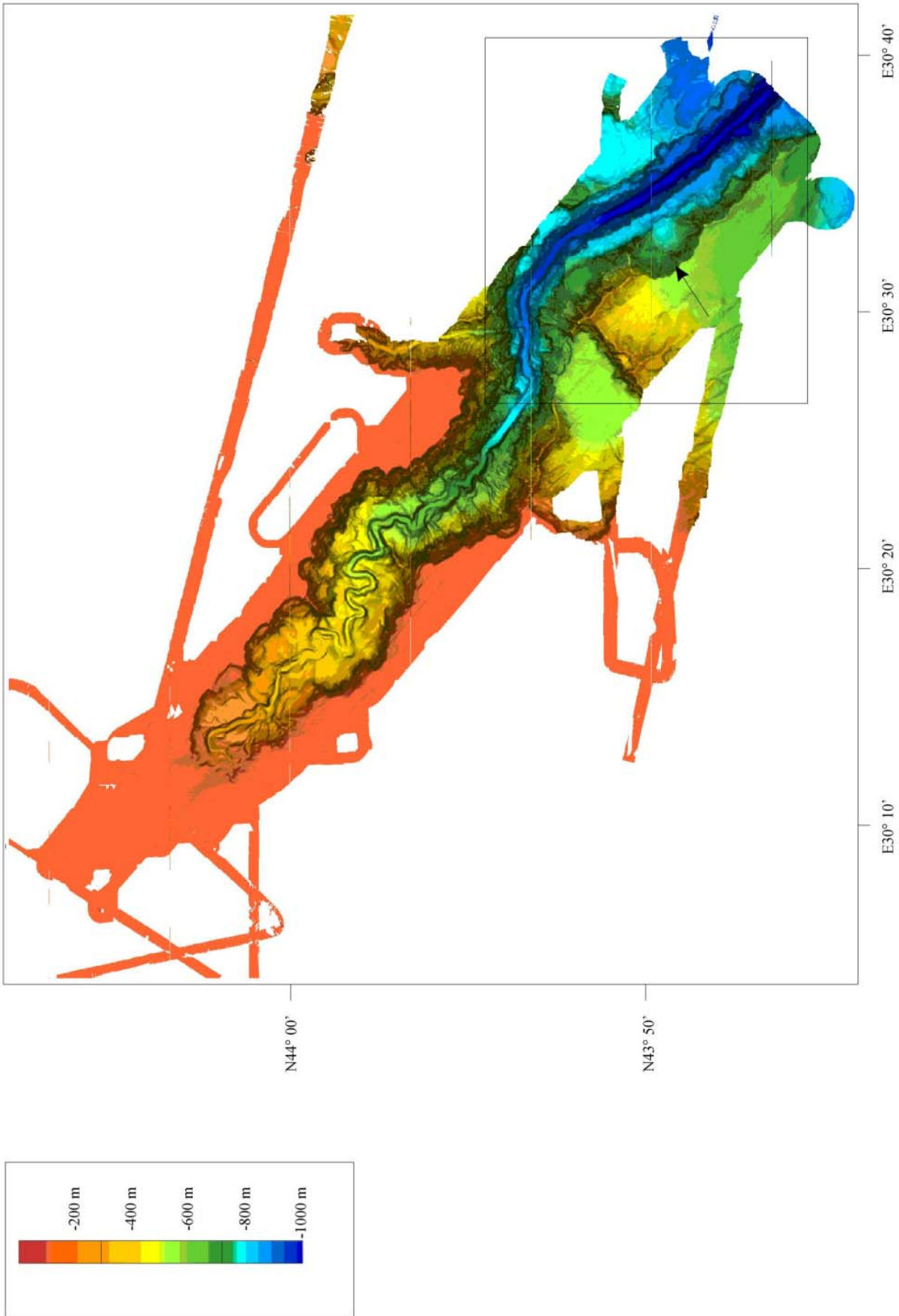


Fig. IV.24. La carte bathymétrique (EM1000) de la zone supérieure du chenal du Danube (dans le cadre) par rapport au canyon du Danube. La flèche indique une loupe d'arrachement exceptionnellement large, qui semble associée à une zone de remontée de gaz (Fig. III.8).

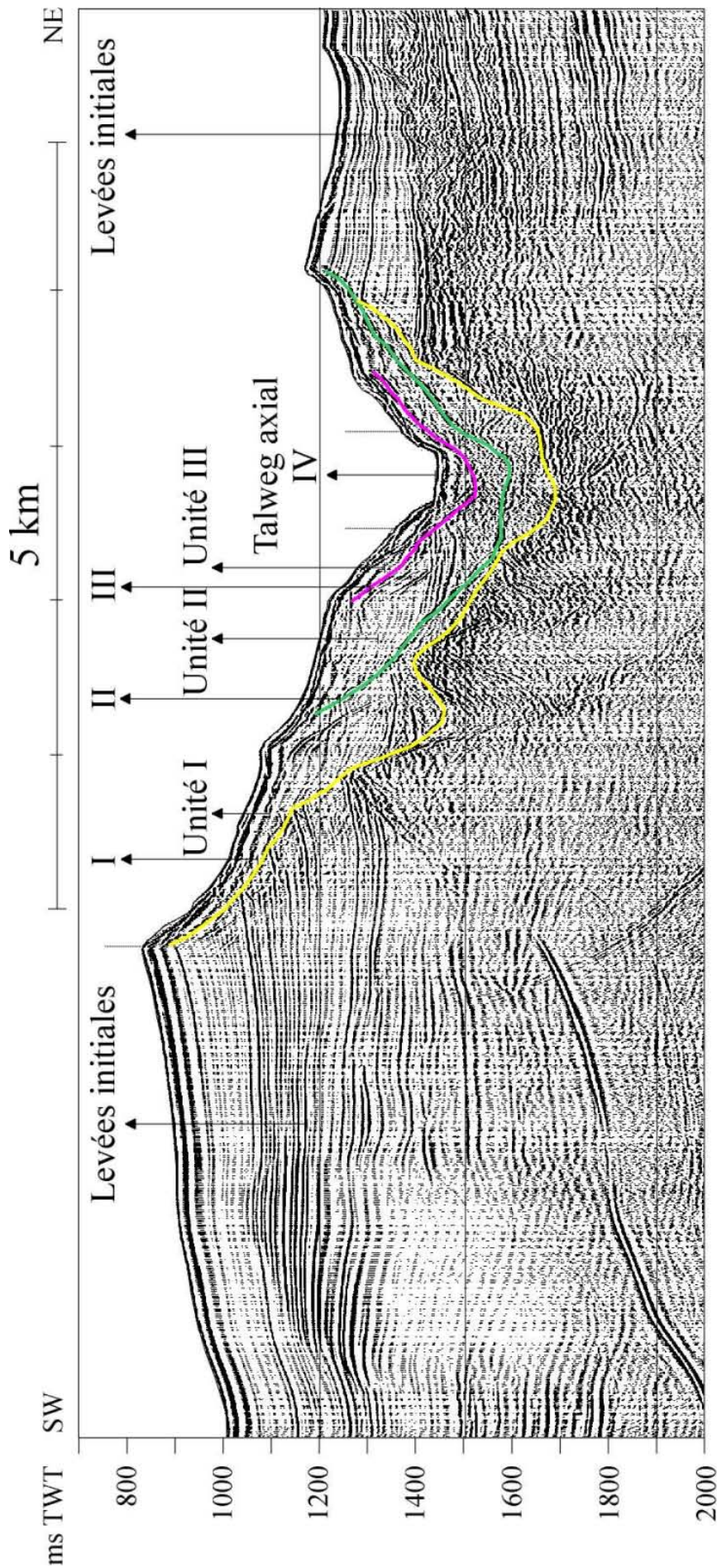


Fig. IV.25.a. Profil sismique 25 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2. I, II, III, IV = surfaces de discontinuité érosives.

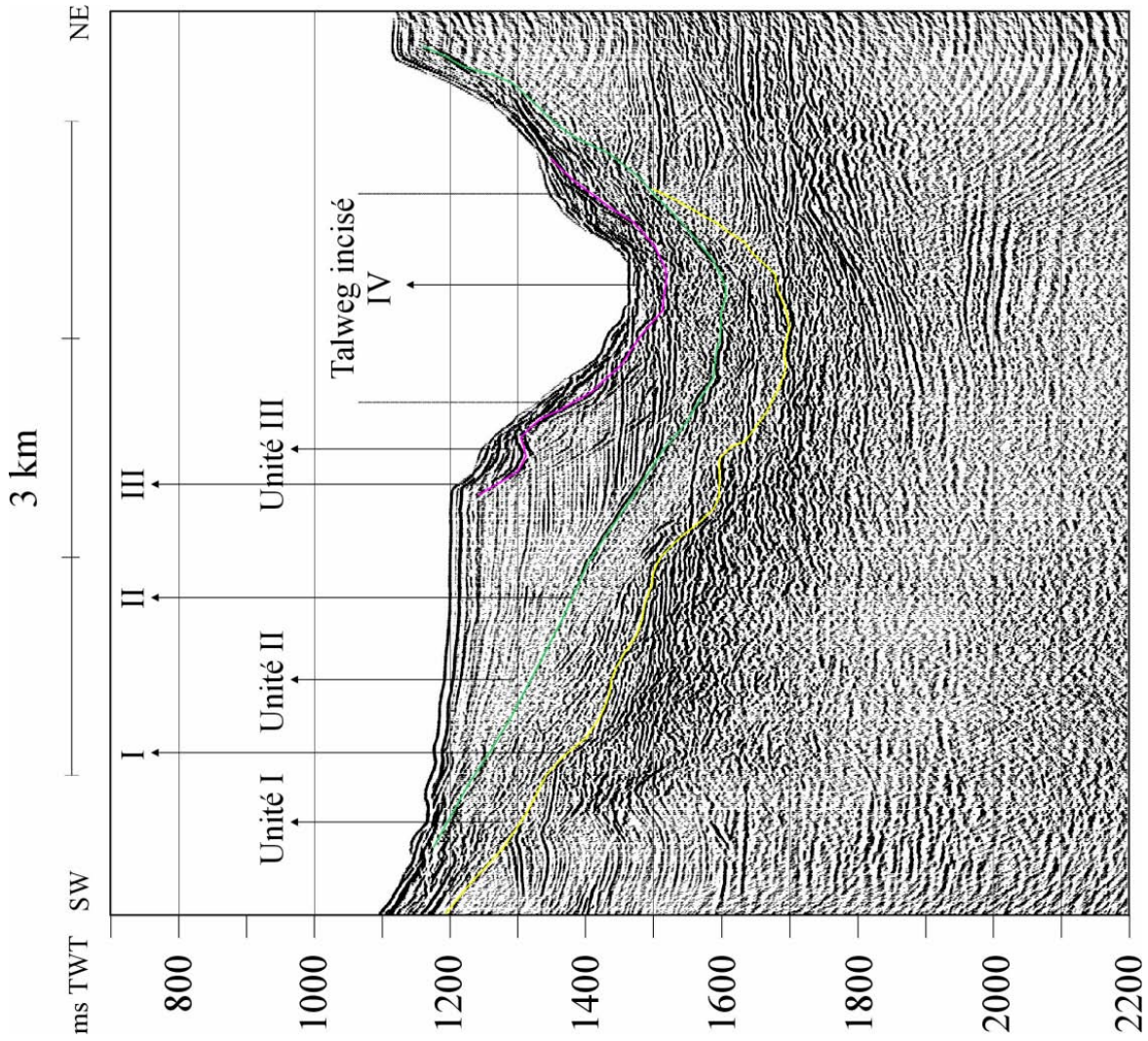


Fig. IV.25.b. Profil sismique 51 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.

I. II. III. IV = surfaces de discontinuité érosives

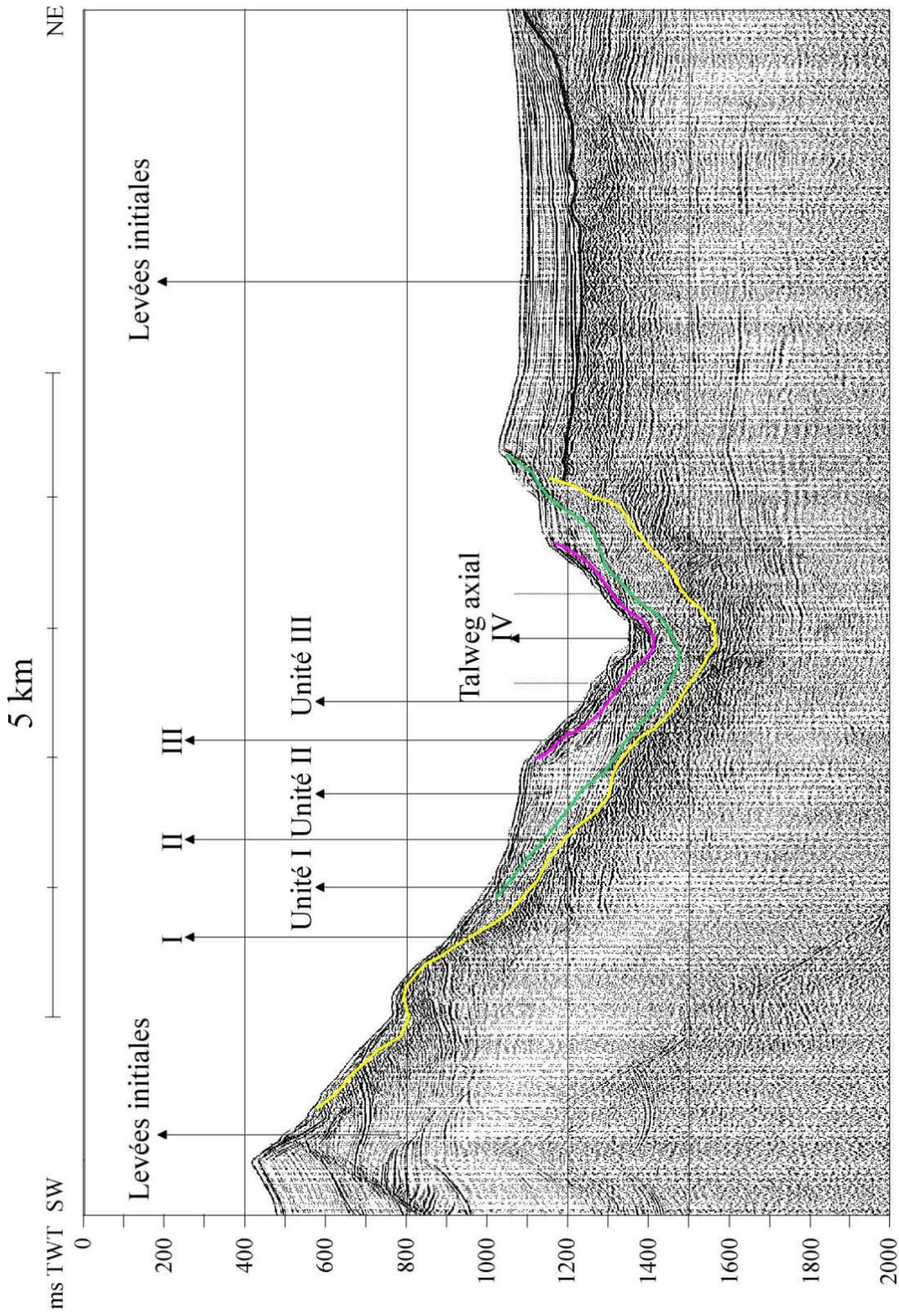


Fig. IV.25.c. Profil sismique 57 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.
I, II, III, IV = surfaces de discontinuité érosives.

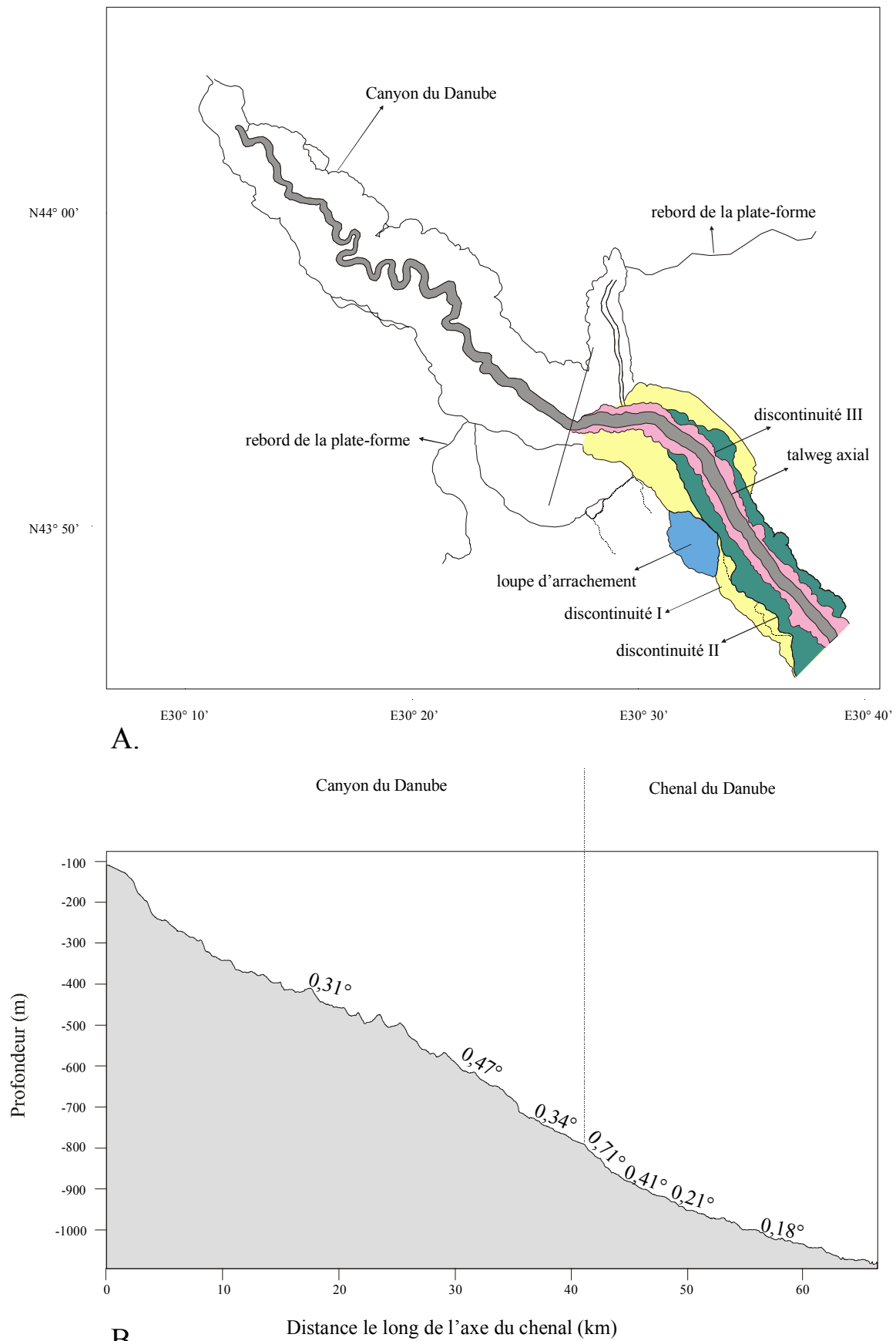


Fig. IV.26. La morphologie de la partie supérieure du chenal du Danube:
 A. Les discontinuités érosives à l'intérieur du chenal et les terrasses correspondantes,
 B. La pente le long du chenal axial incisé. La limite entre le canyon et le chenal du Danube est marquée par une rupture de pente et par le passage à un profil concave.

Les dépôts tronqués par les surfaces d'érosion sont mieux développés du côté droit de la vallée en regardant vers l'aval (tout comme les levées initiales). Par conséquent, les terrasses sont elles aussi mieux développées de côté droit de la vallée (Fig. IV.25.). Cependant, cette asymétrie n'est pas associée à une migration claire vers la gauche, car l'axe de toutes les surfaces d'érosion se situe relativement sur la même verticale.

La plus récente des discontinuités (IV) constitue l'actuel talweg axial incisé. Il a environ 300 m de large au niveau du fond plat et 600 à 750 m au sommet de ses flancs raides (20-30°). Le profil longitudinal du talweg (réalisé à partir de données bathymétriques) montre que la limite entre le canyon du Danube (le segment distal E) et le chenal du Danube est marquée par (1) une rupture de pente (de 0,34° dans le canyon à 0,71° dans le chenal), et (2) par le passage à un profil concave dont la pente diminue graduellement de 0,71° (12,52‰) à la partie supérieure, à 0,18° (3,21‰) quelques 20 km en aval (Fig. IV.26.). Pour comparaison, dans le dernier chenal de l'éventail profond de l'Amazone la pente diminue de 8‰ dans la zone de transition canyon-chenal à 1‰ à l'extrémité distale du chenal (Hiscott et al., 1997). De même, dans le dernier chenal de l'éventail du Rhône (la Vallée du Petit Rhône), la pente baisse de 27‰ dans le canyon à 4,5‰ dans la partie distale (Torres et al., 1997).

Les surfaces d'érosion sont profondément incisées en haut de pente (profil 25, Fig. IV.25.a.), là où le talweg actuel (IV) se situe au niveau de la base des levées initiales, et la plus ancienne des surfaces (I) est entaillée 150 ms plus bas. Sur le profil 39 (30 km en aval, Fig. IV.27.a.) le talweg se trouve environ à 350 ms au-dessus de la base des levées initiales, et la discontinuité I est à 100 ms plus haut par rapport au même niveau. Sur le profil 18 (en aval du premier point d'avulsion, à 35 km en aval du profil 39, Fig. IV.27.b.), le talweg incisé est absent et la discontinuité I se trouve 150 ms au-dessous de la base des levées initiales. La hauteur des levées initiales est relativement constante sur les trois profils alors que la profondeur des surfaces de discontinuité diminue en descendant la pente; en conséquence, sur les profils plus distaux 39 et surtout 18, les dépôts du chenal (faciès HAR) correspondants aux levées initiales deviennent visibles en dessous de la discontinuité I (Fig. IV.27.). Même si les discontinuités sont plus profondément incisées en haut de pente, leur largeur reste relativement constante le long du chenal.

IV.4.a.2. Données acoustiques

La mosaïque acoustique croisée par le profil 39 (Fig. IV.28.) montre que le talweg incisé se présente en général comme une zone de forte réflectivité, interrompue par des zones de réflectivité moyenne à faible. Les levées initiales sont caractérisées par une réflectivité

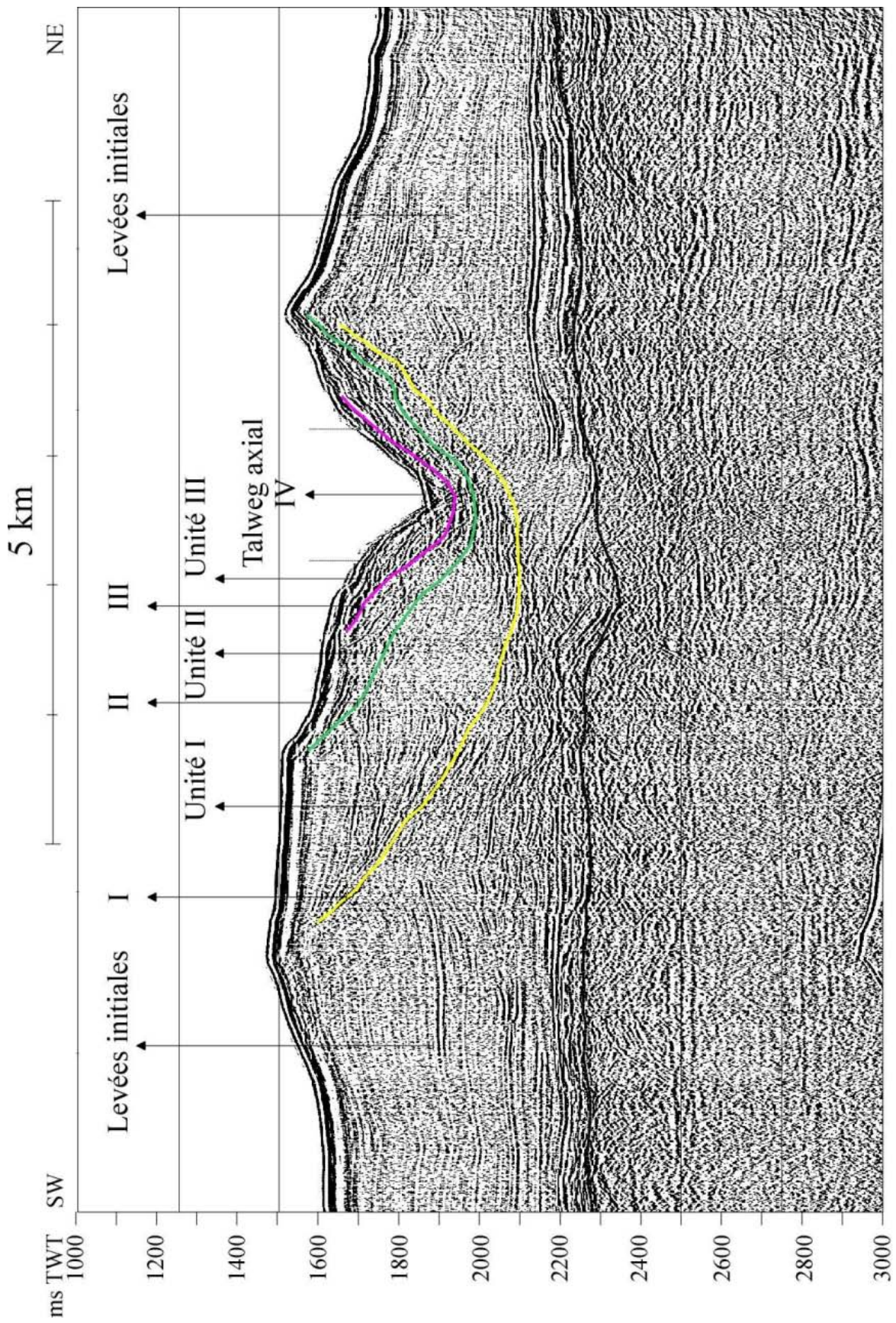


Fig. IV.27.a. Profil sismique 39 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2. I, II, III, IV = surfaces de discontinuité érosives.

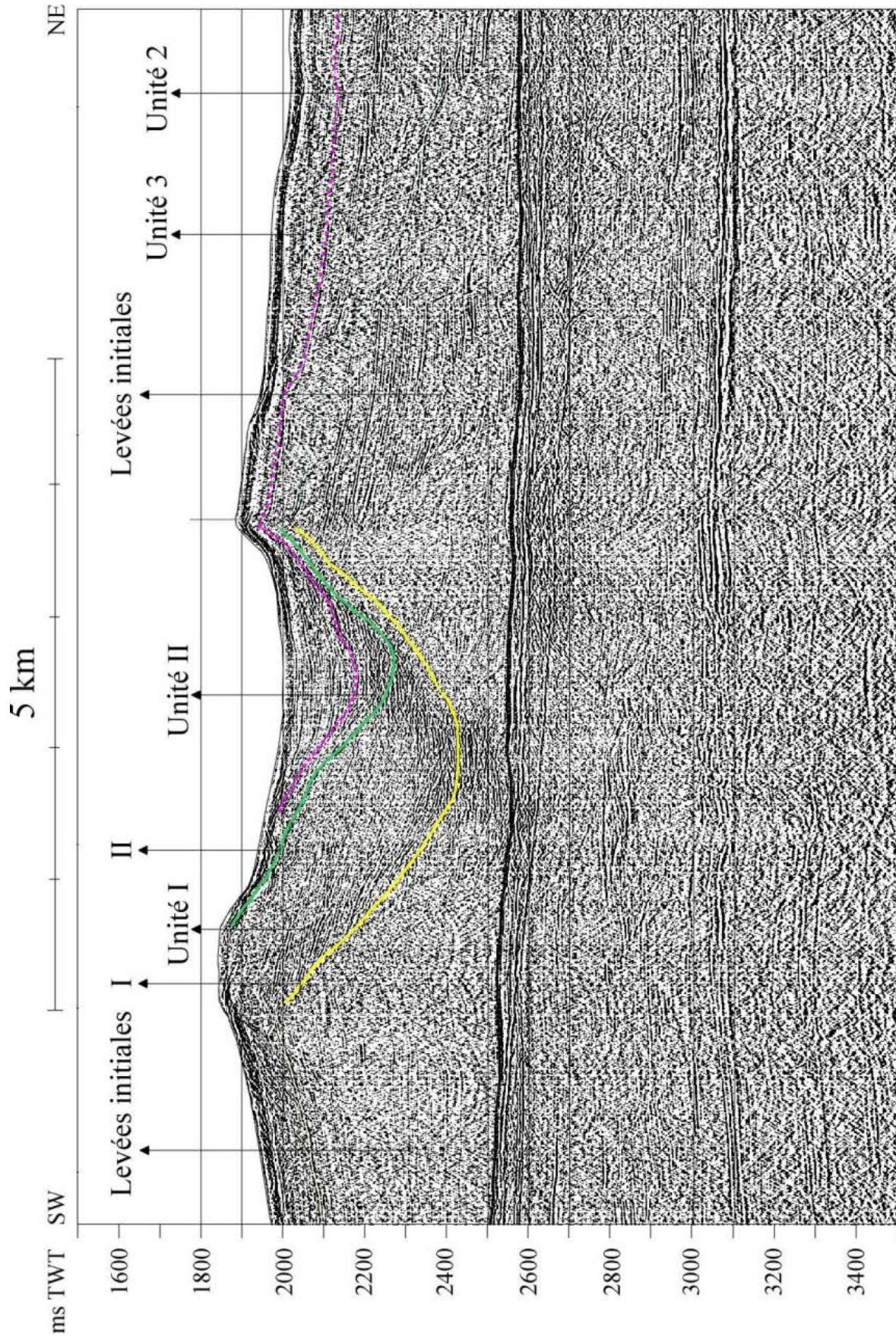


Fig. IV.27.b. Profil sismique 18 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.

I, II = surfaces de discontinuité érosives.

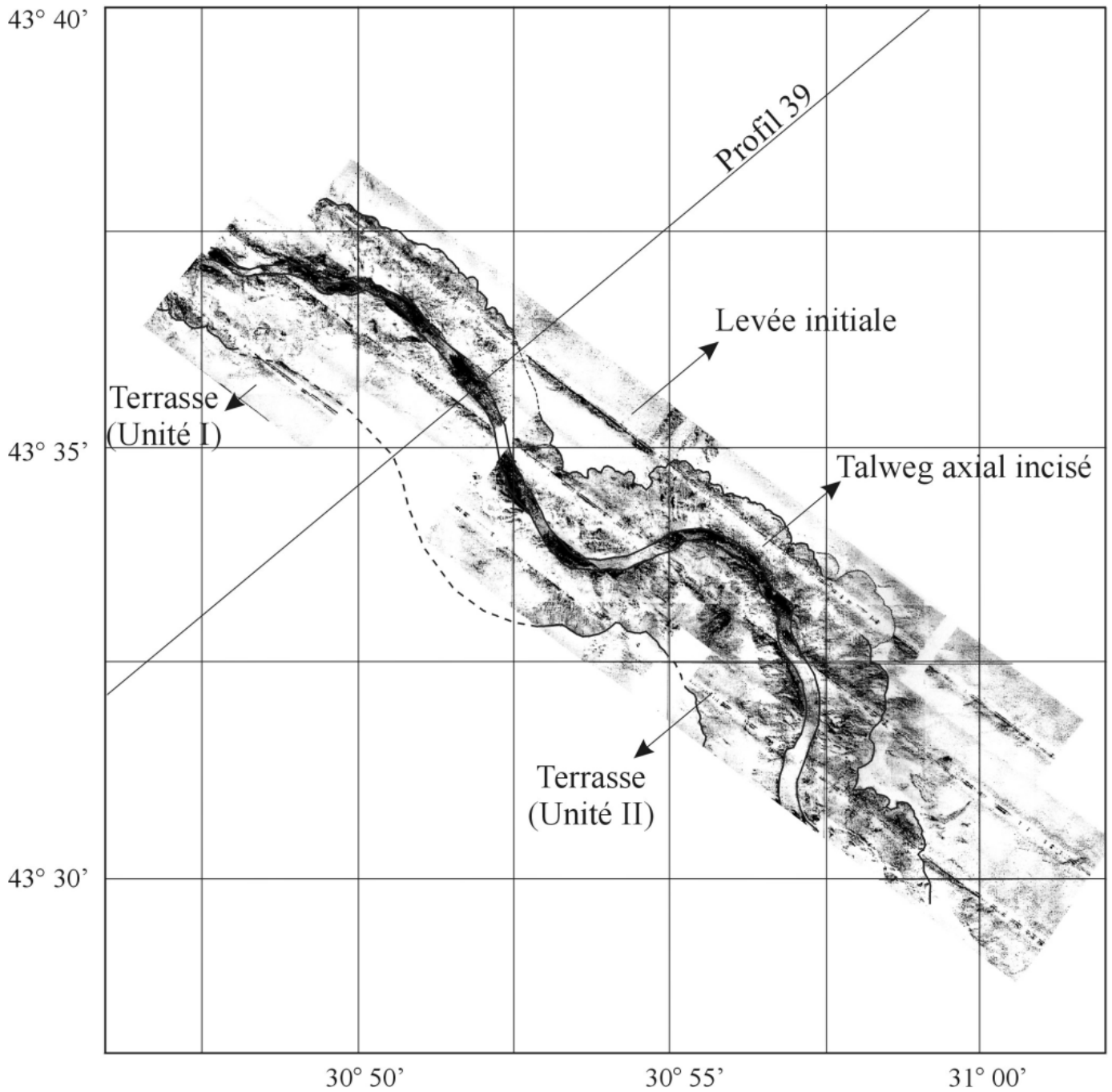


Fig. IV.28. Image acoustique de la partie supérieure du chenal du Danube (mosaïque OKEAN traitée par G.L. et V.B. Podshuveit, 1995).

faible et homogène, ainsi que les dépôts lités qui forment les terrasses. Les zones de relief abrupt sur les flancs du chenal sont associées à des zones de réflectivité hétérogène.

La forte réflectivité de l'axe du talweg a été souvent remarquée dans les éventails profonds du Mississippi (Kenyon et al., 1992), Indus (Kenyon et al., 1995), Rhône (Torres, 1995, O'Connell et al., 1995), Amazone (Damuth et al. 1995) ou Zaïre (Droz et al., 1996), où elle a été attribuée aux sédiments plus grossiers qui se trouvent dans le chenal ou à la rugosité du fond du talweg. Aucune carotte dans le talweg du chenal du Danube n'est disponible pour vérifier directement cette hypothèse, mais Konyukhov (1997) a décrit les sédiments au fond du chenal du Danube comme une alternance de lamines sableuses et silteuses.

IV.4.a.3. Données sédimentologiques

Deux carottes nous ont permis d'évaluer les caractéristiques des sédiments dans la partie supérieure du système (la zone des profils 25 et 51). La carotte BLKS 98 26 a été analysée de point de vue granulométrique (annexe 2) et paléontologique (annexe 3).

- la carotte BLKS98-27 (6,18 m en longueur, Fig. IV.29.) a été prélevée à 651 m de profondeur dans la levée initiale droite. Les dépôts holocènes typiques (vase à coccolites et vase à sapropèles, faciès D2) couvrent les sédiments vaseux: le faciès A8-9 (silt et argile avec des taches et des niveaux noirs) prédomine dans la partie supérieure jusqu'à 2 m de profondeur, alors que le faciès A6 (alternance de lamines silt/argile) caractérise le reste de la carotte. La densité des cycles turbiditiques est très élevée dans la partie inférieure (jusqu'à 5 cycles/cm) et diminue vers le sommet. Les lamines silto-sableuses qui forment la base des cycles sont plus grossières dans la partie inférieure de la carotte, ce qui se traduit par une tendance générale de granoclassement normal. Sur le profil chirp la carotte correspond à un faciès plus transparent; elle s'est arrêtée à la limite supérieure d'une alternance de niveaux de forte et faible réflectivité, probablement avec un contenu plus élevé de sédiments sableux (Fig. IV.29.b.).

Cette association de faciès avec les sédiments les plus fins de toutes les carottes semble en concordance avec l'emplacement de la carotte au sommet de la haute levée initiale: seulement la partie supérieure des courants des turbidité peut dépasser la hauteur des levées, alors que le reste du sédiment est transporté le long du chenal vers le bassin profond.

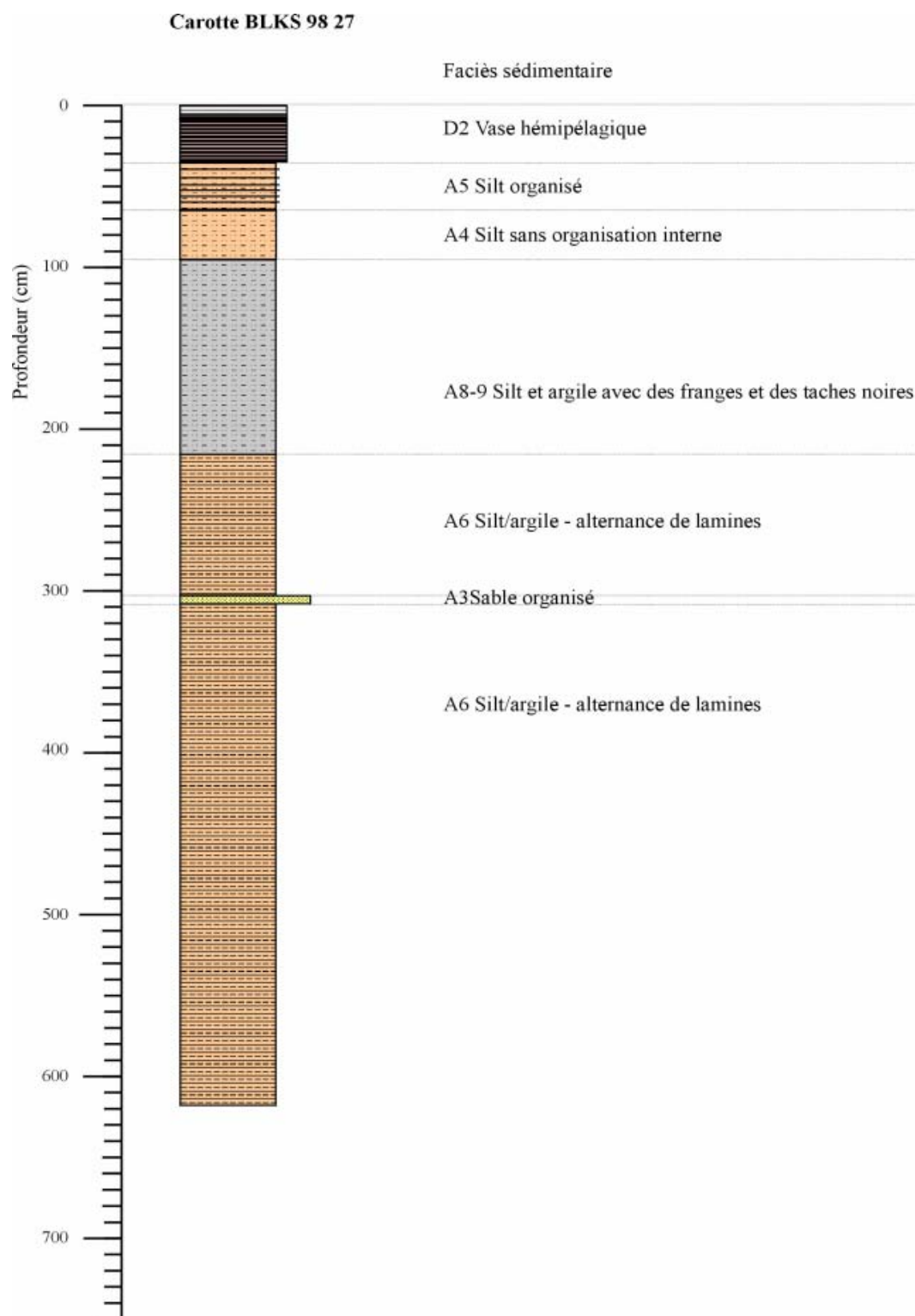


Fig. IV.29.a. Carotte BLKS 98 27 (651 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.

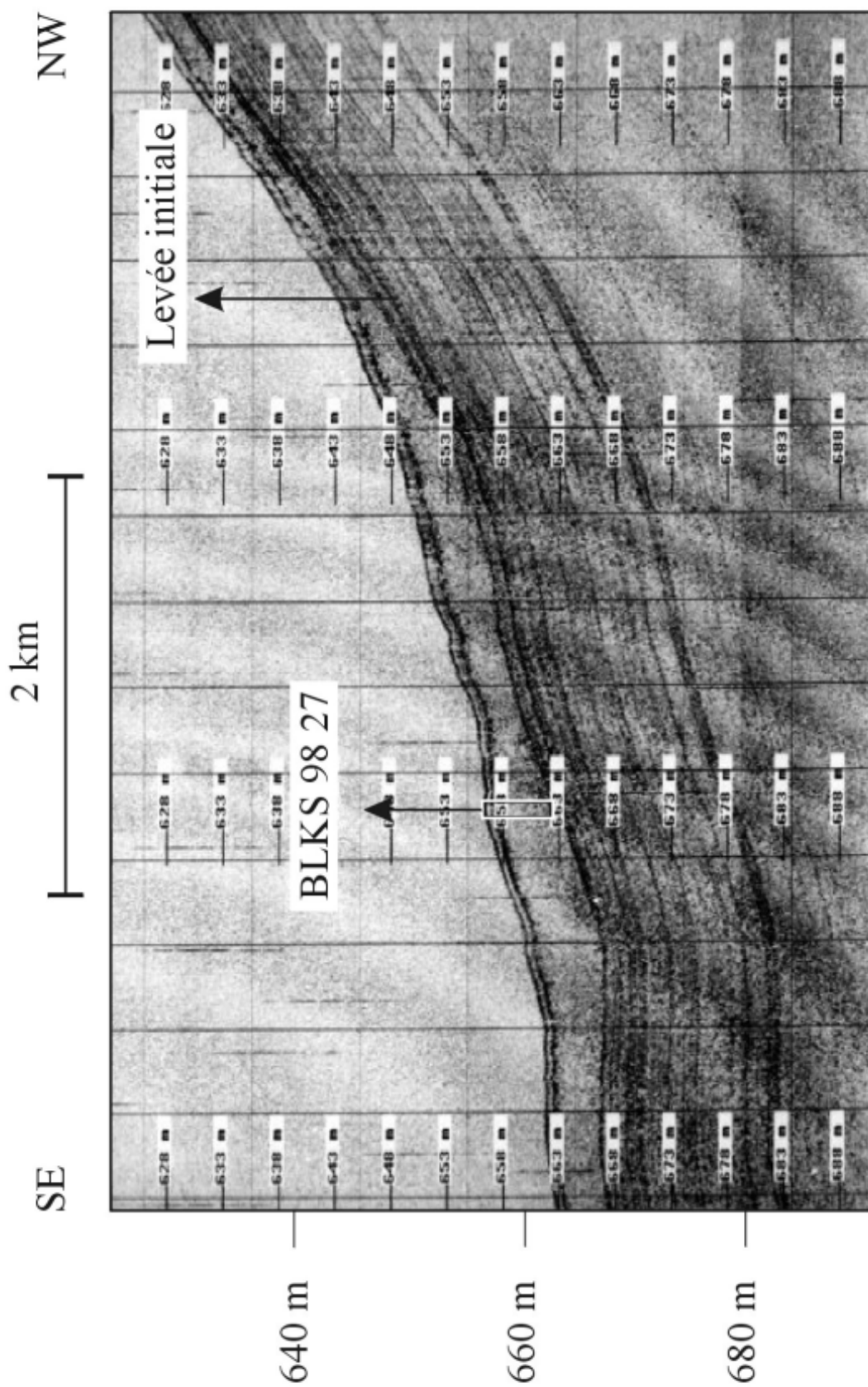


Fig. IV.29.b. Carotte BLKS 98 27: position sur le profil chirp 52.

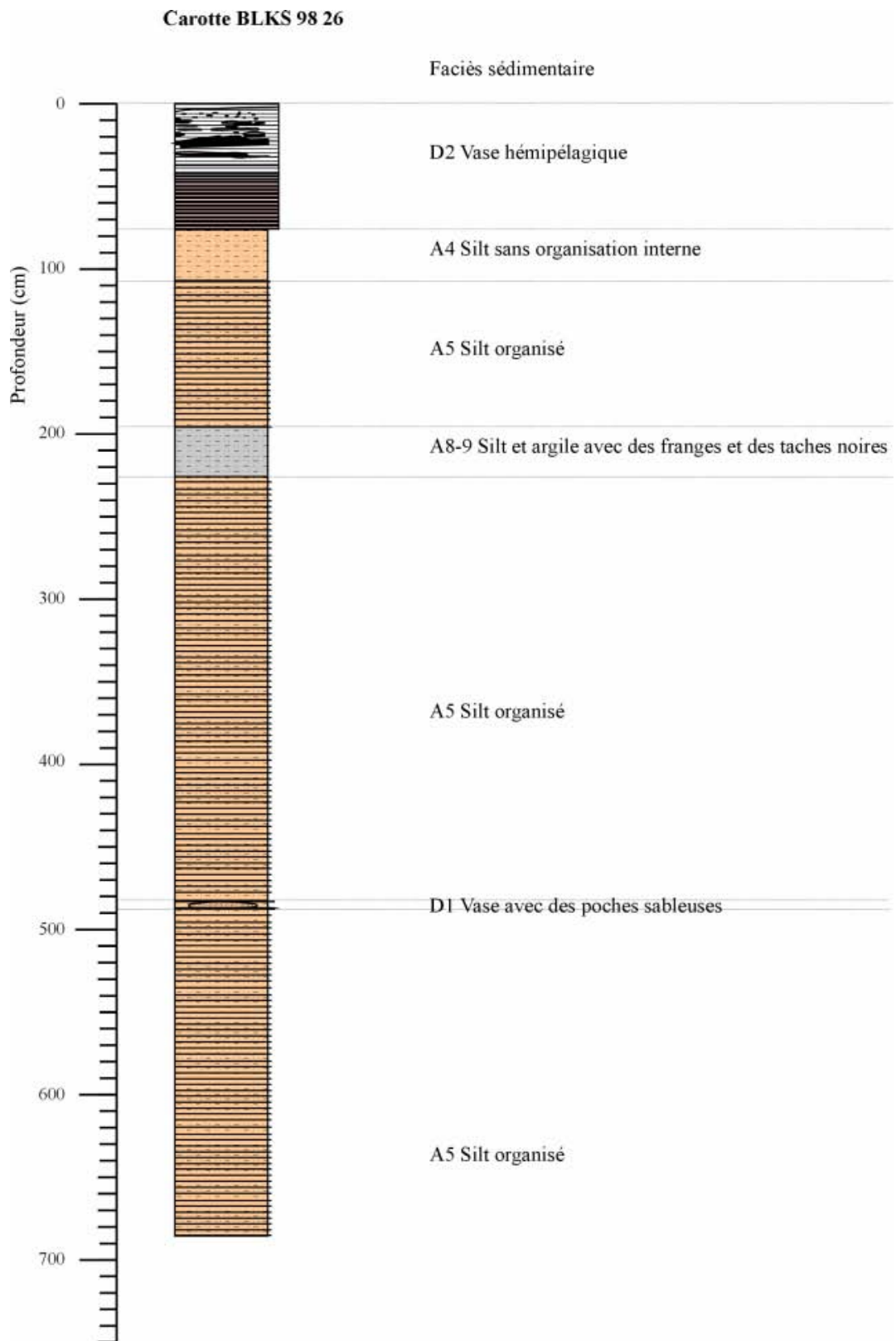


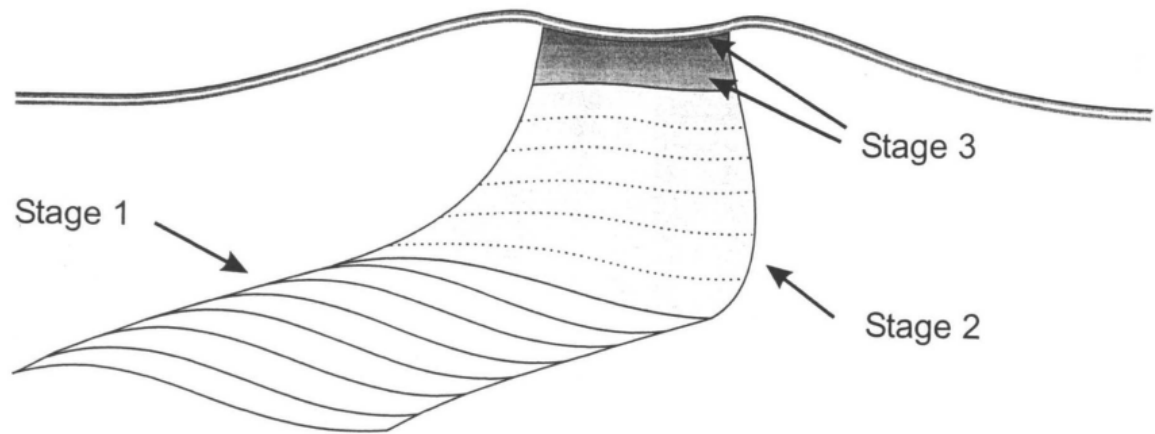
Fig. IV.30. Carotte BLKS 98 26 (920 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.

- la carotte BLKS98 –26 (6,87 m en longueur, Fig. IV.30.) a été prélevée à 920 m de profondeur dans le sommet des dépôts lités qui couvrent la surface d'érosion II (et constituent l'unité II et la terrasse équivalente). Les dépôts turbiditiques sont également couverts par les sédiments Holocènes. La vase à coccolites contient des « galets » de sapropèles intercalés, ce qui indique la présence des phénomènes récents d'instabilité localisés probablement sur le relief abrupt adjacent à la terrasse. Les turbidites correspondent à des cycles caractérisés par une lamine silteuse ou sableuse à la base (faciès A5), associés dans la partie supérieure de la carotte à des faciès du type A4 (silt sans organisation interne) et A8-9. Les cycles sont plus épais que dans la carotte 27, et localement on peut distinguer le granoclassement normal à l'intérieur d'un cycle, ainsi que le contact franc à la base. A l'échelle de la carotte on retrouve la même tendance de granoclassement normal. Les faunes identifiées sont représentées presque exclusivement par une association d'ostracodes (dominée par *Candona* sp.) qui indique un milieu de salinité réduite (saumâtre à doux).

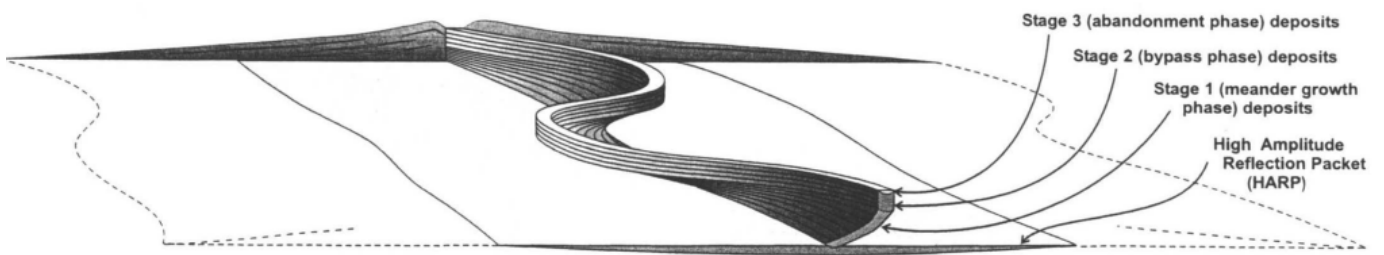
IV.4.a.4. Discussion

La structure sédimentaire du chenal du Danube dans sa partie supérieure, et surtout la configuration de son remplissage, montre que le chenal s'est construit au cours de plusieurs phases de dépôt, interrompues par des phases d'érosion.

Le système initial constituait le type « classique » de système chenal-levées. Il avait des grandes levées asymétriques et un tracé légèrement sinueux qui continuait en aval des points d'avulsions vers le bassin profond (l'unité 0 de Popescu et al., 2001). Ses levées sont préservées dans la morphologie actuelle (les levées initiales), alors que les dépôts de chenal – complètement érodés dans la partie proximale du chenal – se retrouvent plus bas (sur les profils 39 et 18) en partie sous la discontinuité érosive I. Les deux profils mentionnés sont situés dans des méandres (comme indiqué par les données acoustiques), et les dépôts de chenal (le faciès HAR) montrent une migration latérale vers l'extérieur du méandre (Fig. IV.23, IV.27.). Ce type de distribution verticale est associée à l'élargissement du méandre qui représente le premier stade de développement d'un chenal sous-marin (Peakall et al., 2000, Fig. IV.31.). Cette phase serait suivie par un stade d'équilibre, avec une aggradation presque verticale du chenal, et ensuite par un stade d'abandon du chenal, qui est graduellement rempli.



A.



B.

Fig. IV.31. Schéma de développement d'un chenal sous-marin: (A) Section transversale, (B) Vue 3D (d'après Peakall et al., 2000)

Stade 1 – migration latérale associée à l'élargissement du méandre,
 Stade 2 – aggradation verticale du chenal qui constitue une zone de by-pass,
 Stade 3 – abandonnement du chenal.

La discontinuité érosive I tronque les levées initiales tout le long du chenal en aval de la transition canyon/chenal jusqu'au premier point d'avulsion (A1); aucun profil BlaSON n'a été acquis en aval de ce point, et les données disponibles n'ont pas la résolution nécessaire pour identifier cette surface.

Les dépôts qui se sont développés au-dessus de la discontinuité I constituent l'unité I et appartiennent à trois types de faciès:

- un faciès de type MTD (transparent, sans organisation interne), localisé au fond de l'entaille et visible uniquement dans la zone proximale du chenal (Fig. IV.25.).
- un faciès lité qui couvre le faciès précédent, se termine en onlap sur la surface d'érosion I et constitue la terrasse I. Dans la zone proximale du chenal cette terrasse est rarement préservée (Fig. IV.24., IV.25.) car elle est recoupée par la surface d'érosion II. Dans la zone plus distale, ce faciès déborde légèrement et continue par dessus des levées initiales.
- un faciès de type HAR (réflecteurs discontinus de forte amplitude) dans l'axe du chenal, visible uniquement sur les profils plus distaux (39, 18, Fig. IV.27.) où il a été préservé de la phase d'érosion II. Latéralement, il passe au faciès lité. Verticalement, il suit une migration vers l'extérieur du méandre.

L'unité I se présente donc comme un **système chenal-levée confiné**, qui s'est développé à l'intérieur de l'entaille créée par un événement érosif majeur.

La discontinuité érosive II tronque les levées de l'unité I ou, sur le côté gauche du chenal, les levées initiales. Cette discontinuité peut être identifiée le long du chenal jusqu'au premier point d'avulsion (A1). L'unité II développée en dessus de cette discontinuité ressemble à l'unité I. Elle est formée d'un faciès transparent désorganisé situé au fond, couvert par le faciès lité qui forme la terrasse II. Cette terrasse est particulièrement bien marquée dans la bathymétrie au niveau de la zone proximale du chenal, et les dépôts échantillonnés à cet endroit (carotte BLKS98-26) consistent en un faciès typique de levée (A5). En aval, ce faciès de levée devient plus transparent.

La discontinuité érosive III se trouve relativement dans l'axe de l'unité II, ce qui fait que la terrasse II est préservée des deux côtés du chenal. L'unité III qui la recouvre consiste en des réflecteurs de plus forte amplitude et de faible continuité. La partie supérieure de ce faciès semble déborder légèrement pour continuer latéralement comme un niveau transparent par dessus des levées antérieures (les levées initiales et celles des unités I et II).

La discontinuité III et l'unité III ne se retrouvent plus dans le remplissage du chenal en aval du dernier point d'avulsion (A2). Le profil 18 situé entre les points d'avulsion A1 et A2 montre les discontinuités I et II, avec les unités qui leurs correspondent (Fig. IV.27.b.);

la surface de l'unité II est recouverte par un faciès de drapage qui montre que le chenal a été abandonné et progressivement colmaté.

La discontinuité IV constitue l'actuelle incision axiale. C'est une structure que l'on peut identifier le long du système, comme talweg incisé dans le canyon du Danube (en amont) ou comme chenal qui construit des levées (en aval du dernier point d'avulsion A2). Ce talweg n'a pas de dépôt latéral à l'intérieur (ou du moins ils ne sont pas visibles à l'échelle de la sismique).

Peu de systèmes chenaux-levées de ce type, avec un remplissage sédimentaire postérieur à la mise-en place des levées et un talweg incisé, ont été décrites dans la littérature jusqu'à présent. La Vallée Sous-marine du Petit-Rhône est un de ces systèmes (Droz et Bellaiche, 1985; Torres, 1995; O'Connell et al., 1995; Torres et al., 1997). Le remplissage de la Vallée du Petit-Rhône a été subdivisé par Torres (1995) en 3 sous-unités (Fig. IV.32.):

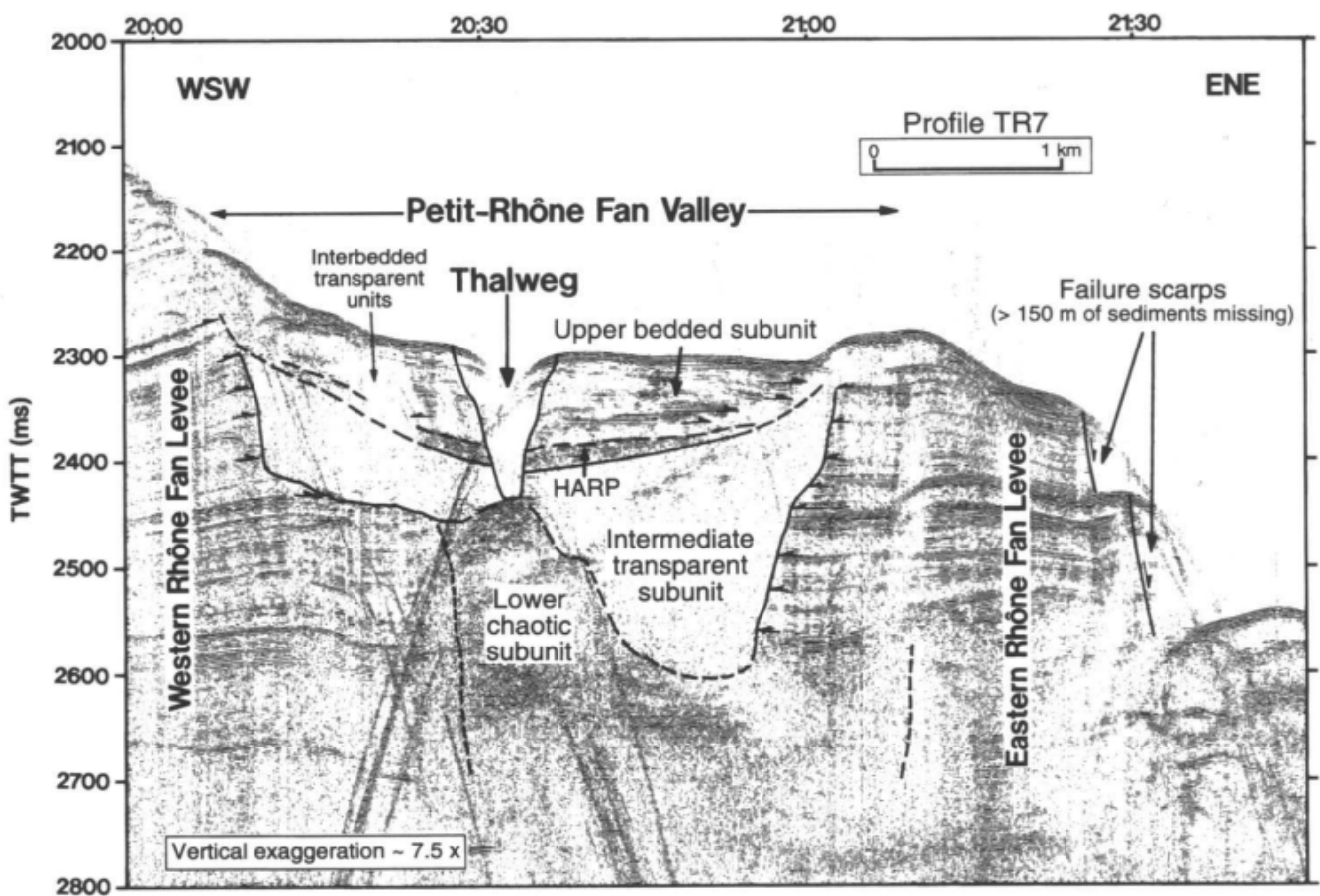


Fig. IV.32. Le remplissage sédimentaire de la Vallée du Petit Rhône (d'après Torres et al., 1997).

- une sous-unité basale, caractérisée par un faciès sismique chaotique-diffractant; elle est interprétée comme dépôt de chenal contemporain des levées,
- une sous-unité intermédiaire transparente, qui repose en discordance sur la sous-unité inférieure et tronque les levées; elle est interprétée comme le résultat des écoulements en masse provoqués par la chute des flancs de la vallée,
- une sous-unité supérieure litée qui forme le fond plat de la vallée; elle est interprétée comme des levées du talweg incisé méandriforme. Cette sous-unité semble pourtant se prolonger dans le remplissage de la vallée en aval du point d'avulsion, où elle ne peut plus correspondre au talweg incisé qui forme le « néo-channel ».

Le talweg incisé serait donc soit une structure d'érosion et dépôt (Torres, 1995; Tores et al., 1997), soit une structure purement érosive (O'Connell et al., 1995).

La cause potentielle de l'érosion à la base de la sous-unité transparente n'est pas discutée. Par contre, en ce qui concerne le talweg incisé, O'Connell et al. (1995) ont proposé une origine liée à l'avulsion qui a formé le « néo-channel ». Cette hypothèse a été contredite par Torres et al. (1997).

Une succession de faciès identique à celle décrite dans la Vallée du petit-Rhône se retrouve dans la zone proximale du chenal du Danube. La sous-unité supérieure correspondrait aux levées confinées de chaque unité, alors que la sous-unité intermédiaire transparente serait l'équivalente des dépôts MTD. En ce qui concerne la sous-unité basale, l'éventuelle correspondance est moins claire: un faciès chaotique de forte amplitude est effectivement présent en dessous de l'axe de la discontinuité I (mais il peut avoir aussi une position latérale sur certains profils); par contre, il n'est pas en continuité avec les levées initiales, et il recoupe les levées d'un ancien système chenal-levée.

Le problème de l'origine du talweg (mixte érosion-dépôt, ou purement érosive) se pose également pour le chenal du Danube. Dans le premier cas, la mise en place de l'unité III aurait été contemporaine du fonctionnement du talweg incisé. Dans le deuxième cas, le talweg représenterait une structure postérieure qui entaille l'unité III, et caractérisée par un régime de non-dépôt à l'intérieur du chenal. La morphologie du talweg avec de fortes pentes sur les flancs et sa prolongation comme talweg incisé dans le canyon du Danube semble indiquer une structure érosive, pourtant la question reste ouverte.

Cependant, en comparant avec l'éventail du Rhône, les données disponibles dans la partie moyenne et distale du chenal du Danube nous permettent d'envisager des hypothèses sur l'origine des événements érosifs qui ont affecté le remplissage du chenal (Chapitre IV.4.b).

Conclusion

Le chenal du Danube est formé par un **système chenal-levée initial** avec un remplissage sédimentaire postérieur. Les unités qui constituent le remplissage du chenal du Danube semblent représenter une **succession de systèmes chenaux-levées confinés** (en totalité ou en partie) dans le relief antérieur. Ce relief est le résultat des événements érosifs qui ont affecté l'intérieur du chenal.

IV.4.b. Le chenal du Danube sur la pente inférieure

IV.4.b.1. Données sismiques

Vers 1400 m de profondeur le chenal du Danube bifurque plusieurs fois par avulsion et forme de nouveaux systèmes chenaux-levées méandriformes. Ces systèmes se succèdent verticalement en onlap, ce qui indique qu'un seul chenal a été actif à la fois.

Dans la zone d'étude on a identifié 4 phases d'avulsion, chacune de ces phases donnant une unité de dépôt. Les unités générées par avulsion (1 à 4) sont constituées par un lobe basal non-chenalisé avec un faciès sismique de type HARP, et par un système chenal-levées qui le recouvre (Fig. IV.33.). Ces unités se succèdent l'une sur l'autre et se terminent en onlap sur la surface d'un grand dépôt d'écoulement en masse (MTD).

Les dépôts HARP ont été définis dans l'éventail profond de l'Amazone (Flood et al., 1991) et ont été associés aux avulsions des chenaux. Ces dépôts se forment après la rupture d'une levée, quand les courants quittent l'ancien chenal par la brèche créée et s'étalent en un lobe non-chenalisé dans la dépression bathymétrique latérale. L'ajustement vers l'équilibre du profil du chenal en amont de l'avulsion provoque l'érosion du fond du chenal et des levées. Les sédiments remobilisés sont déposés en aval du point d'avulsion et forment le lobe HARP (Pirmez et al., 1997). L'érosion, et donc le dépôt dans le HARP, continue jusqu'à ce que le chenal retrouve son profil d'équilibre. Ensuite, de nouvelles levées commencent à se développer au-dessus des HARPs et les écoulements sont chenalisés vers le bassin profond.

Les lobes HARP semblent remplir des dépressions topographiques existantes (Fig. IV.33.); l'épaisseur des HARPs varie d'une unité à l'autre, avec une épaisseur minimale pour l'unité 4 d'environ 55 ms (~40 m). Les HARPs des unités 3 et 2 ont entre 66 et 77 ms (50 à 58 m) d'épaisseur. Dans l'unité 1 les dépôts HARP forment un lobe beaucoup plus épais par rapport aux autres unités, jusqu'à 175 ms (130 m), associé probablement avec l'ajustement plus important du profil du chenal au moment de la rupture dans le système initial.

La limite supérieure des HARPs est marquée par le passage soudain à un faciès plus transparent de levée, associé avec l'initiation rapide d'un système chenal-levées.

Les nouveaux chenaux sont méandriformes, et on croise leurs axes (avec le faciès HAR) plusieurs fois sur le même profil dans les unités 2-4 (Fig. IV.33., IV.2.).

Les phases d'avulsion 1 et 2 se sont produites dans une même zone d'avulsion A1, alors que les phases 3 et 4 sont liées à la zone d'avulsion A2 (Fig. IV.2.). La zone A2 est particulièrement bien marquée dans la bathymétrie, où une brèche large d'environ 6 km est visible dans la levée gauche (Fig. IV.34.).

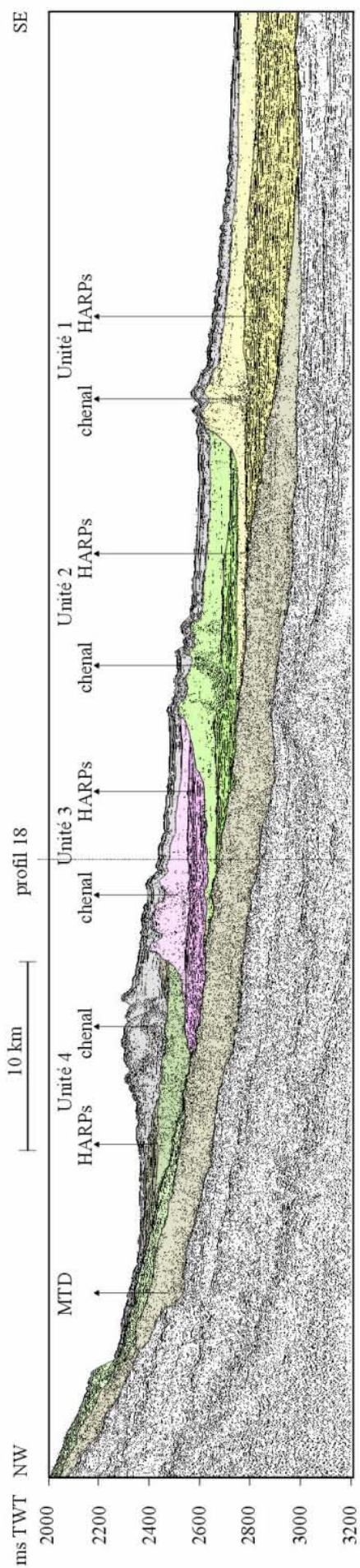


Fig. IV.33. Profil sismique 7 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.

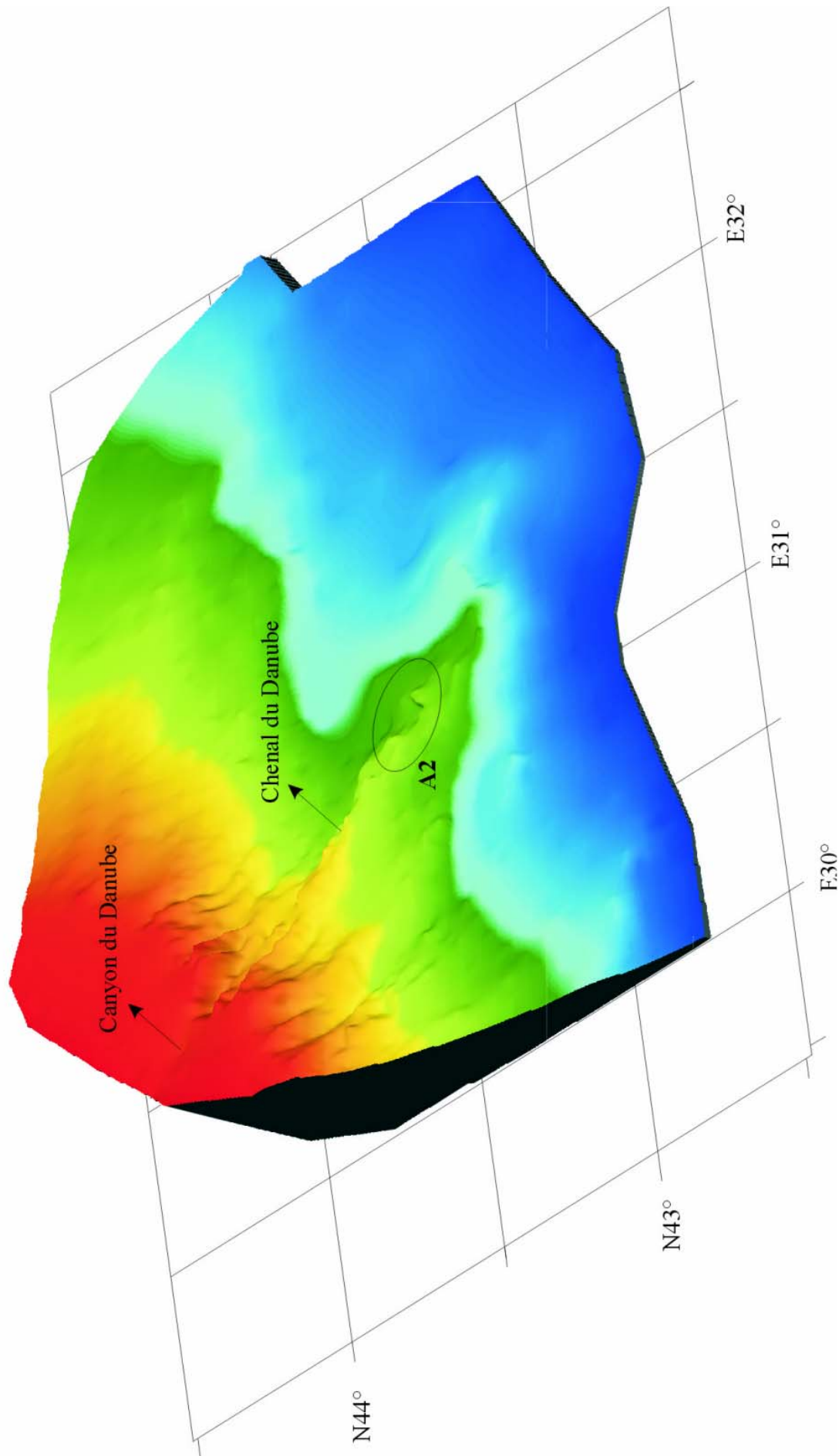


Fig. IV.34. Vue 3D de la bathymétrie de l'éventail du Danube. Le chenal du Danube constitue la plus importante forme de relief positif dans cette partie du bassin. La zone d'avulsion A2 est marquée par une brèche dans la levée gauche.

Le système chenal-levée initial continue en aval des zones d'avulsion en tant que « unité 0 » (que les unités d'avulsion recouvrent ensuite en onlap) (Fig. IV.35.). Il constitue la plus importante forme de relief positif dans cette partie du bassin. La hauteur des levées initiales est d'environ 620 ms (~465 m) sur un profil (18) situé entre les points d'avulsion. En comparaison avec ce système géant, les systèmes chenaux-levées des unités 1 à 4 sont de taille plutôt modeste (100-170 ms ou 75-130 m). Comme nous l'avons montré dans le sous-chapitre précédent, le remplissage de la vallée du chenal entre les points d'avulsion A1 et A2 comprend les discontinuités I et II et les unités correspondantes I et II. A la partie supérieure la vallée du chenal est presque entièrement colmatée par un faciès lité uniforme différent du remplissage des unités I et II (qui présentent un faciès HAR dans l'axe), qui semble continuer latéralement avec les levées de l'unité d'avulsion 3.

Peu de données sont disponibles pour l'étude de la partie distale du système initial, et leur faible résolution ne permet pas de distinguer les éventuelles discontinuités dans le chenal.

Après leur bifurcation, les chenaux suivent un tracé méandrique et la hauteur des levées diminue graduellement. Dans la zone distale vers ~2000 m de profondeur les chenaux deviennent instables et migrent latéralement, probablement parce que les levées ne sont plus assez hautes pour chenaliser les écoulements. Ce faciès distal apparaît comme une succession de petits systèmes chenaux-levées en onlap (Fig. IV.36.). 7 à 8 systèmes sont visibles dans chaque unité. La zone de couverture des données ne s'étend pas au-delà de ce réseau de chenaux. Il n'est pas donc possible de préciser si ces chenaux débouchent dans des corps sableux non-chenalisés, comme prédit par les modèles pour les grands systèmes turbiditiques vaseux (Reading and Richards, 1994; Richards et al., 1998; Bouma, 2000) et démontré pour d'autres éventails profonds tel que les éventails de l'Indus (Kenyon et al., 1995), du Mississippi (Twichell et al., 1992) ou de l'Amazone (Normark et al., 1997).

IV.4.b.2. Données acoustiques

Sur la mosaïque de la réflectivité acoustique qui couvre une partie de la zone nord de l'éventail du Danube (Fig. IV.37.) on peut distinguer plusieurs faciès acoustiques:

- un faciès continu de haute réflectivité qui marque le tracé méandrique du chenal le plus récent (l'unité 4; Fig. IV.38.) et continue le faciès de fond du chenal identifié dans la zone supérieure du chenal du Danube. Ce faciès est également présent dans certaines parties des chenaux des unités 1 à 4.
- un faciès de très faible réflectivité suit le tracé du chenal (jusqu'à 4 km de chaque côté du chenal) et caractérise les levées récentes. Un faciès équivalent a été décrit dans l'éventail du Zaïre où il est constitué de turbidites très fines (Droz et al., 1996).

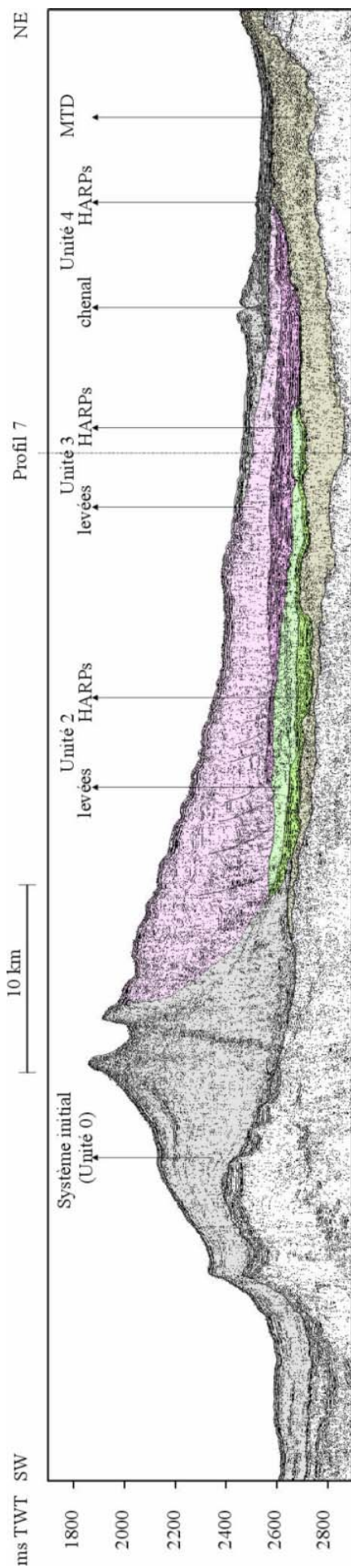


Fig. IV.35. Profil sismique 18 HR monotracer. Localisation dans la Fig. IV.2.

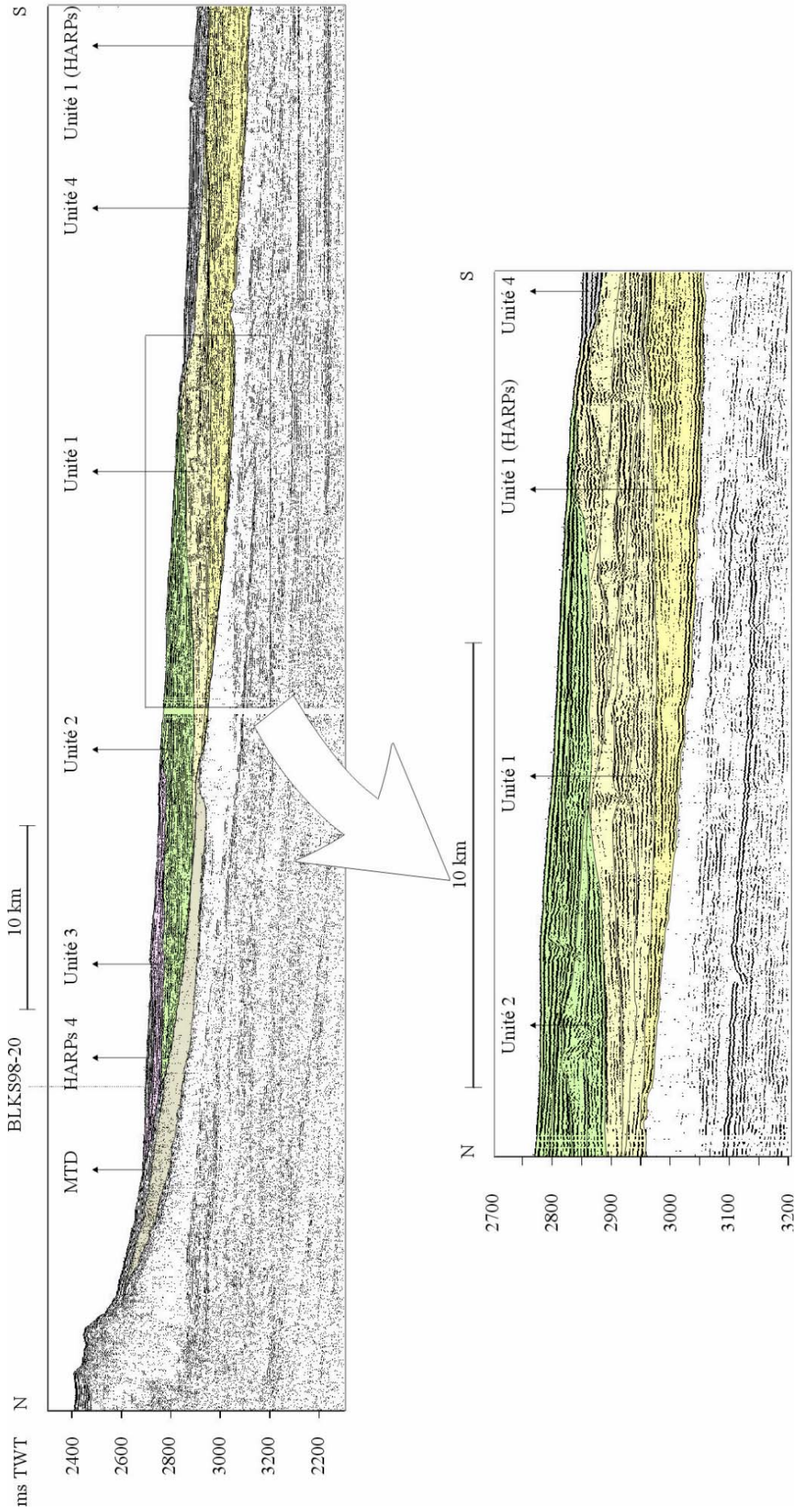


Fig. IV.36. Profil sismique 6 HR monotrAce. Localisation dans la Fig. IV.2.

- un faciès de très forte réflectivité (associé à une faible pénétration du signal sur les profils chirp) caractérise le lobe sableux interprété comme HARP dans l'unité 4.

D'autres faciès plus hétérogènes sont également visibles sur la mosaïque. Comme tendance générale, les faciès à forte réflectivité deviennent mieux représentés dans la zone distale de l'éventail. Une tendance similaire a été identifiée dans l'éventail de l'Amazone, où elle est en liaison avec la prédominance des faciès sédimentaires sableux de cette région (Damuth et Flood, 1985).

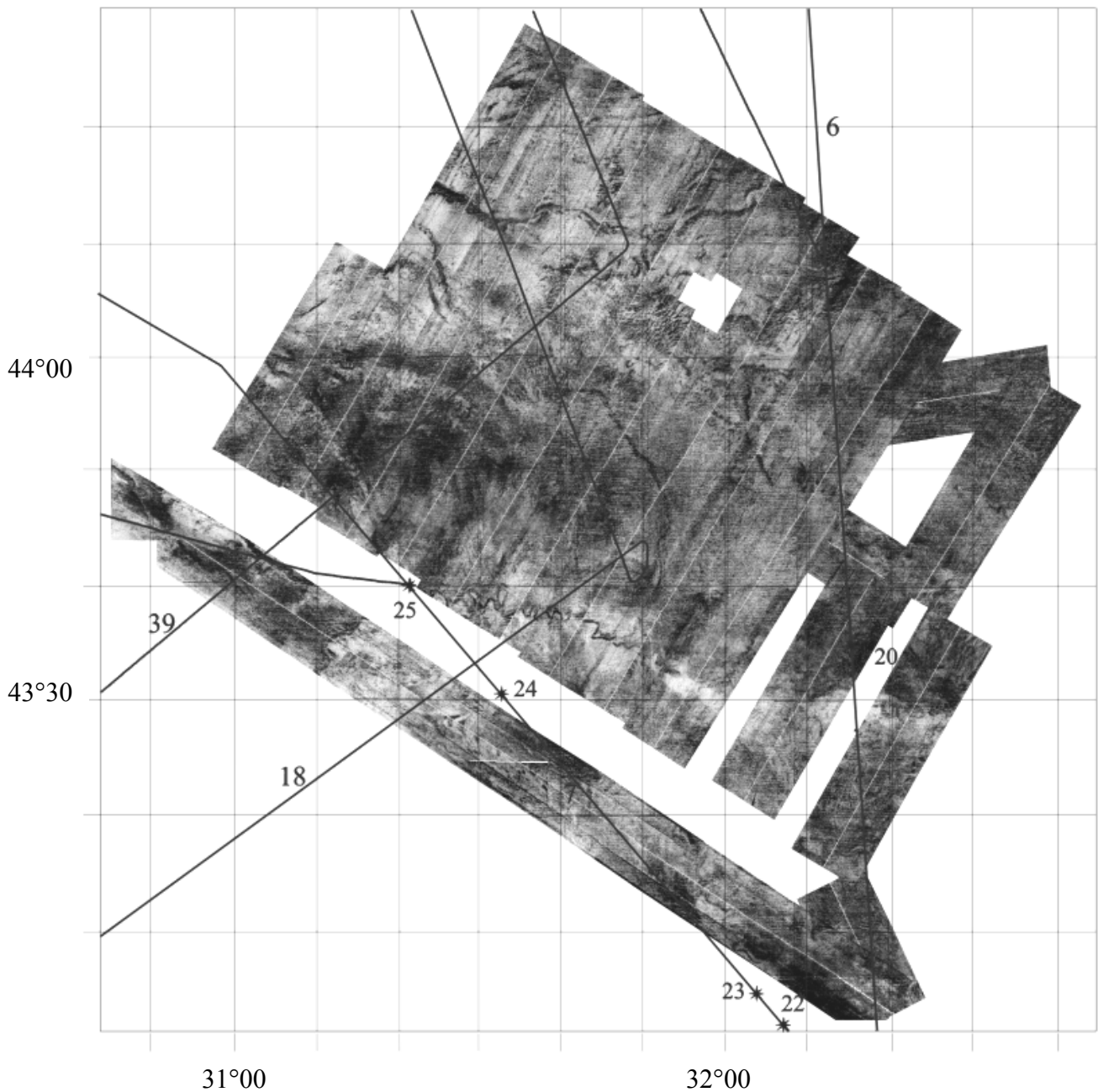


Fig. IV.37. Image acoustique de la partie nord de l'éventail du Danube et de l'éventail du Dniepr (mosaïque MAK-1M). Sa position est corrélée avec les profils sismiques BlaSON et les carottes utilisées pour cette étude.

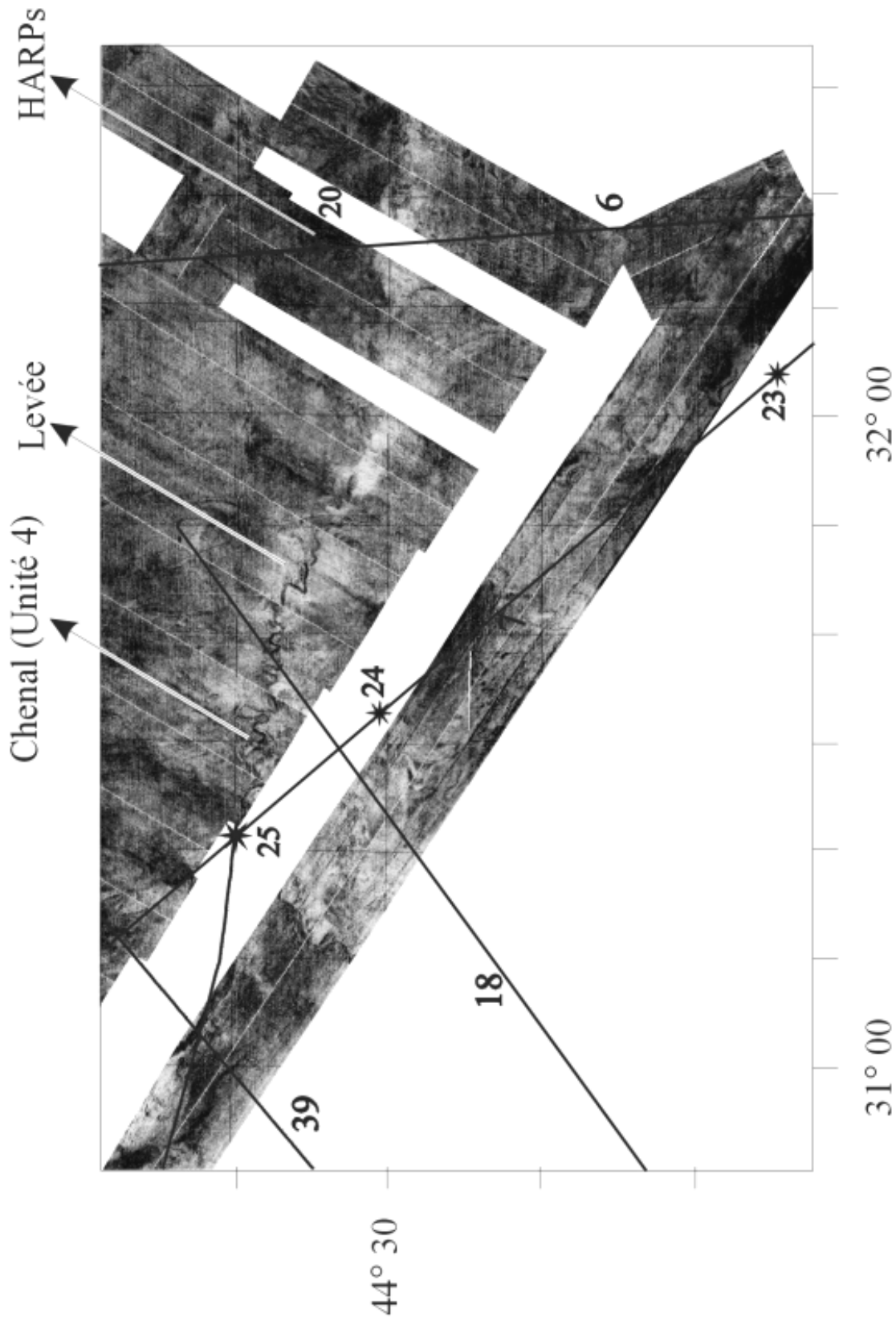


Fig. IV.38. Image acoustique de la partie nord de l'éventail du Danube à proximité de l'éventail du Dniepr (mosaïque MAK-1M). Sa position est corrélée avec les profils sismiques BlaSON et les carottes utilisées pour cette étude.

IV.4.b.3. Données sédimentologiques

Plusieurs carottes ont permis d'échantillonner les sédiments superficiels de la partie inférieure du chenal du Danube: BLKS98-25 et BLKS98-24 dans la zone moyenne et BLKS98-23, BLKS98-22, BLKS98-21 et BLKS98-20 dans la zone distale. Les carottes ont été analysées de point de vue granulométrique (annexe 2). Des analyses paléontologiques et géochimiques ont été réalisées sur la carotte BLKS 98 22 (annexes 3 et 4).

- la carotte BLKS98-25 (6,11 m de longueur, Fig. IV.39.a.) a été prélevée à 1762 m de profondeur, dans la levée gauche de l'unité 4. Le sommet est constitué de dépôts hémipélagiques holocènes typiques (vase à coccolites et vase à sapropèles). Les turbidites sont plus sableuses dans la moitié supérieure de la carotte, avec une alternance de faciès D1 (vase avec des poches sableuses), A3 (sable granoclassé), A5 (silt organisé), A7 (silt en lamines ou niveaux discontinus) et A8-9 (silt et argile avec des franges et des taches noires). Dans la partie inférieure les dépôts appartiennent exclusivement au faciès A5. Sur le profil chirp (no. 7), la carotte correspond à un faciès lité qui semble garder les mêmes caractéristiques quelque 20 m en dessous de la carotte, pour devenir plus transparent vers la base de la levée (Fig. IV.39.b.)

- la carotte BLKS98-24 (4,74 m de longueur, Fig. IV.40.a.), prélevée à 1862 m de profondeur. Morphologiquement, la carotte est située au-dessus de la levée gauche de l'unité 2. Il est pourtant difficile de préciser si les sédiments appartiennent effectivement à cette unité, ou si ils représentent la levée droite de l'unité 3, ou bien la partie très distale (latéralement) de la levée droite de l'unité 4. Sous les dépôts hémipélagiques holocènes, les turbidites consistent en une association de faciès A5 (silt organisé), A4 (silt sans organisation interne), A8-9 (silt et argile avec des franges et taches noires), D1 (vase avec des poches sableuses) et A3 (sable granoclassé) pour la moitié supérieure de la carotte. La moitié inférieure présente uniquement le faciès A5. Le contenu de sable est plus faible que dans la carotte BLKS98-25. Sur le profil chirp (no. 7) la carotte est localisée dans un faciès sismique lité avec des réflecteurs continus, de forte amplitude. Ce faciès atteint 17-18 m d'épaisseur et couvre en concordance le faciès plus transparent des levées de l'unité 3 (Fig. IV.40.b.).

- la carotte BLKS98-23 (3,21 m de longueur, Fig. IV.41.a.) a été prélevée à 2090 m de profondeur dans l'axe d'un chenal distal colmaté de l'unité 4. Les dépôts holocènes recouvrent une alternance de faciès très fins: A4 (silt coloré sans organisation interne) et A8-9 (silt et argile avec des franges et taches noires). Ces faciès (en somme les plus fins de toutes les carottes) montrent que le chenal a été abandonné et rempli, possiblement au cours de la mise en place des levées d'un chenal postérieur qui le couvre en onlap (visible sur le profil no. 7 – chirp, Fig. IV.41.b.).

- la carotte BLKS98-22 (7,12 m de longueur, Fig. IV.42.a.) a été prélevée à 2100 m de profondeur dans la levée droite d'un chenal distal de l'unité 4. Ce chenal a un profil en V et sa levée droite se termine en onlap sur le chenal colmaté échantillonné par la carotte BLKS98-23, donc il représente probablement une des ramifications distales récentes de l'unité 4. Au sommet on retrouve les dépôts holocènes omniprésents, suivis par les faciès A8-9 (silt et argile avec des franges et taches noires) et A4 (silt coloré sans organisation interne) jusqu'à 1m de profondeur. En dessous, le faciès A5 prédomine largement (on y trouve des cycles turbiditiques fins – T_{c-e} de la séquence de Bouma, relativement épais) avec seulement quelques intercalations des faciès A7 (silt en lamines ou niveaux discontinus) et D1 (vase avec des poches sableuses). Sur le profil chirp (no. 7) la carotte correspond à un faciès sismique lité d'environ 10 m d'épaisseur qui couvre la levée du chenal colmaté (Fig. IV.42.b.).

Cette carotte a été analysée de point de vue paléontologique et géochimique (annexes 3, 4). Les faunes identifiées sont très peu nombreuses et mal préservées (annexe 3) et indiquent un milieu de dépôt de salinité réduite (doux à saumâtre).

- la carotte BLKS98-21 (3,80 m de longueur, Fig. IV.43.a.), prélevée à 2135 m de profondeur dans la levée gauche d'un chenal distal de l'unité 4 (qui semble avoir été la plus récente des ramifications distales dans l'unité 4). Les dépôts héli-pélagiques holocènes constituent la partie supérieure de la carotte. En dessous, il y a une alternance des faciès D1 (vase avec des poches sableuses), A3 (sable granoclassé), A5 (silt organisé), A7 (silt en lamines ou niveaux discontinus), A8-9 (silt et argile avec des franges et taches noires), A2 (sable très fin sans organisation interne, avec des galets mous). Le faciès A5 prédomine dans la moitié inférieure de la carotte. Le profil chirp (no. 6) montre que la carotte a été prélevée dans un faciès sismique lité qui correspond à la partie haute de la levée (Fig. IV.43.b.).

- la carotte BLKS98-20 (0,74 m de longueur, Fig. IV.44a.) et son pilote BLCP98-20 (0,57 m de longueur), prélevées à 2001 m de profondeur dans le lobe HARP de l'unité 4. Les dépôts holocènes ont été récupérés par le pilote, et partiellement par la carotte. Un niveau de vase homogène (faciès D3) est intercalé dans le pilote, dans la sous-unité supérieure de la vase à coccolites. En dessous de ces dépôts, une couche appartenant au faciès A4 (silt sans organisation interne) recouvre des sables fins à très fins, faiblement granoclassés avec deux niveaux de galets mous (faciès A2) qui représente le sommet d'un corps sableux plus épais (figuré comme un faciès sourd sur le profil chirp no. 6, Fig. IV.44.b.).

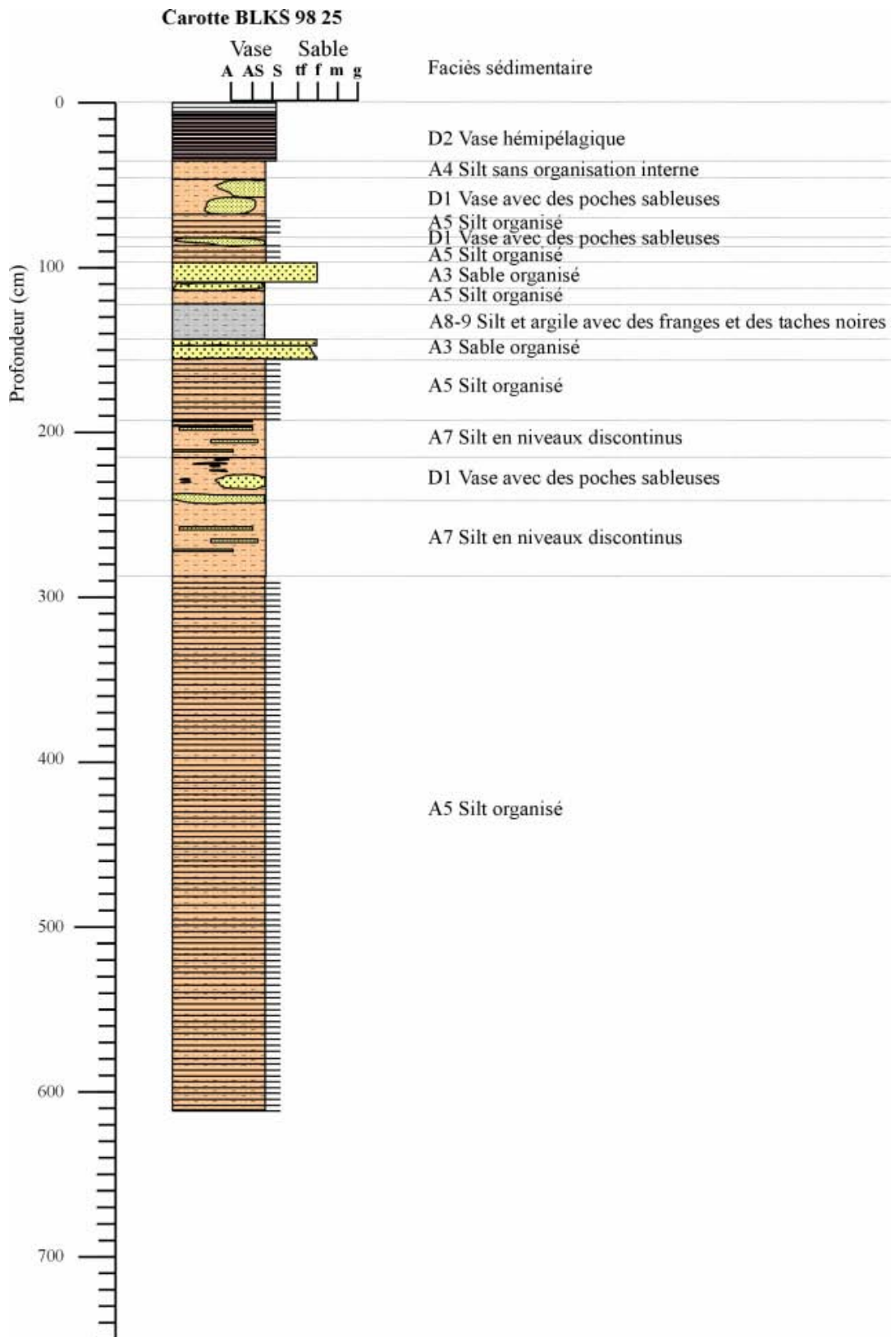


Fig. IV.39.a. Carotte BLKS 98 25 (1762 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.

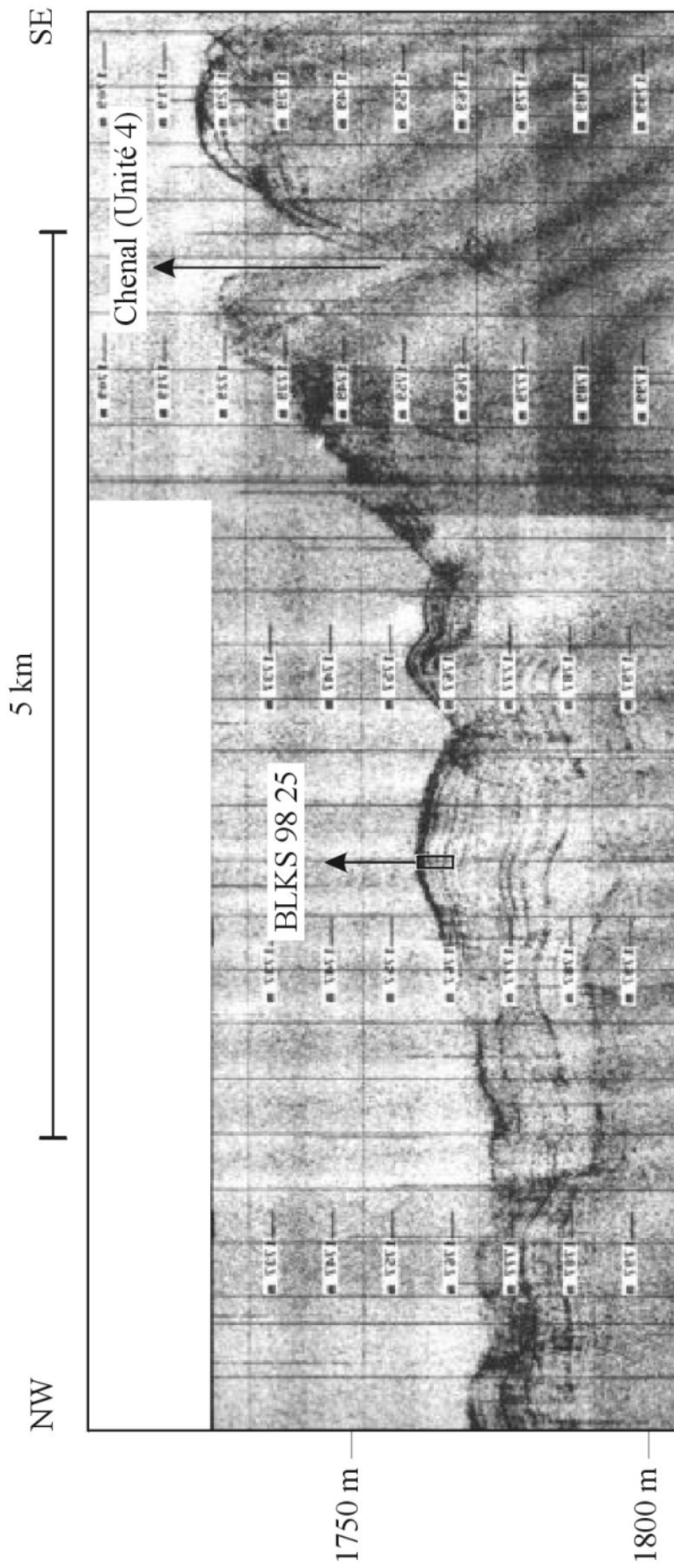


Fig. IV.39.b. Carotte BLKS 98 25: position sur le profil 7 chirp.

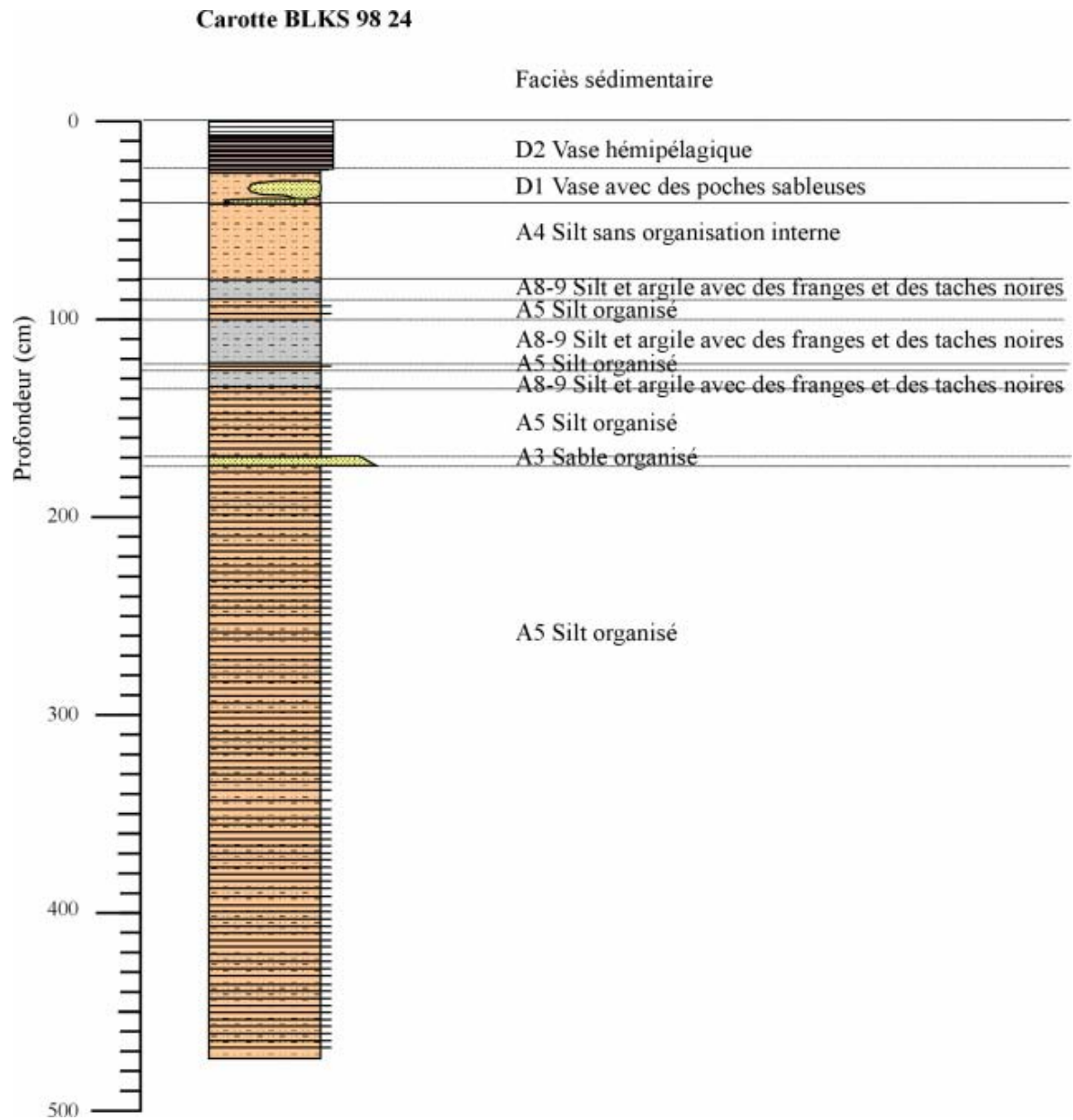


Fig. IV.40.a. Carotte BLKS 98 24 (1862 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.

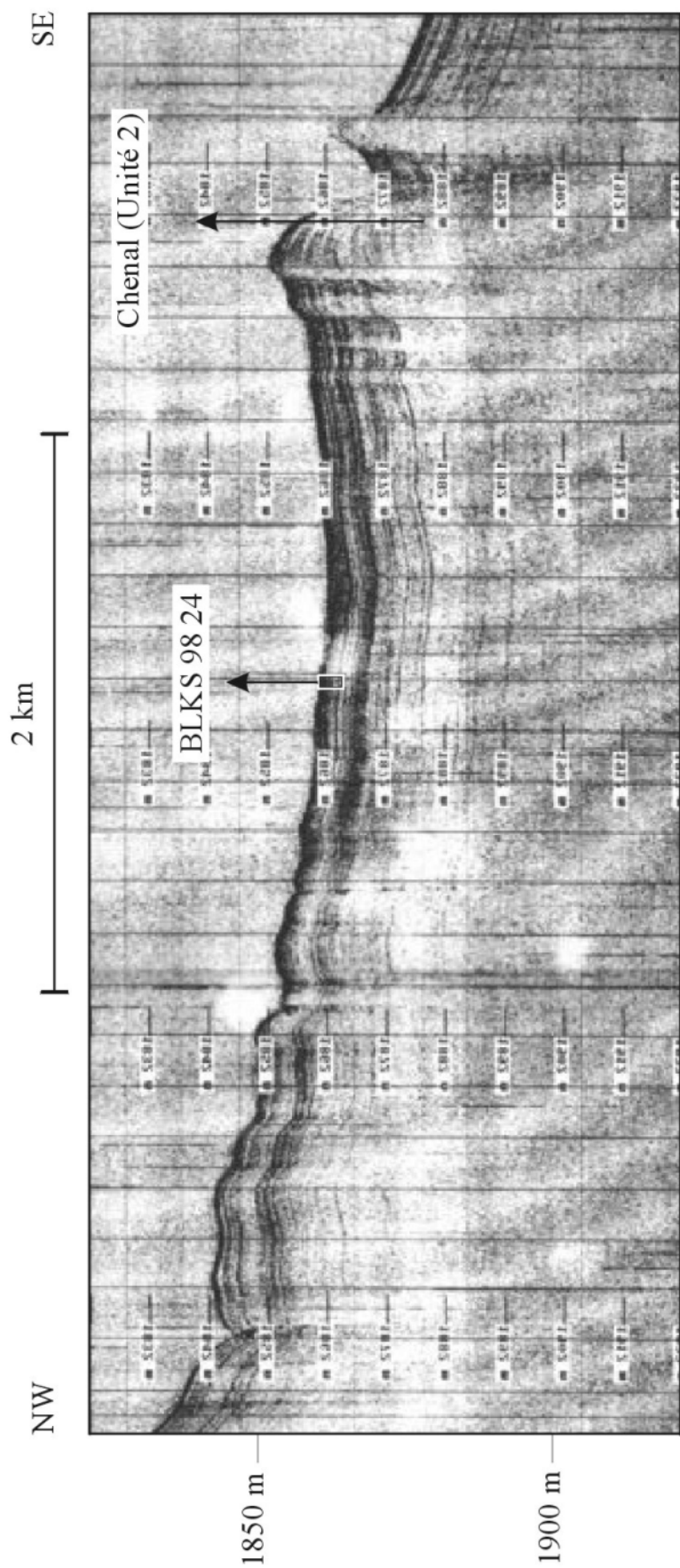


Fig. IV.40.b. Carotte BLKS 98 24: position sur le profil 7 chirp.

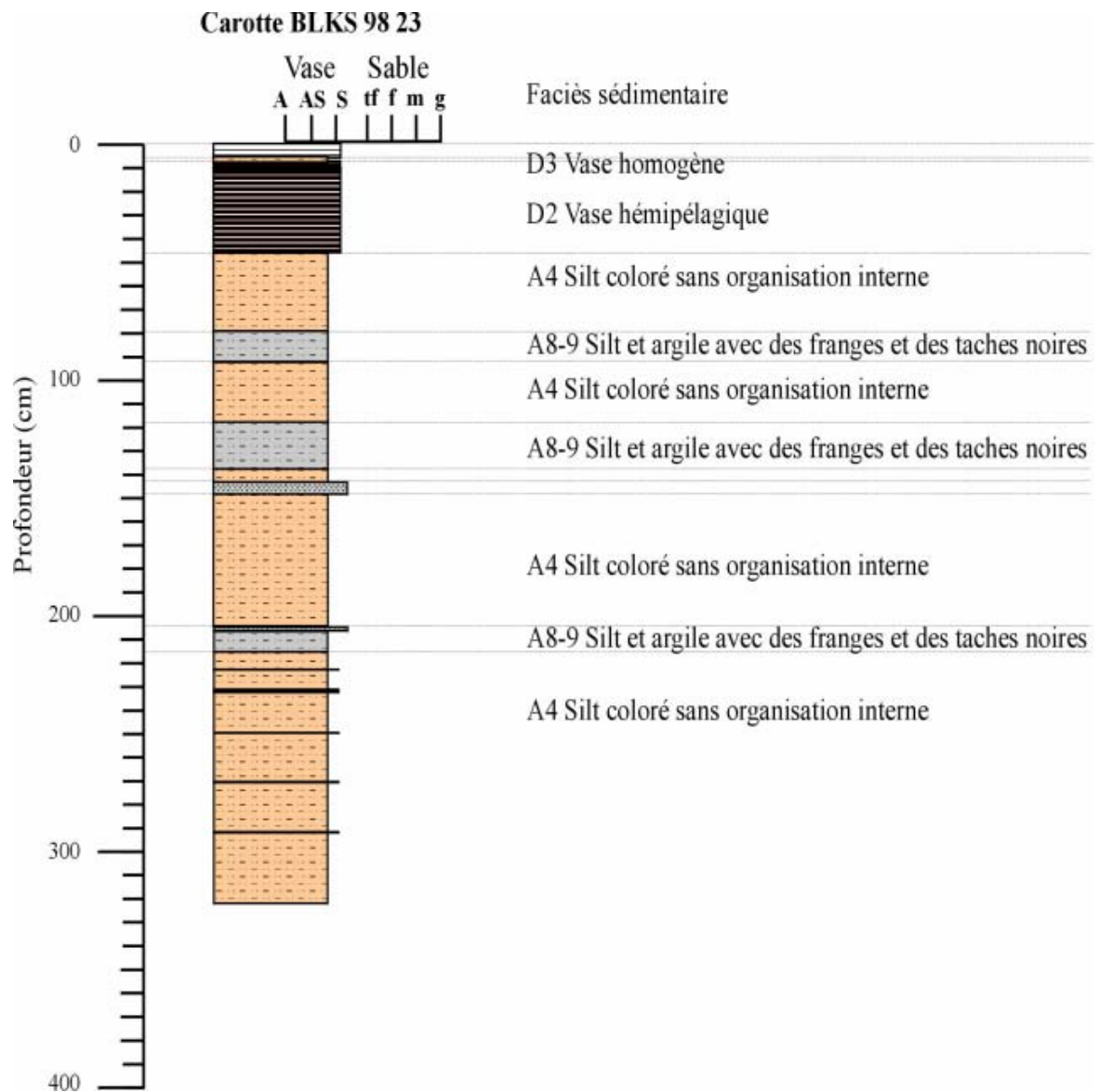


Fig. IV.41.a. Carotte BLKS 98 23 (2090 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.

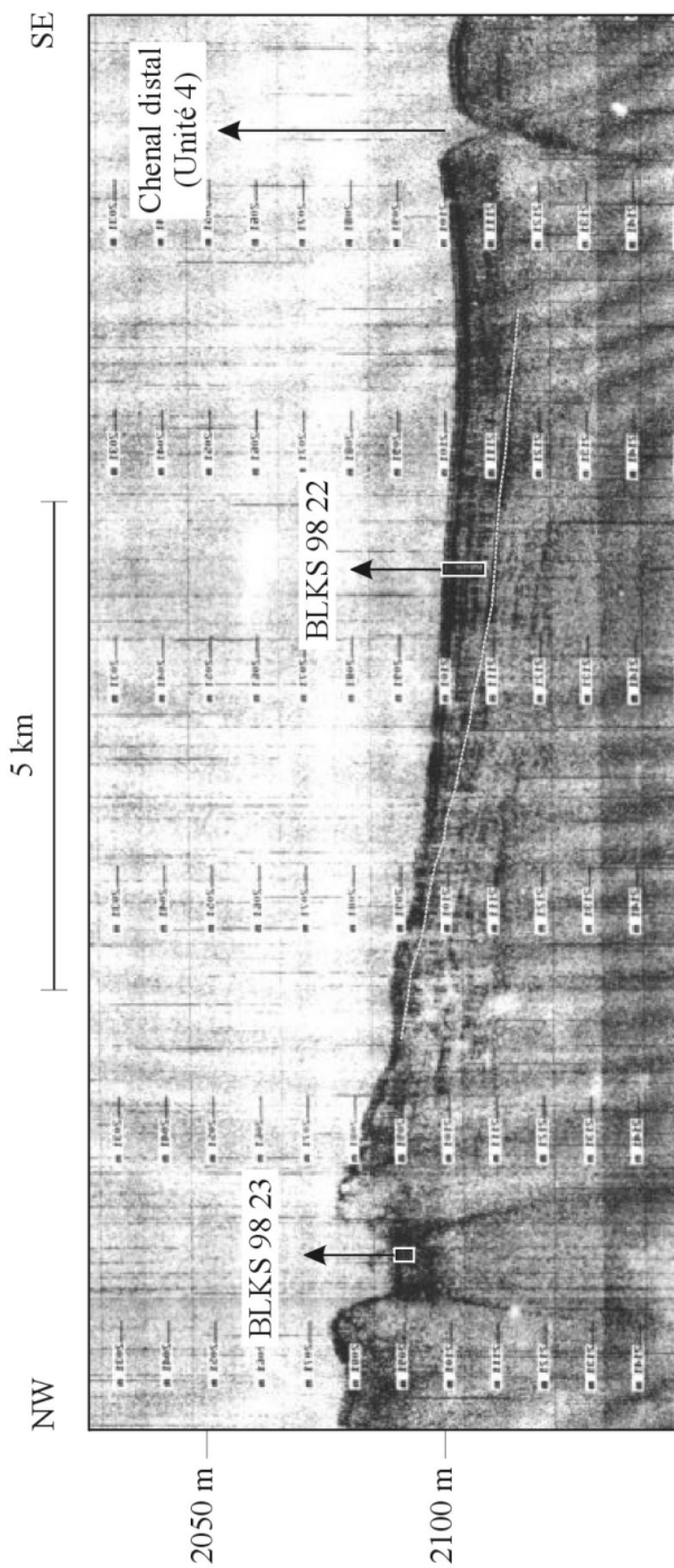


Fig. IV.41.b. Carottes BLKS 98 23 et BLKS 98 22: position sur le profil 7 chirp.

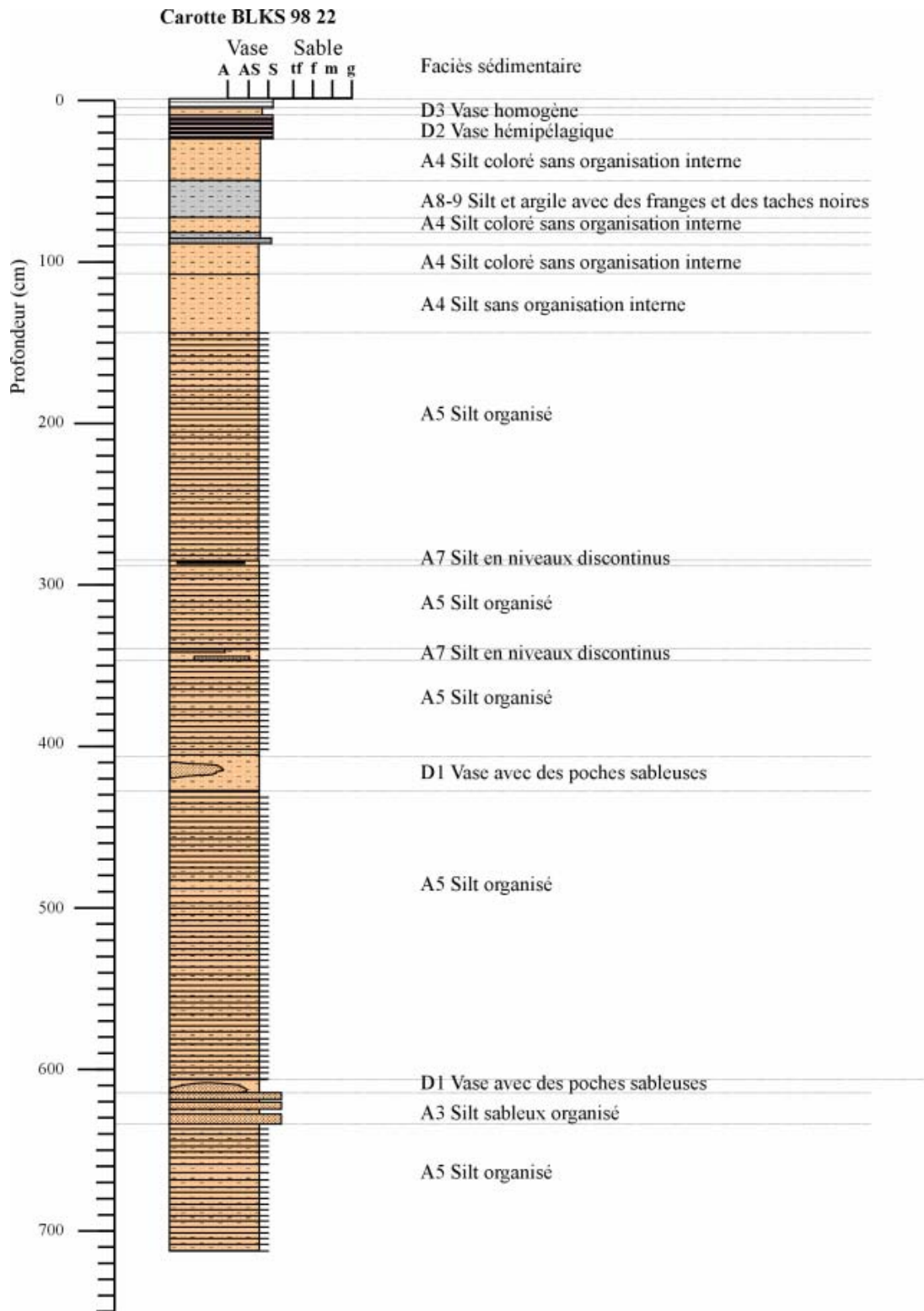


Fig. IV.42. Carotte BLKS 98 22 (2100 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.

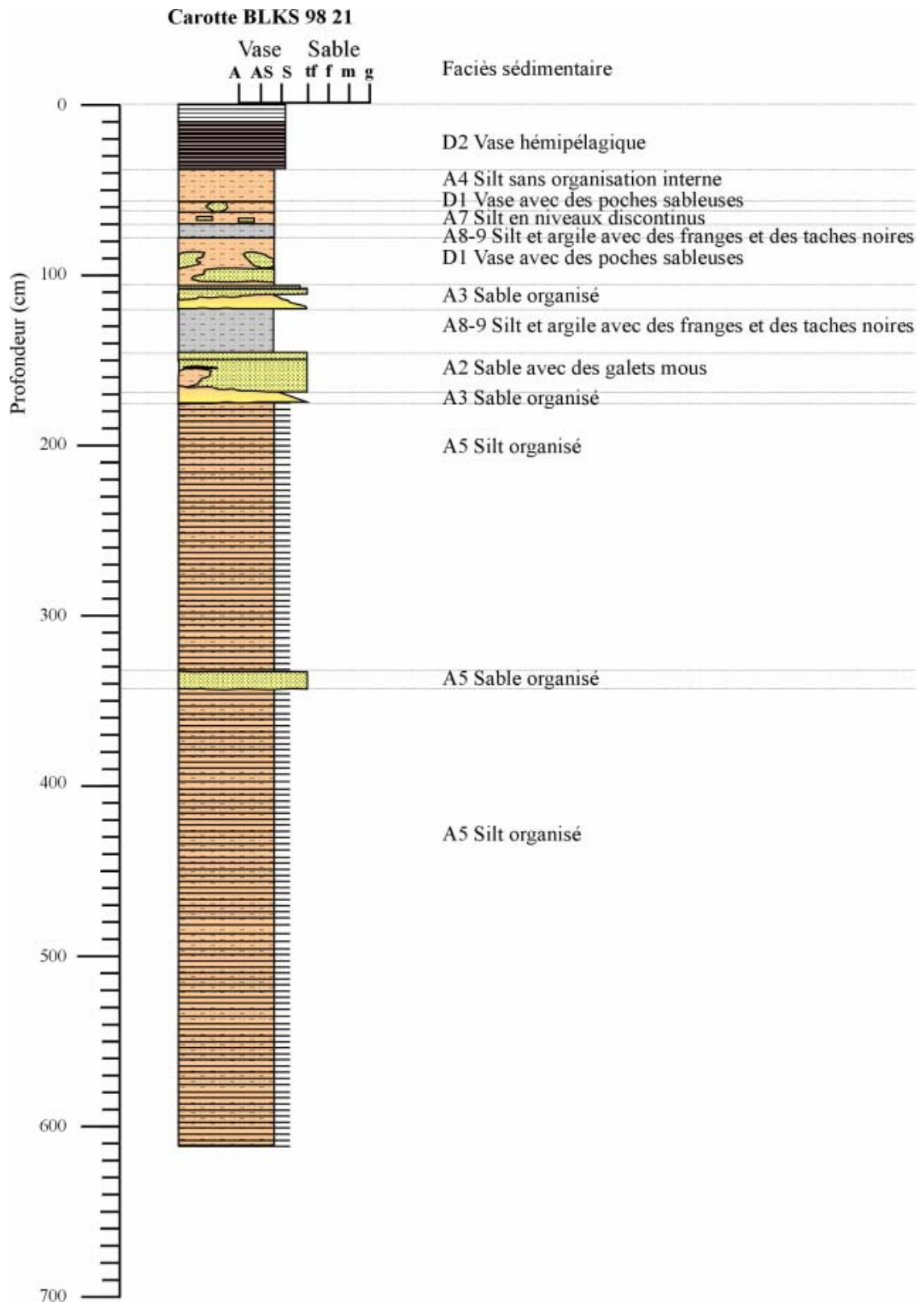


Fig. IV.43.a. Carotte BLKS 98 21 (2135 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.

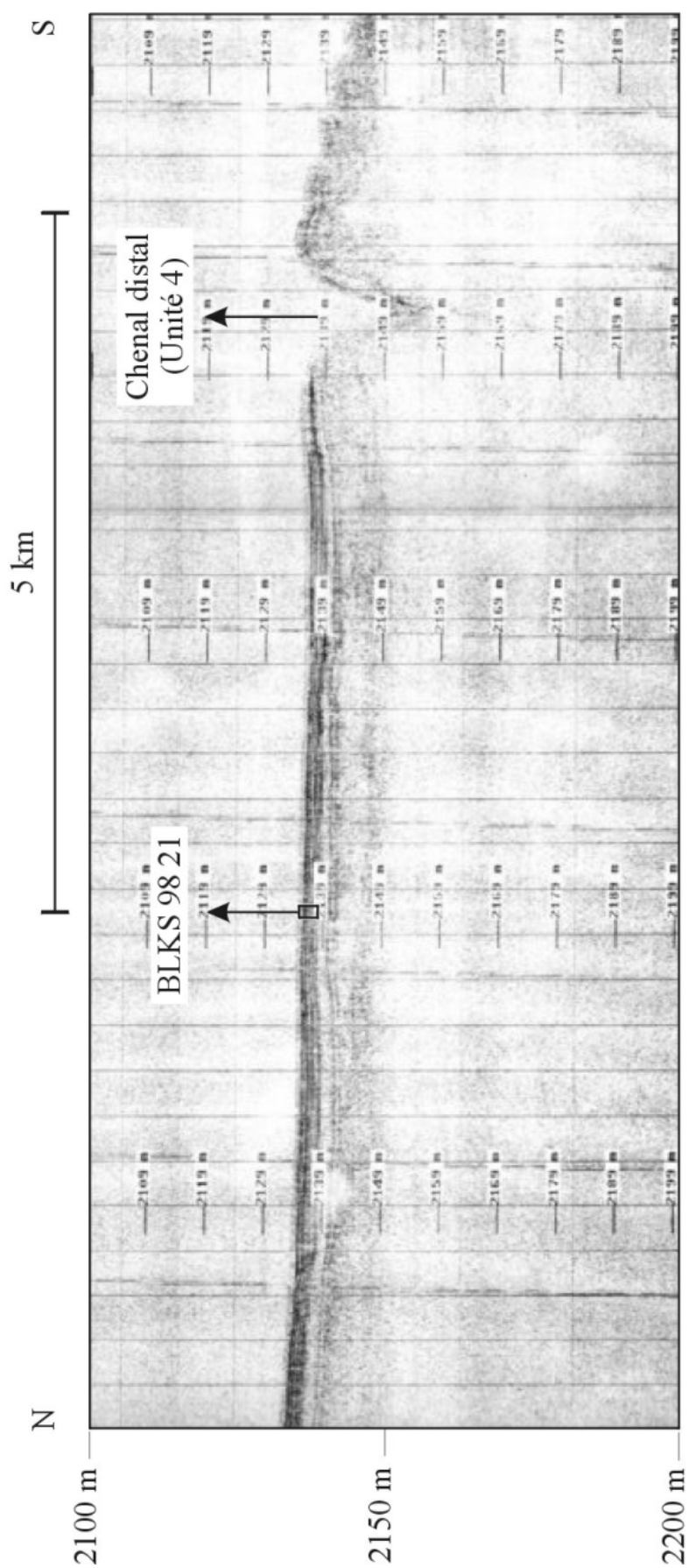


Fig. IV.43.b. Carotte BLKS 98 21: position sur le profil 6 chirp.

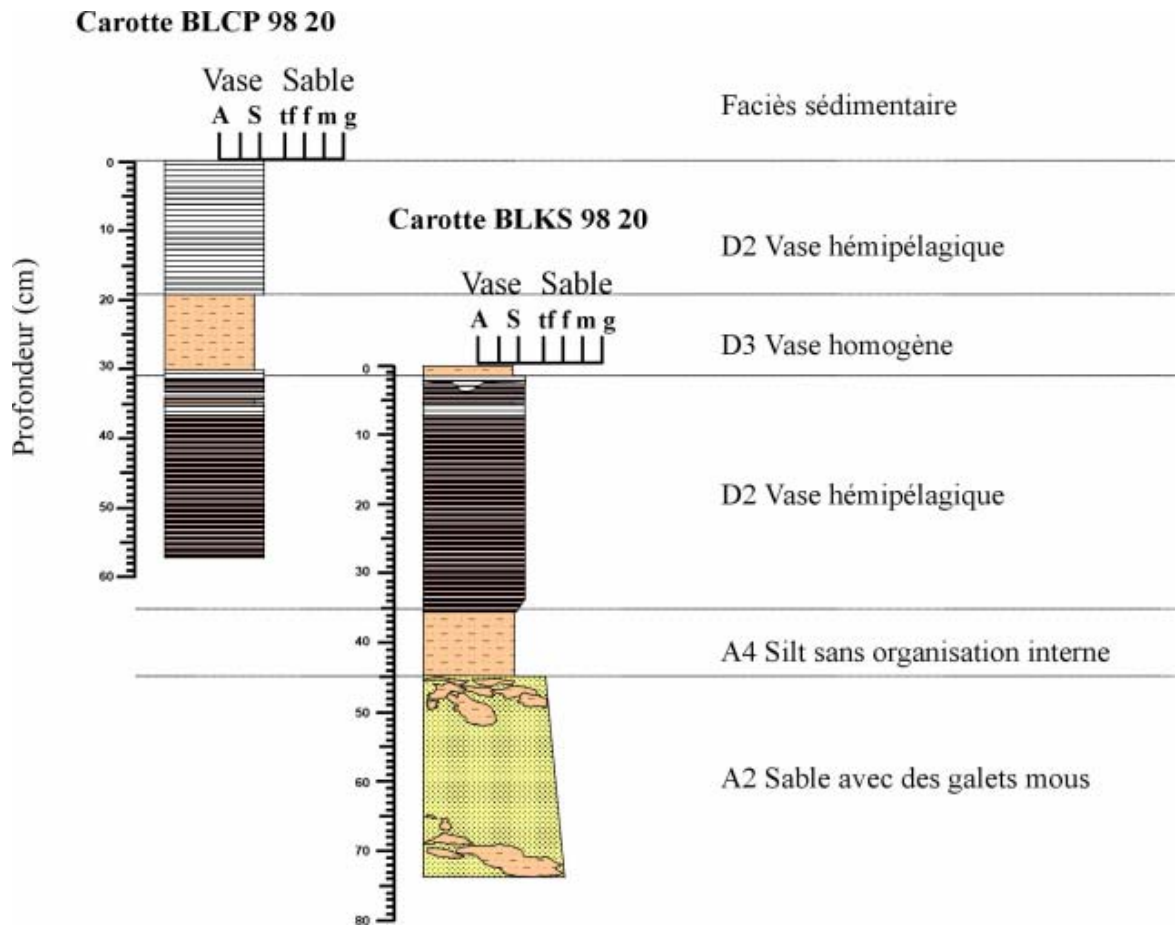


Fig. IV.44.a. Carotte BLKS 98 20 et son pilote BLCP 98 20 (2001 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.

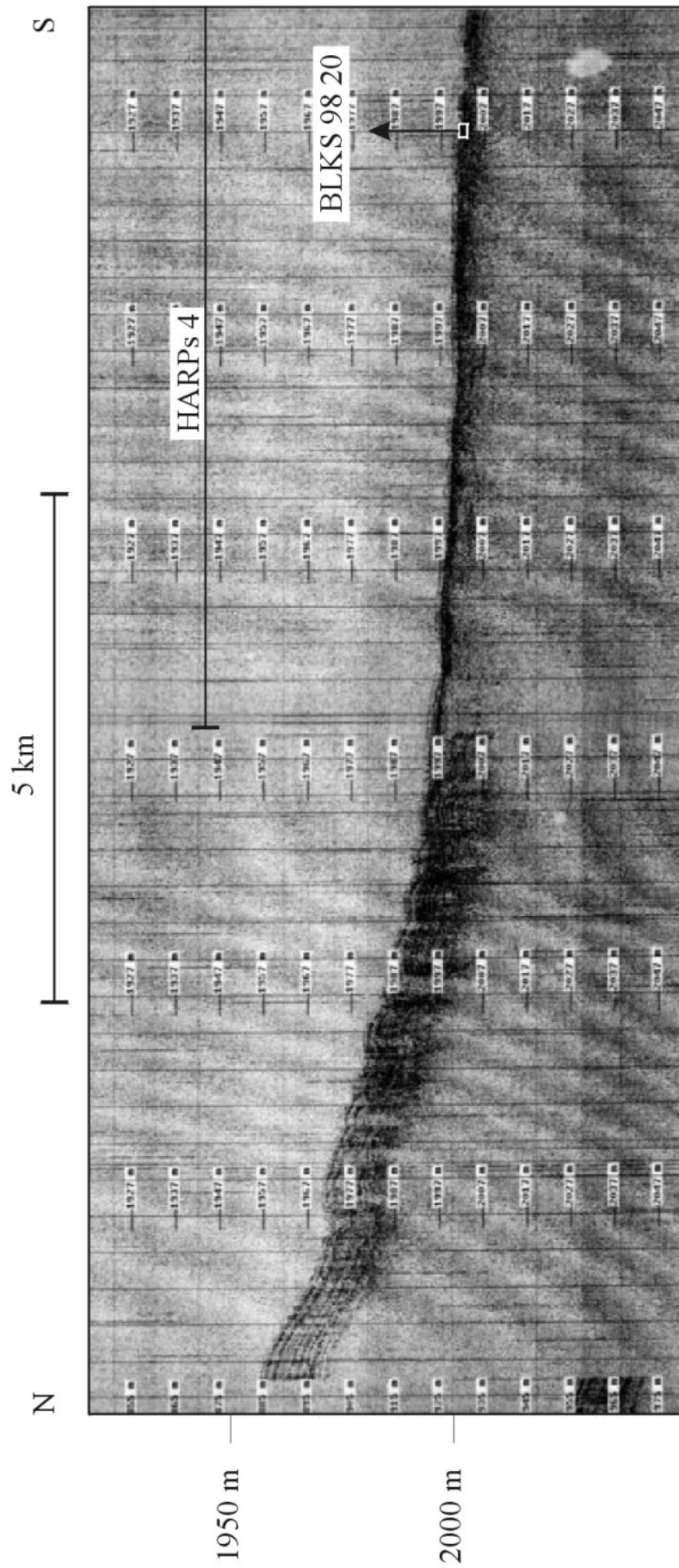


Fig. IV.44.b. Carotte BLKS 98 20: position sur le profil 6 chirp.

Remarques

- Une succession de faciès très semblable caractérise les carottes BLKS98-25 et BLKS98-21, situées à environ 110 km distance et présentant une différence de niveau de 372 m. Les deux carottes ont en fait échantillonné la levée gauche du chenal de l'unité 4 et la plus récente de ses ramifications distales. La corrélation des événements turbiditiques le long d'un système chenal-levée est théoriquement possible (voir, par exemple, Hesse (1995) pour la corrélation des turbidites dans la levée du Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel – NAMOC, sur quelque 300 km). Des analyses plus détaillées seraient pourtant nécessaires pour affirmer avec certitude que les dépôts de ces deux carottes ont été mis en place par les mêmes écoulements turbiditiques.
- Toutes les carottes (sauf la carotte BLKS98-24, dont l'origine est discutable) ont été prélevées dans les sédiments de l'unité 4 (levées ou lobe HARP). Les dépôts de levée les plus récentes de cette unité (la partie supérieure des carottes BLKS98-25 et BLKS98-21) montrent un contenu de sable plus élevé que les dépôts sous-jacents. Ceci pourrait s'expliquer soit par la diminution de la capacité des courants de turbidité de transporter le sable, soit par la réactivation des processus d'érosion dans la partie amont du chenal.

IV.4.b.4. Discussion

La première phase d'avulsion a commencé avec l'ouverture d'une brèche dans la levée gauche du système chenal-levée initial (unité 0), à environ 1750 m de profondeur (zone A1). Les courants de turbidité ont alors suivi un nouveau tracé pour déposer leurs charges de sédiments latéralement en tant que lobe HARP, en abandonnant l'ancien chenal (Fig. IV.45.a.). Quand la topographie locale a été suffisamment modifiée par le dépôt d'un lobe épais, et le chenal a retrouvé son profil d'équilibre, alors l'érosion du fond du chenal a cessé et des levées ont commencé à se développer au-dessus des HARPs. Avec l'apparition des levées, les écoulements ont été chenalisés vers la zone profonde du bassin. Les unités 2, 3 et 4 se sont développées d'après le même modèle: (1) la rupture de la levée gauche, plus étroite; (2) le dépôt d'un lobe HARP par les écoulements non-chenalisés, et (3) l'initiation d'un nouveau système chenal-levée (Fig. IV.45. b, c, d).

Dans toutes les unités, les nouveaux chenaux sont méandriformes et suivent un tracé stable jusqu'à environ 2000 m de profondeur. Au-delà de cette profondeur, les bifurcations sont fréquentes.

Le développement des unités d'avulsion est confiné entre les grandes levées du système initial (unité 0) au sud, et le relief abrupt de l'éventail du Dniepr au nord (Fig. IV.34.). Cet espace diminue au fur et à mesure que les unités (HARPs et systèmes chenaux-levée) se

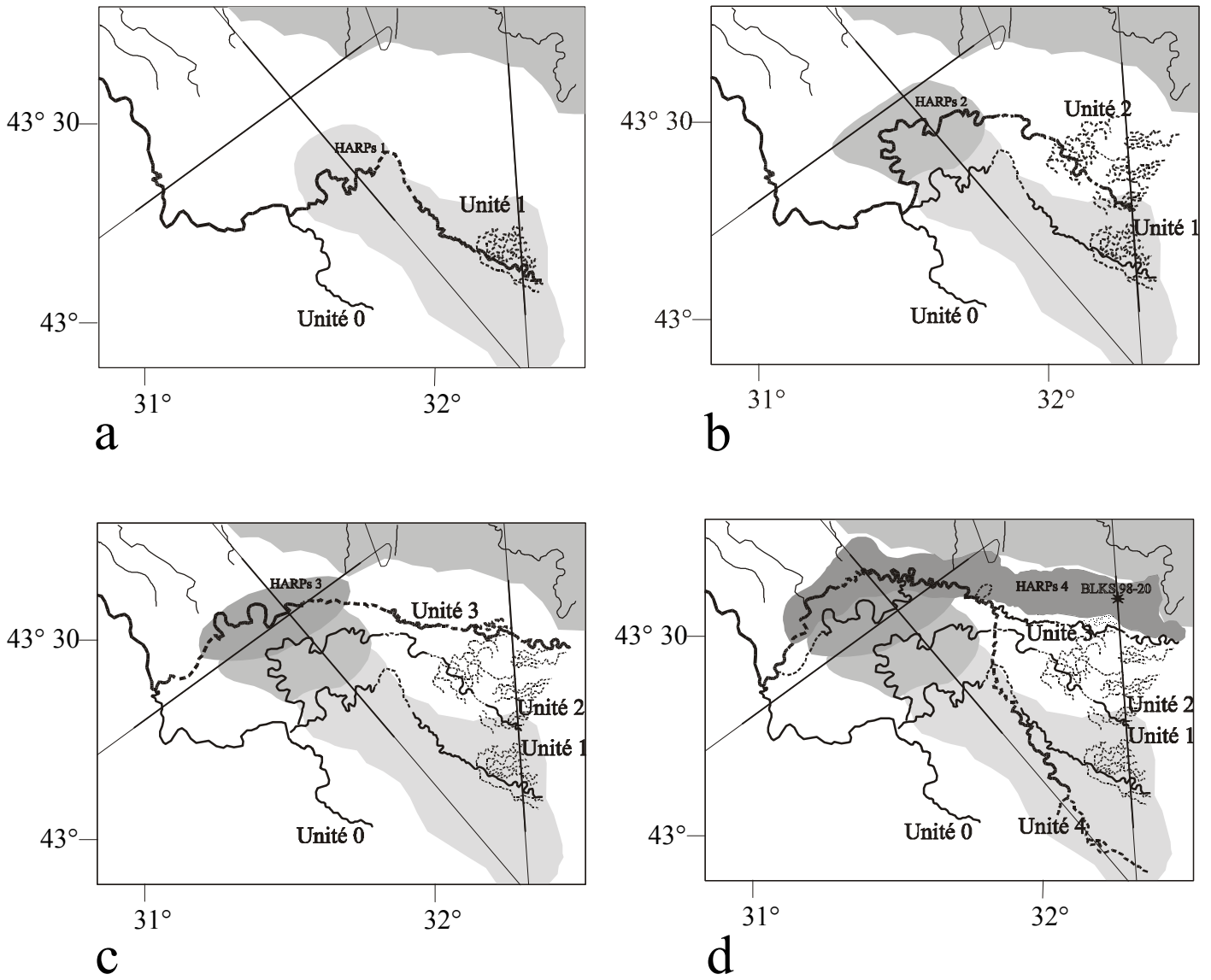


Fig. IV.45. La mise en place des unités d'avulsion: (a) l'unité 1, (b) l'unité 2, (c) l'unité 3, (d) l'unité 4.

succèdent (Fig. IV.33., IV.35., IV.36.). En conséquence, le contrôle du dépôt par la topographie existante a été plus important dans l'unité 4 (Fig. IV.45.d.). Le lobe HARP de cette unité est plus étroit et s'étend jusqu'à 2000 m de profondeur. Son épaisseur est plus petite par rapport aux autres unités (40 m dans la zone proximale et 20 m à l'extrémité distale). Possiblement, ceci est dû aux dépôts d'écoulement en masse qui ont recouvert l'unité 3 et ont rempli partiellement la dépression topographique locale ce qui aurait pu déterminer l'ajustement plus rapide du profil longitudinal (Fig. IV.33.). A un moment donné, le chenal qui s'est développé au-dessus a abandonné la surface des HARPs pour un tracé plus au sud (Fig. IV.45.d.), ce qui a fait que la partie distale des HARPs est visible sur la mosaïque acoustique comme un lobe de forte réflectivité, et sur le profil chirp comme un faciès sourd. Le lobe HARP a été échantillonné dans sa partie superficielle par la carotte BLKS98-20, où il est constitué de sable fin avec des galets vaseux (faciès sédimentaire A2, décrit également dans les HARPs de l'éventail de l'Amazone).

Les 4 phases d'avulsion ont été initiées par la rupture de la levée gauche. Celle-ci est plus petite et plus étroite que la levée droite à cause du dépôt plus important du côté droit du chenal (effet de premier ordre de la force de Coriolis). On peut donc considérer que la migration systématique du chenal vers le nord est un effet de deuxième ordre de la force de Coriolis.

La localisation des zones de brèche a été probablement influencée aussi par l'effet érosif dû à la force centrifuge des courants de turbidité dans les méandres. Cet effet a été, semble-t-il, important pour la zone d'avulsion A1, qui est caractérisée par le changement brusque de la direction du chenal et aurait pu constituer un *spillover point* (tel que défini par Normark et Piper, 1991).

Conclusion

Le chenal du Danube a subi plusieurs phases d'avulsion. Chaque avulsion a eu comme résultat la mise en place d'une unité qui consiste dans un lobe HARP (à la base) et un système chenal-levées (au sommet).

IV.5. Discussion et conclusions: l'évolution du chenal du Danube

La structure sédimentaire du chenal du Danube semble indiquer que **les surfaces de discontinuité à l'intérieur du remplissage du chenal (I à IV) se sont développées en réponse aux avulsions (1 à 4).**

La zone d'avulsion A1 est à l'origine des unités d'avulsion 1 et 2. En amont de cette zone sur le segment de chenal situé entre les points A1 et A2, le remplissage du chenal montre deux surfaces de discontinuité I et II, et leurs terrasses équivalentes (Fig. IV.27.).

La structure du remplissage sédimentaire du chenal est différente en amont de la zone d'avulsion A2, qui constitue l'origine des unités 3 et 4. Les discontinuités I et II sont toujours présentes, par contre deux autres surfaces apparaissent: III et IV. Ces surfaces sont continues le long du chenal et se prolongent jusqu'à la connexion avec le canyon du Danube. La nature érosive des discontinuités I, II et III est indiscutable. La surface IV (le talweg récent) a probablement un caractère érosif aussi, mais plus d'information serait nécessaire pour l'argumenter.

Comme nous l'avons montré auparavant, les unités de dépôt séparées par ces discontinuités semblent représenter une succession de systèmes chenaux-levées confinés (en totalité ou en partie) dans un relief érosif antérieur.

Par conséquent, il semble possible que les surfaces de discontinuité dans le chenal supérieur soient liées à l'érosion provoquée par l'ajustement du profil longitudinal du chenal à la suite de la rupture d'une levée. Les sédiments du chenal érodés au cours de ce processus ont formé les lobes HARP en aval du point d'avulsion. Quand le chenal retrouve son profil d'équilibre, un nouveau système chenal-levée se développe au-dessus du lobe HARP en aval du point d'avulsion, mais aussi en amont de ce point, où il se trouve confiné dans la vallée érosive.

La question élémentaire qu'un tel modèle d'évolution de chenal met en exergue est: comment peut-on savoir si les phases d'érosion identifiées sont les seules à avoir affecté l'intérieur du chenal? Effectivement, une phase d'érosion plus importante aurait pu *a priori* effacer complètement les dépôts de l'unité ou des unités précédentes, y compris les surfaces d'érosion correspondantes... Pourtant, le nombre des discontinuités semble correspondre au nombre des phases d'avulsion. Les dépôts de chaque unité se retrouvent (partiellement érodés) en dessous de la surface de discontinuité subséquente, car chaque surface de discontinuité est moins profonde et moins large que celle qui la précède.

Une explication possible pour cette diminution graduelle de l'amplitude des événements érosifs pourrait être le rôle joué par la topographie du bassin. Le développement des unités d'avulsion est limité par le grand système chenal-levée initial (au sud) d'une part, et par l'éventail du Dniepr (au nord) d'autre part. Les dépôts de chaque unité d'avulsion (HARPs et système chenal-levée) contribuent à remplir progressivement cette dépression topographique, dont la pente diminue. Par conséquent, chaque avulsion se produit avec moins d'espace disponible. L'ajustement du profil longitudinal est donc chaque fois plus rapide, ce qui a pour conséquence moins d'érosion dans le chenal en amont de l'avulsion.

CHAPITRE V

CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

V. CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

V.1. Introduction

V.2. Structure sédimentaire récente de la plate-forme continentale roumaine

V.3. Discussion et conclusion

V.1. Introduction

Les données disponibles jusqu'à présent ne permettent pas de dater précisément le moment où le système canyon du Danube – chenal du Danube a commencé son activité. En absence de tout forage dans l'éventail sous-marin, on ne peut que proposer des corrélations avec les dépôts de la plate-forme.

Par contre, on peut dire que ce système (le dernier système actif de l'éventail) a fonctionné pendant le Néo-éuxinien, le dernier bas niveau de la mer Noire, équivalent du stade isotopique 2.

La connaissance du contexte paléogéographique de la plate-forme continentale au cours cette dernière période d'activité du système canyon-chenal du Danube est essentielle afin de mieux comprendre le fonctionnement de ce système, surtout dans sa partie proximale (le canyon). Les deux questions fondamentales que ce chapitre va essayer d'éclaircir sont: (1) où était localisée la ligne de côte du grand lac qu'était la mer Noire pendant la dernière période active du canyon du Danube?, et (2) quels étaient les tracés des fleuves qui se déversaient dans le lac?

Pour répondre à ces questions, 50 profils de sondeur de sédiment (3,5 KHz) acquis par GeoEcoMar entre 1979 et 1983 ont été réinterprétés. Ces profils assurent une bonne couverture de la plate-forme continentale au large de la Roumanie (Fig. V.1.). Les données chirp de la campagne BlaSON ont également été utilisées, ainsi que les profils de sondeur de sédiment (2,5 KHz) enregistrés lors d'acquisition de haute densité sur la plate-forme externe afin de réaliser une mosaïque EM1000. Les informations fournies par ces données concernent l'évolution des systèmes sédimentaires sur la plate-forme continentale pendant le Néo-euxinien et l'Holocène.

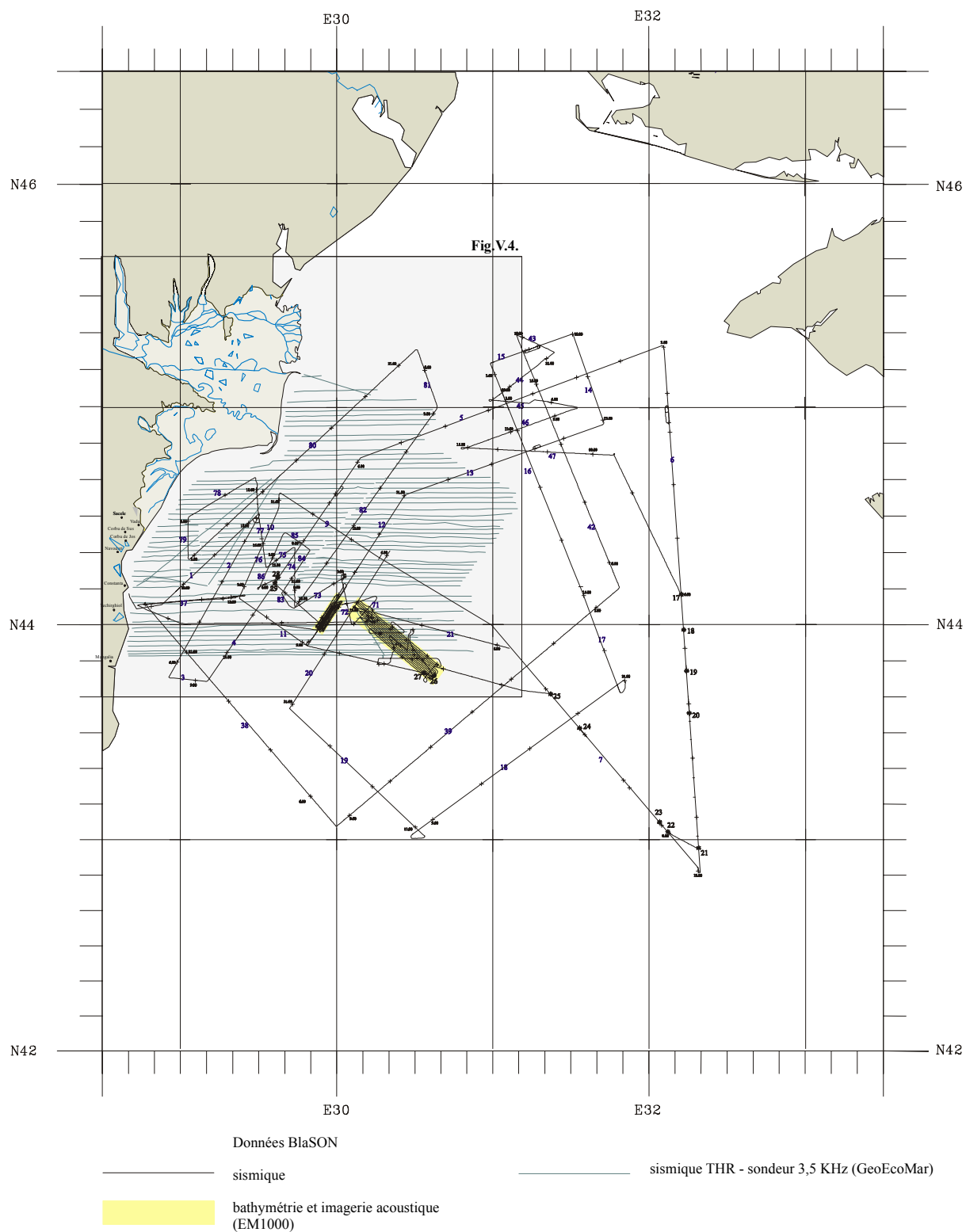


Fig. V.1. Plan de localisation des données utilisées pour l'analyse du contexte paléogéographique de la plate-forme continentale.

V.2. Structure sédimentaire récente de la plate-forme continentale roumaine

Comme nous l'avons vu au Chapitre I.2., le niveau de la mer Noire a subi des variations relatives indépendantes de celles du niveau eustatique global lors de ses périodes d'isolement. En ce qui concerne le stade isotopique 3, il est admis par l'ensemble des auteurs des pays de l'Est (voir les références citées au Chapitre I.2.) que ce haut niveau, nommé Surozhien, a été plus marqué en mer Noire qu'ailleurs.

Dans la zone d'étude, une succession de terrasses marquant la limite d'action des vagues (wave-cut terrace) est présente sur les profils au sud de Constanta sur quelques 50 km le long de la côte, entre ~12-38 m de profondeur (Fig. V.2.). Vers le nord, cette terrasse pourrait continuer parallèlement à l'ancienne côte (antérieure aux dépôts holocènes du Delta du Danube) située à l'ouest des lacs Sinoe et Razelm. Cette terrasse semble correspondre à la période de haut niveau du Surozhien, décrit à environ -10 m par rapport au niveau actuel (Chepalyga, 1985).

Plusieurs prismes progradants ont été mis en place au large de la terrasse (Fig. V.2). Le prisme 1 repose directement sur la pente de la terrasse Surozhienne, alors que le prisme 2 couvre partiellement le pied du premier prisme. Les deux corps sédimentaires s'étendent vers le large jusqu'à l'isobathe -45m. Un troisième prisme s'est développé sur la partie distale du prisme 2; ce prisme 3 est peu incliné, et son extrémité distale n'est pas visible. Il est probable que ces prismes soient formés au cours de la descente du niveau de la mer vers le bas niveau Néoeuxinien, qui a débuté vers ~ -25.000 ans (d'après Chepalyga, 1985).

Les paléo-rivières

De nombreux chenaux ont été identifiés sur la plate-forme continentale entre -30 et ~ -80 m profondeur. Les structures de ce type sont fréquemment citées dans les modèles de la stratigraphie séquentielle comme une conséquence de la descente relative du niveau marin avec l'installation d'un régime sous-aérien sur la plate-forme (Posamentier et Vail, 1988). Les anciens réseaux de drainage des grands fleuves ont été largement décrits dans la littérature (Twichell et al., 1977; Berné, 1998; Rabineau et al., 1998; Fulthorpe et al., 1999; Duncan et al., 2000; Burger et al., 2001; Lericolais et al., 2001).

Les chenaux sur la plate-forme roumaine sont complètement remplis et donc pas visibles dans la bathymétrie. Ils sont caractérisés par une base érosive qui tronque en général un substratum acoustiquement opaque, et un remplissage plus ou moins régulier (Fig. V.3.). La plupart des chenaux font entre 400 m et 1500 m de large. La largeur maximale atteinte est de 2,2 km. La profondeur des incisions ne dépasse pas 20-30 m, bien que très souvent il est difficile de l'estimer avec précision, car la base des incisions n'est pas visible à cause

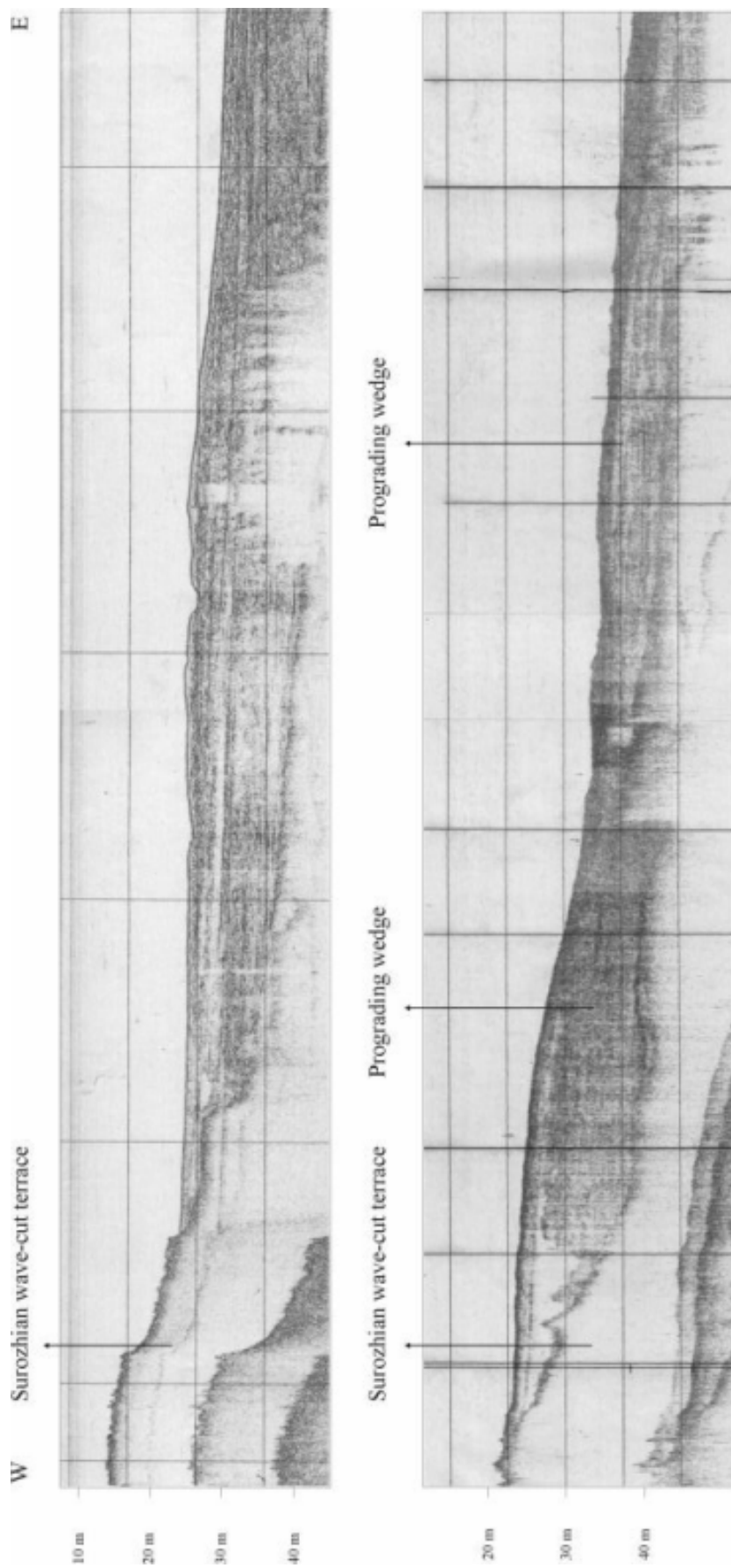


Fig. V.2. Terrasse à proximité de la côte actuelle, supposée Surozhien (d'après Panin et Popescu, 2002)

A. Profil sismique 2/82 (3,5 KHz),

B. Profil sismique 3/83 (3,5 KHz).

Localisation dans la Fig. V.4.

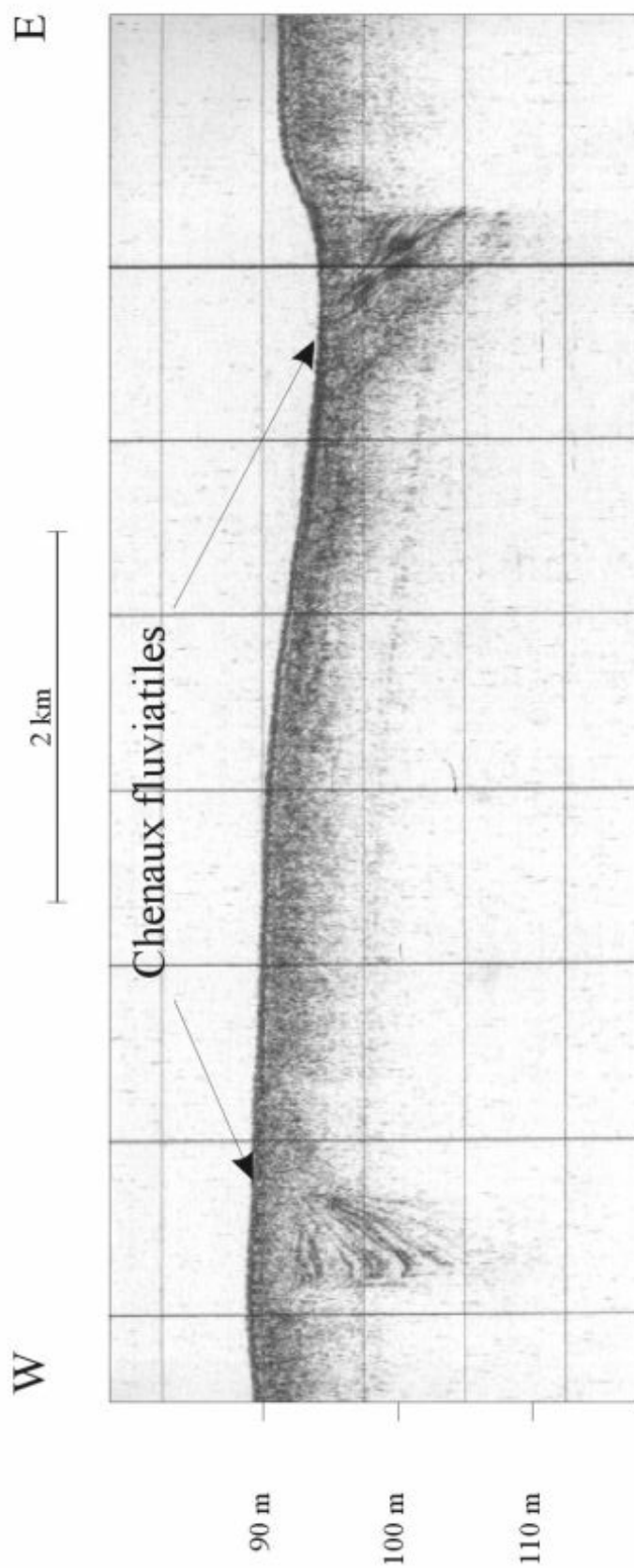


Fig. V.3. Chenaux fluviaux remplis sur la plate-forme continentale (profil sismique L/81(3,5 KHz). Localisation dans la Fig. V.4.

de la faible pénétration acoustique. Aucune incision ne tronque d'autres incisions. Chaque profil croise un grand nombre de chenaux, ce qui pourrait être interprété comme le témoignage d'un réseau anastomosé et/ou par de nombreux affluents.

La répartition des chenaux sur la plate-forme se concentre sur deux pôles qui correspondraient aux systèmes drainant de deux cours d'eau (Fig. V.4.).

Le fleuve situé au sud est orienté directement vers l'embouchure du Danube et représente très probablement le paléo-Danube. Avant l'installation du dernier édifice deltaïque holocène du Danube, le paléo-Danube semble avoir suivi un tracé en prolongation de l'actuel bras Sf. Gheorghe. Sur la plate-forme distale vers -70 m profondeur, le fleuve s'élargissait et formait plusieurs bras dans un paléo-delta dont la taille était comparable à l'actuel delta fluvial. On peut supposer la présence de 3 bras principaux, avec une possible 4ème ramification vers le sud, mais la densité des profils ne permet pas de les cartographier avec précision. Ceci a été possible seulement pour une zone limitée localisée sur un de ces bras (Fig. V.5.). Dans cette zone on a pu suivre le tracé méandrique du chenal, avec plusieurs bifurcations et la formation d'une barre de méandre (Fig. V.6.). La partie aval du paléo-Danube est en direction de la tête du canyon du Danube (Viteaz).

Un deuxième cours d'eau traversait la plate-forme continentale au nord du paléo-Danube.

Sa source potentielle est moins claire car l'absence des profils au nord de la côte roumaine ne permet pas de suivre son tracé sur le segment amont. En principe plusieurs possibilités sont à considérer pour l'origine de ce cours d'eau qui pourrait constituer:

- un deuxième grand bras du Danube – dont la relation temporelle avec le paléo-Danube est difficile à préciser. En l'absence d'information concernant la structure pré-Holocène du Delta, la présence d'un passage fluvial au niveau de l'actuel bras Chilia reste hypothétique.
- le paléo-Dniestr – l'orientation du segment final identifié ne favorise pas cette supposition, mais un changement de cours vers le nord-est est toujours envisageable (voir par exemple le tracé du Danube actuel, avec deux changements de direction à 90°).
- une rivière située entre le Danube et le Dniestr. A présent une rivière peu importante (Kogilnik) débouche dans cette zone, dans le Liman (lagune) Shevchenko - Sasyk. Légèrement plus au nord une autre petite rivière débouche dans les lagunes Shagany et Alibey. D'après la carte paléogéographique de Scherbakov (1978) au cours du dernier maximum glaciaire ces rivières descendaient vers le sud sur un tracé semblable (de manière approximative) à celui identifié sur les profils étudiés (Fig. V.7.). Le paléo-Dniestr se serait trouvé plus au nord, capturé par le paléo-Dniepr. Cette hypothèse semble donc pour l'instant la plus probable.

Quoiqu'il en soit, les canyons développés sur la pente au droit de cette paléo-rivière n'ont pas dépassé le rebord de la plate-forme.

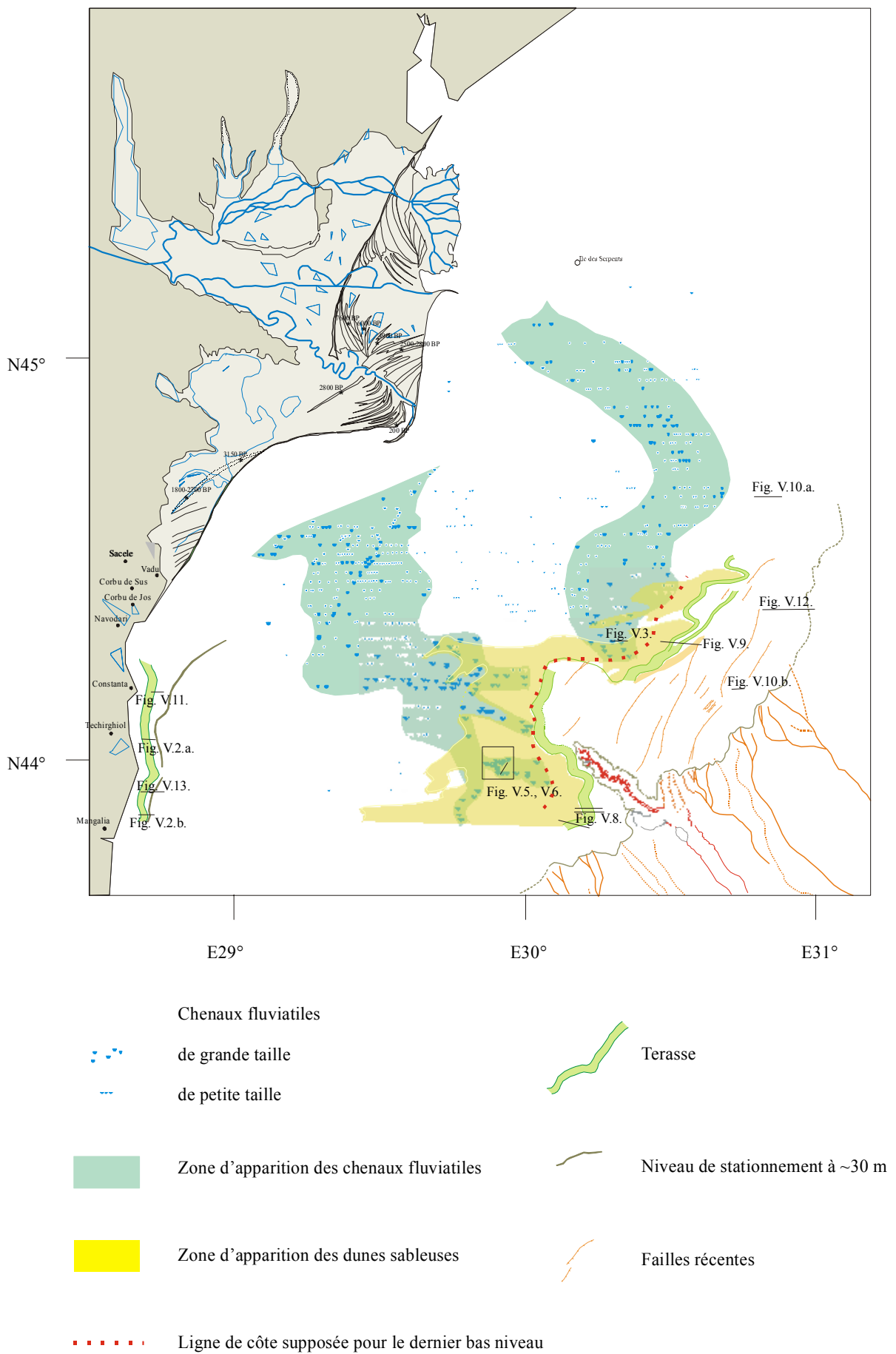


Fig. V.4. Carte paléogéographique de la plate-forme continentale au large de la Roumanie au cours de la dernière période active du chenal du Danube.

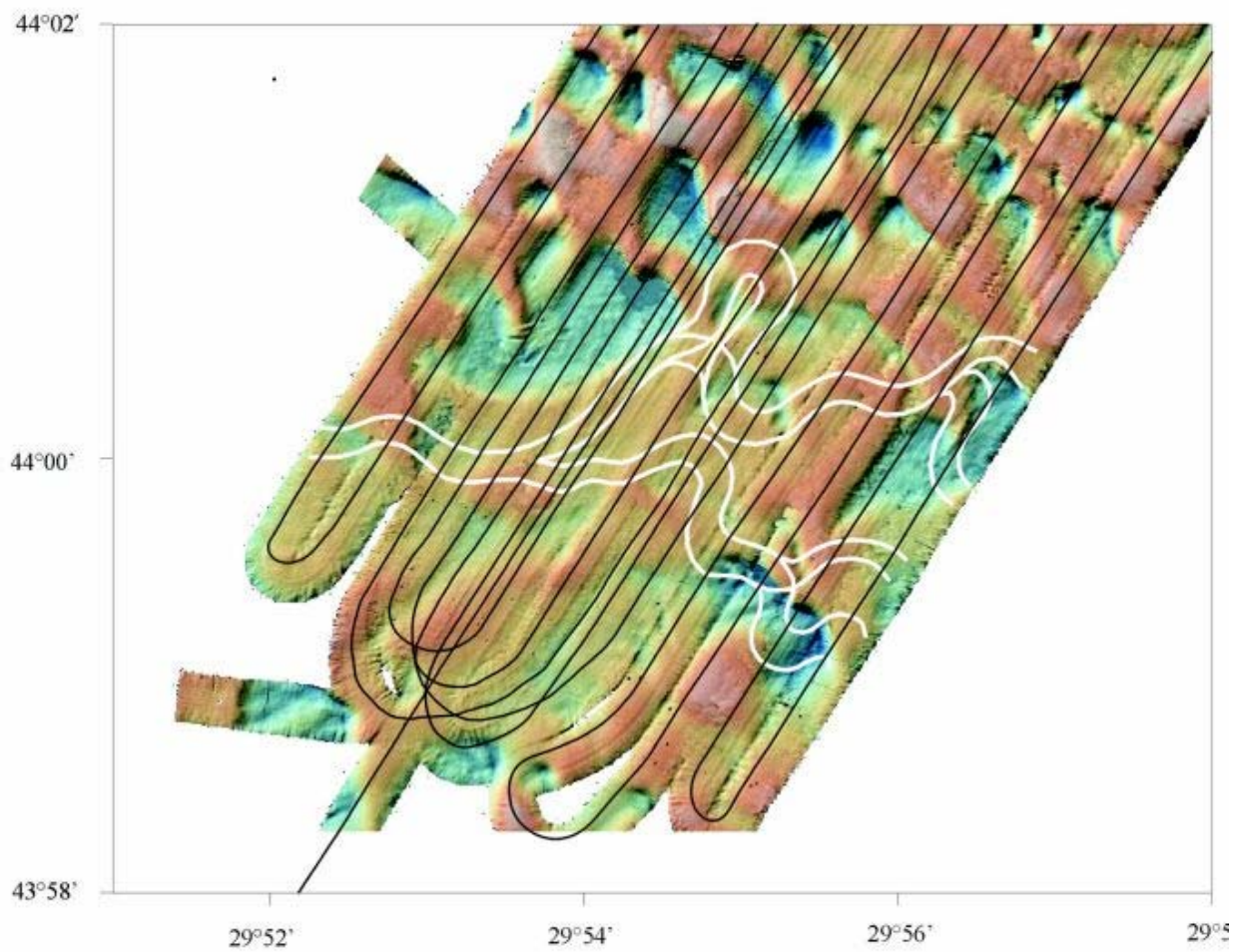


Fig. V.5. Tracé d'un bras du paléo-Danube (en blanc) déduit à partir des données de sondeur de sédiments. Les chenaux remplis et couverts par des dunes sableuses ne sont pas visibles dans la bathymétrie (données bathymétriques EM1000 d'après Lericolais et al., en prep.).

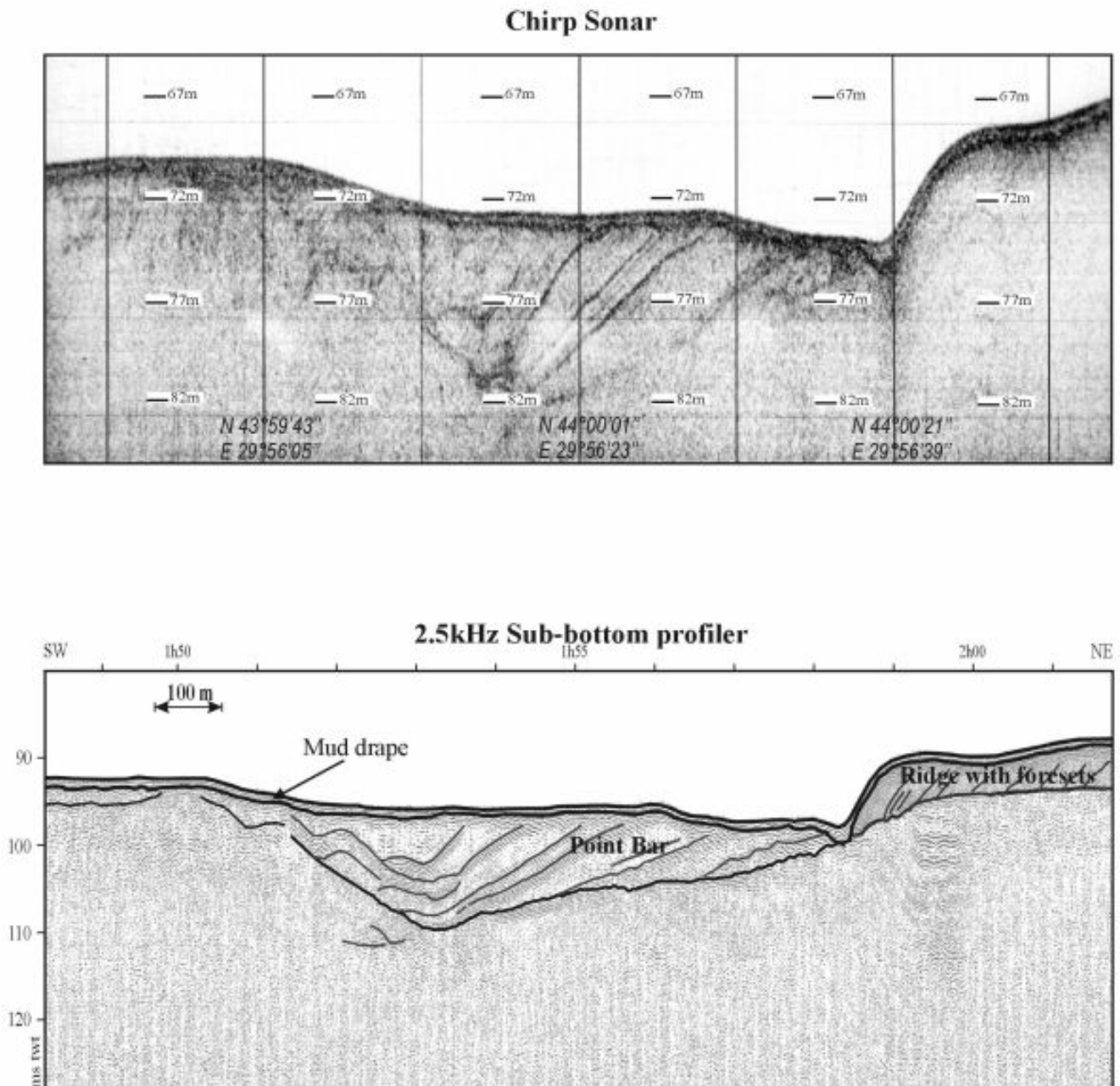


Fig. V.6. Chenal fluvialite avec une barre de méandre (d'après Lericolais et al., en prep.)

En haut: Profil 90 chirp sonar. En bas: Profil sismique 90 (2,5 KHz) .

Localisation dans la Fig. V.4.

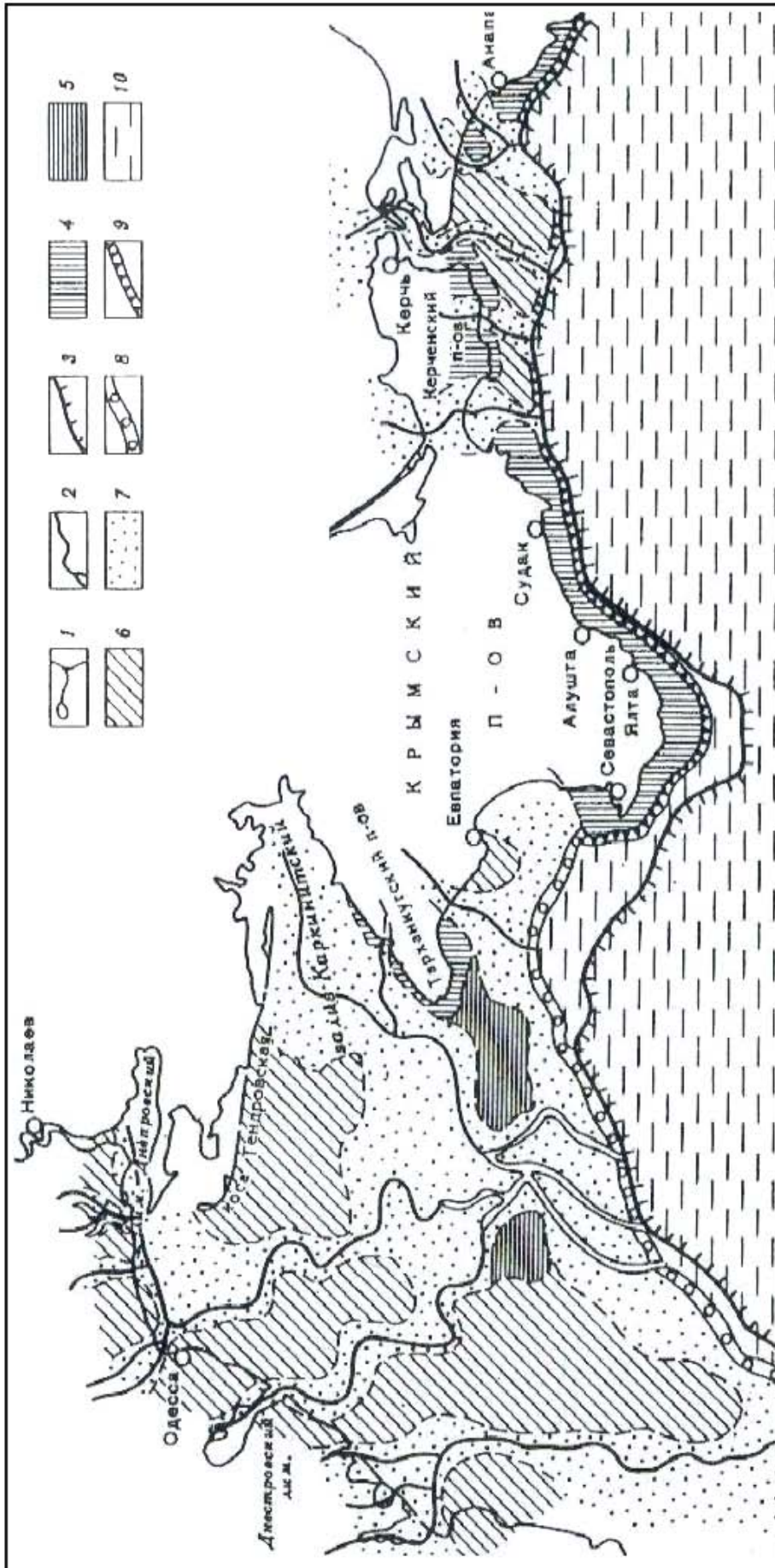


Fig. V.7. Carte paléogéographique de la partie nord de la mer Noire (d'après Scherbakov et al., 1978).

1. Ligne de côte actuelle, 2. Paléo-rivières, 3. Rebord de la plate-forme, 4. Roches pre-pliocènes, 5. Argiles pliocènes,
6. Loess pléistocène, 7. Alluvions pléistocènes supérieures, 8. Dépôts côtiers sableux coquilliers pléistocènes supérieures,
9. Ligne de côte pléistocène supérieure, d'origine érosive, 10. Vases pléistocènes supérieures développées sur la pente continentale et dans le bassin profond.

La paléo-ligne de côte

Les terrasses créées par l'action des vagues (wave-cut terraces) sont généralement considérées comme indicatrices de la proximité d'une ligne de côte (Stanley, 1995).

Une telle terrasse immergée est visible sur les profils étudiés, sur la plate-forme continentale externe. Le tracé de la terrasse peut être suivi sur environ 100 km et continue probablement vers le sud en dehors de la couverture des profils (Fig. V.4.). La terrasse contourne le canyon du Danube. Ses traits varient le long de son tracé. Au sud du canyon la terrasse se trouve à - 98-112 m et son caractère érosif est très clair (Fig. V.8.). En se rapprochant du canyon la terrasse remonte à -90 m (dans le point situé le plus près). Ensuite elle continue de remonter jusqu'à ~ -78 m au droit de la tête du canyon, avec la diminution de sa hauteur (5-6 m, par rapport aux 15 m au sud du canyon). Au nord du canyon la terrasse redescend en dessous de -97 m (avec une hauteur de 10-15 m) et elle consiste en deux marches distinctes (Fig. V.9.). Une longue structure accumulative s'est développée parallèlement à la terrasse sur ~20 km (Fig. V.4.). La morphologie et l'orientation de cette structure suggère un cordon littoral semblable à l'actuelle île Sahalin (au débouché du bras Sf. Gheorghe). Son sommet ne dépasse pas la profondeur de -100 m.

Sur la plate-forme externe au nord du bassin, dans la zone du Dniepr située à l'ouest de la presqu'île de Crimée, deux terrasses distinctes ont été décrites (Major, 2002, d'après Evsyokov, Yu.) à -77-82 m (11-25 m en hauteur) et -100-104 m (17-25 m en hauteur).

La terrasse est érodée dans des dépôts progradants (Fig. V.8., V.9.). Au nord du canyon, ces dépôts progradants s'étendent jusqu'au rebord de la plate-forme. Leur faciès est constitué de réflecteurs de haute amplitude, continus et progradants, tronqués par de très nombreuses chenalisations (Fig. V.10.). Les chenaux se trouvent sur des niveaux différents, se tronquent souvent entre eux et la profondeur des incisions ne dépasse pas 5m. Le remplissage, qui se présente comme un faciès sourd, semble avoir été mis en place au cours de la progradation. Ce type de faciès est très différent de celui qu'on rencontre au dessus de ~ -80 m, qui comprend les incisions fluviales. Par contre, on retrouve ce faciès chenalisé à proximité de la côte actuelle, dans un des prismes formé après le haut-niveau supposé Surozhien (Fig. V.11.). Il semble constituer un faciès peu profond (littoral ou de plate-forme proximale) lié à la descente du niveau de la mer, donc l'équivalent de ce qu'on interprète en général comme « shelf-perched lowstand wedge » créé pendant une régression forcée (Posamentier et al., 1992). Il est possible que ce faciès soit en relation avec l'apport sédimentaire de la rivière situé au nord du paléo-Danube.

Sur la pente, ce faciès semble continuer avec un prisme progradant de bas-niveau, sans chenalisation (Fig. V.12.). Le prisme progradant est couvert par un deuxième prisme, conforme sur la pente et discordant (en onlap sur le prisme inférieur) au niveau du rebord

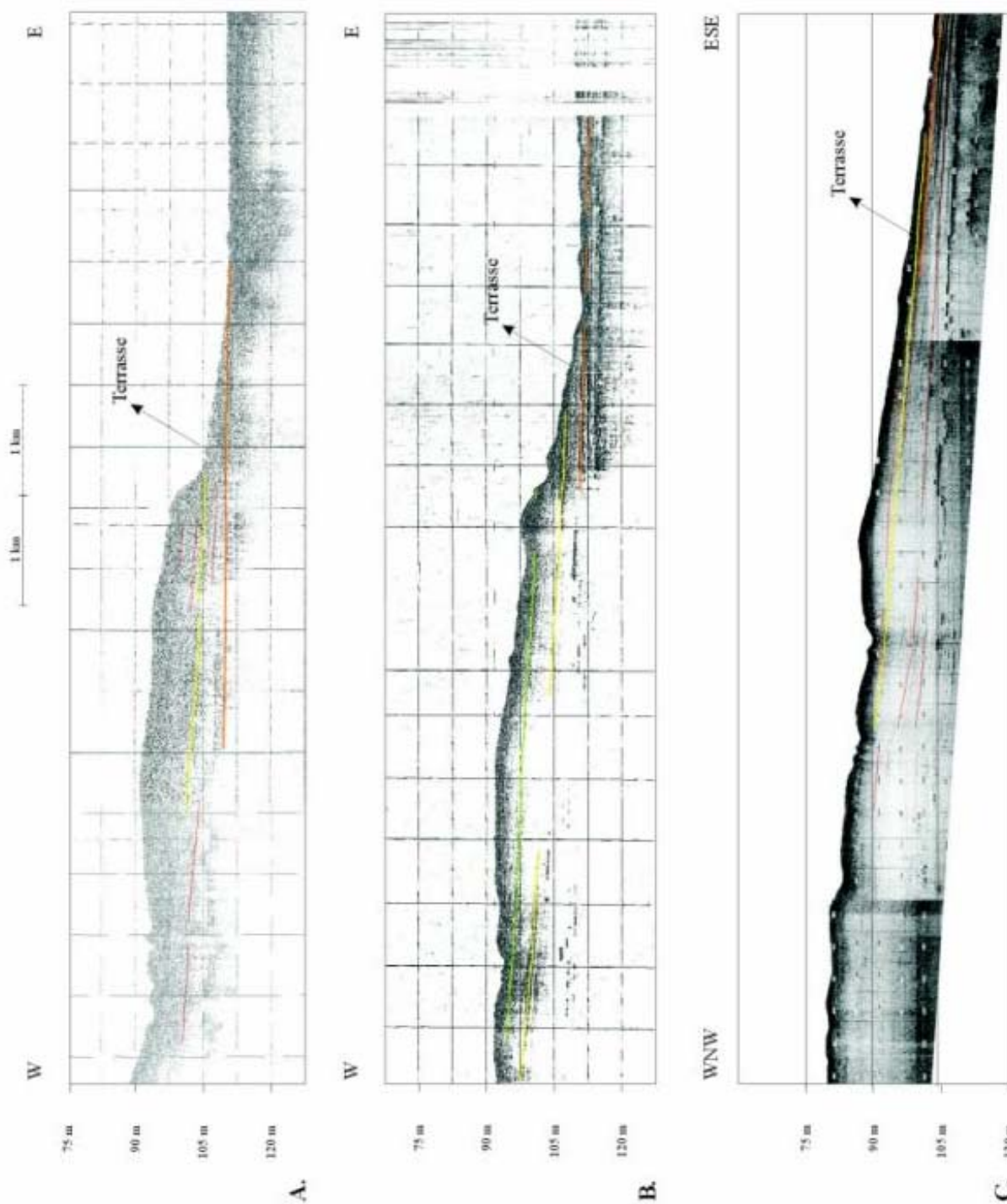


Fig. V.8. Terrasse immergée sur la plate-forme continentale externe au sud du canyon du Danube:
 A. Profil sismique 2/83 (3,5 KHz), B. Profil sismique 3/83 (3,5 KHz), C. Profil 59 chirp sonar (BlaSON). Localisation dans la Fig. V.4.

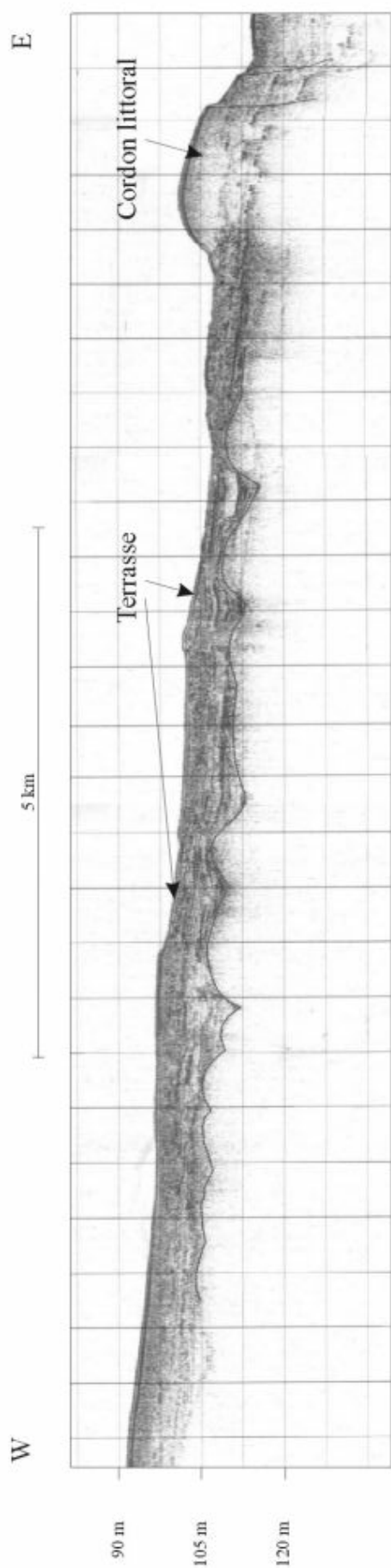


Fig. V.9. Terrasse immergée sur la plate-forme continentale externe au nord du canyon du Danube (profil sismique L/81 (3,5 KHz)). Localisation dans la Fig. V.4.

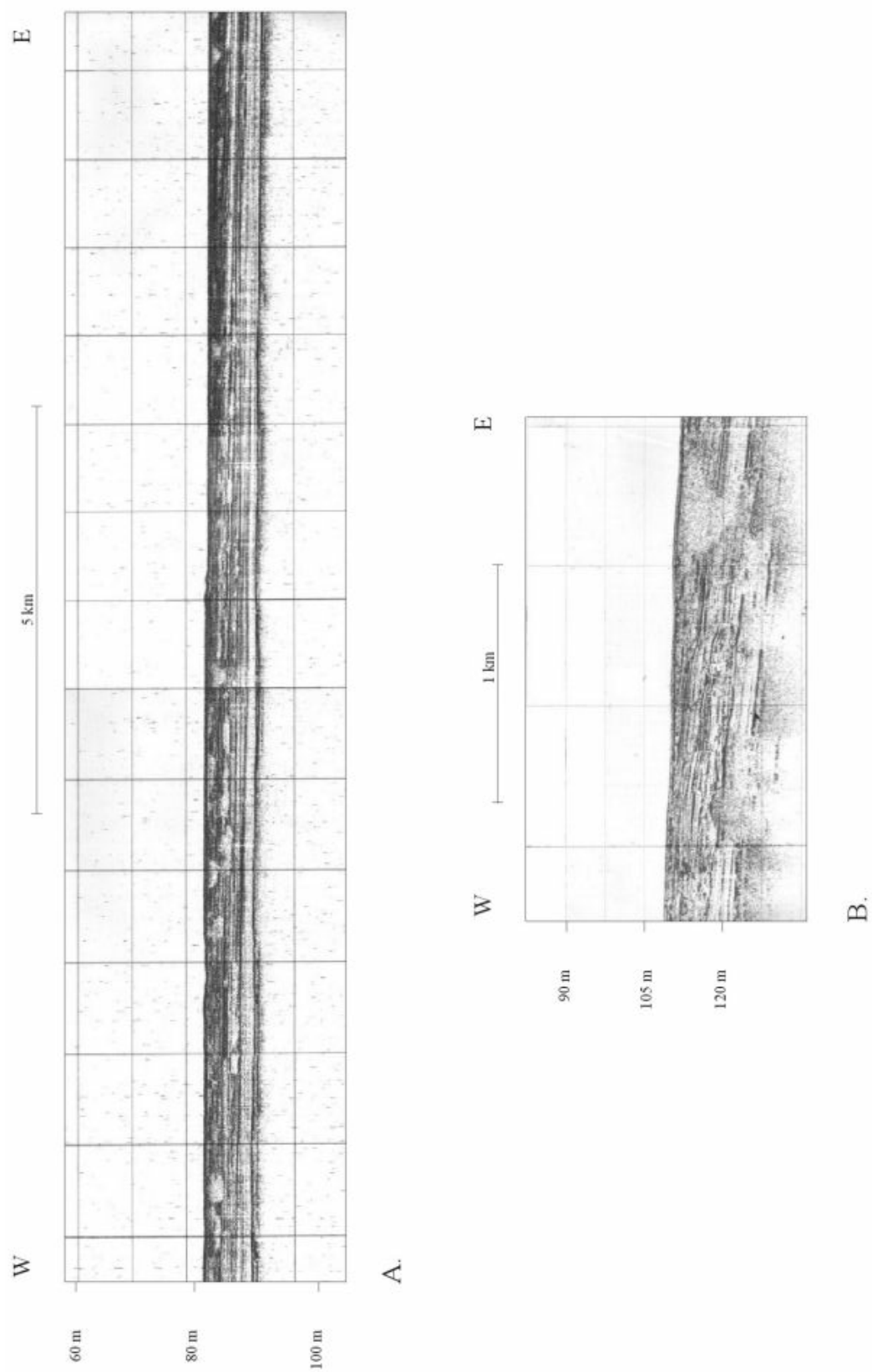


Fig. V.10. Dépôts progradants chenalisés sur la plate-forme continentale externe au nord du canyon du Danube:
 A. Profil sismique 34/80 (3,5 KHz),
 B. Profil sismique S/81 (3,5 KHz).
 Localisation dans la Fig. V.4.

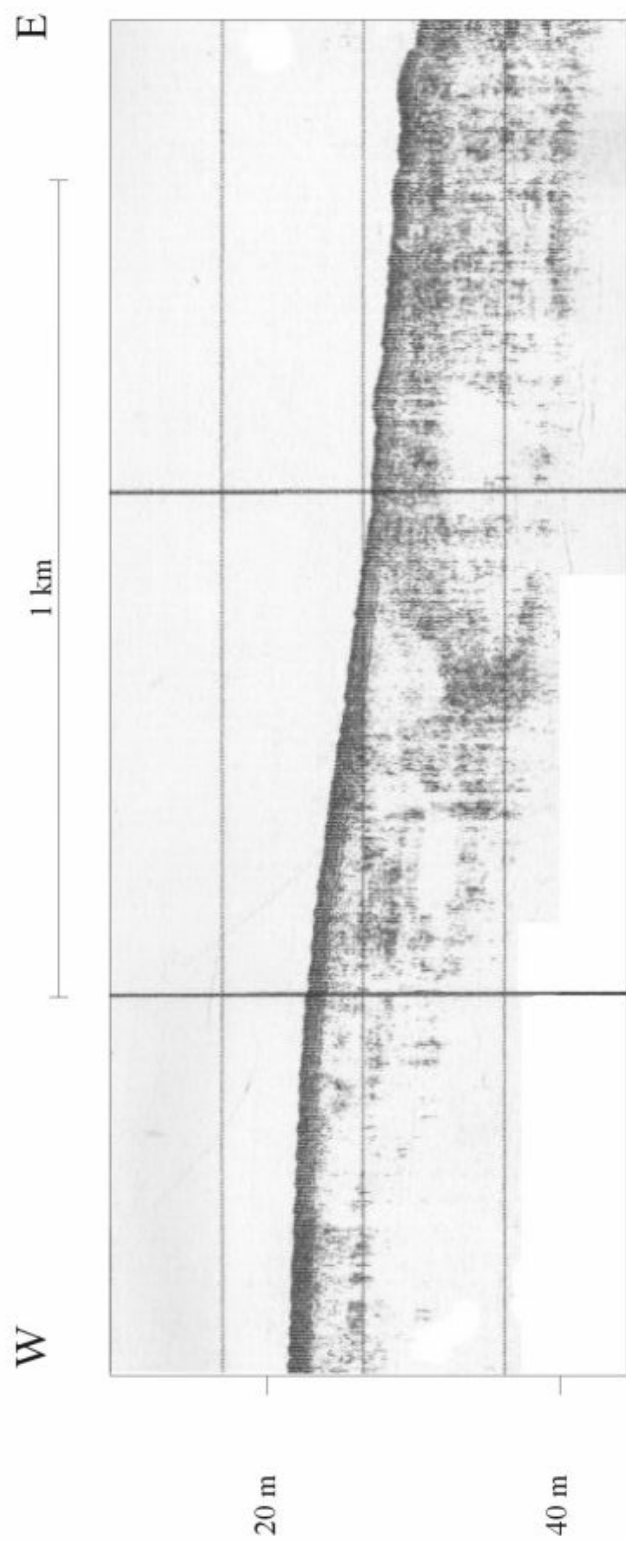


Fig. V.11. Dépôts chenalisés à proximité de la côte (profil sismique 13/81 (3,5 KHz)). Localisation dans la Fig. V.4.

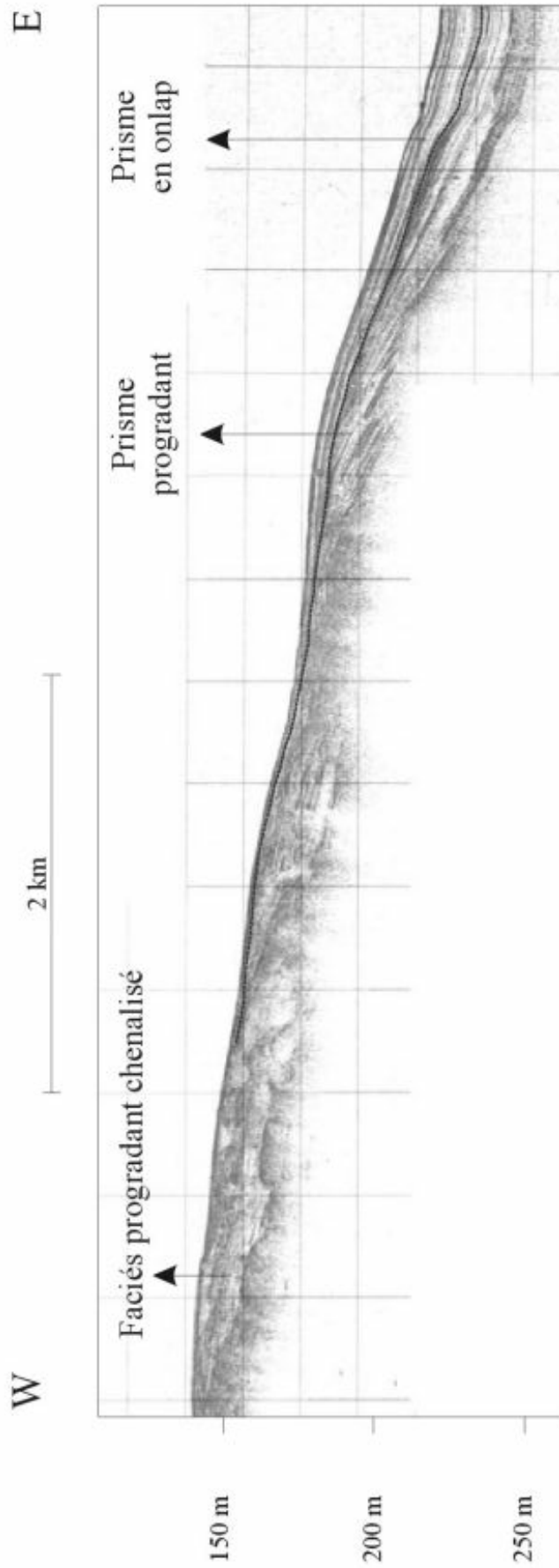


Fig. V.12. Dépôts progradants sur la pente (profil sismique H/81 (3,5 KHz)). Le prisme progradant est couvert en onlap par un deuxième prisme. Localisation dans la Fig. V.4.

de la plate-forme. La limite supérieure du prisme en onlap atteint -110 m, mais elle se situe plus bas dans la zone des failles récentes (-140-150 m).

Derrière la terrasse vers la côte, des dunes accumulatives de sable forment une bande large de 20-30 km et remontent jusqu'à -65-70 m (Fig. V.4., Fig. V.5.). Les dunes se sont développées sur une surface de discordance régionale qui forme un relief érosif (sur la plate-forme moyenne) et tronque le shoreface progradant et les fleuves (sur la plate-forme distale). Une levée bathymétrique détaillée réalisée au cours la campagne BlaSON montre la prédominance des dunes linéaires asymétriques, avec un relief de 4-5 m et orientées uniformément de direction à $\sim 75^\circ$ (Lericolais et al., en prep./2002). Sur la plate-forme au large de l'Ukraine un champs de dune a été identifié derrière la terrasse supérieure, entre -72-86 m; ces dunes ressemblent morphologiquement aux dunes de la plate-forme roumaine, mais leurs relief est de 1-2 m (Major, 2002).

Un faciès de dunes se trouve également en dessous des dépôts progradants au nord du canyon, qui les couvre de manière discordante (Fig. V.9.). Ce fait suggère que les dunes constituent un faciès lié à une dernière phase de dépôt sur la plate-forme externe avant le déplacement du dépo-centre vers la côte au cours du haut niveau marin.

La terrasse d'abrasion des vagues sur la plate-forme externe est la seule visible sur les profils étudiés. Entre cette terrasse et le niveau de stationnement identifié à environ -30 m (Fig. V.13.), il n'y a pas de trace claire d'une éventuelle ligne de côte à -65-70 m, -55-60 m ou -45 m (comme décrit par Ostrovskiy et al., 1977).

V.3. Discussion et conclusion

De manière générale, l'architecture des dépôts sur la plate-forme roumaine montre de nombreuses similarités avec le Golf du Lion (Berné et al., 1998; Rabineau et al., 1998): la présence d'un faciès progradant représentant les dépôts peu profonds de bas-niveau, la terrasse d'abrasion des vagues qu'on retrouve à la surface de ces dépôt, les chenaux fluviaux, le développement des dunes accumulatives sableuses derrière la terrasse et au-dessus d'une discordance régionale qui forme des dunes érosives. Comme dans le golfe du Lion, l'accumulation des dunes semble plus importante dans la proximité du canyon par rapport à la zone située au nord, associée probablement avec des courants de fond plus importants dûs aux irrégularités topographiques (Berné et al., 1998). Dans le golfe du Lion, la discordance à la base des dunes est interprétée par les auteurs mentionnés comme surface de transgression, alors que les dunes représentent un faciès transgressif. Une origine transgressive a été également proposée pour les dunes de la Mer Adriatique

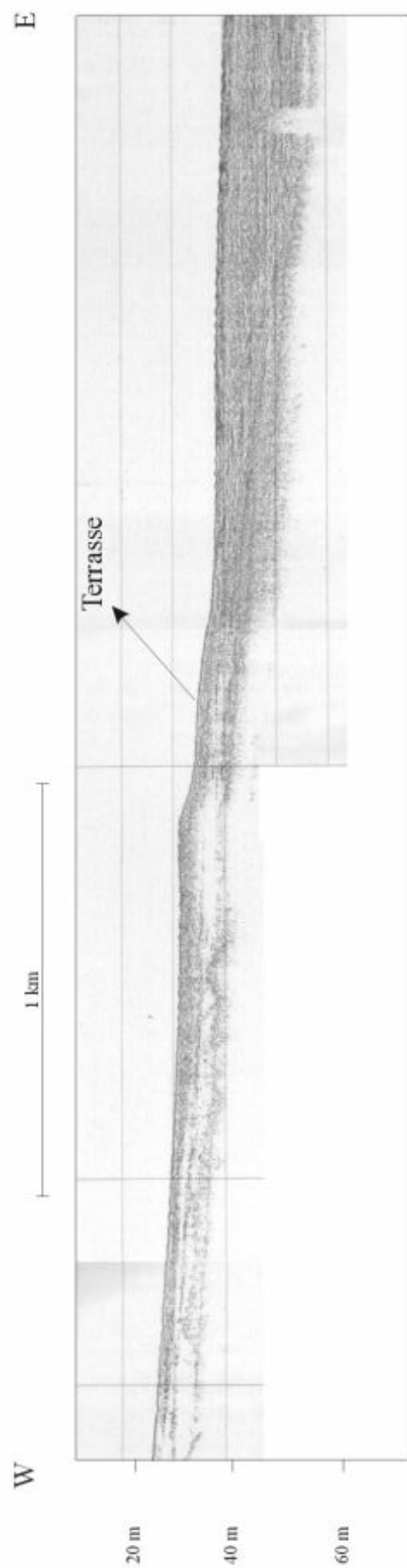


Fig. V.13. Terrasse correspondant à un niveau de stationnement situé à environ –30 m (profil sismique 9/82 (3,5 KHz)). Localisation dans la Fig. V.4.

(Correggiari et al., 1996). Par contre, pour les dunes de la mer Noire on parle d'un développement comme faciès de lowstand, en milieu sous-aérien (Ryan et al., 1997; Major, 2002) ou côtier (Lericolais, en prep.).

La profondeur de la terrasse d'abrasion varie le long de son tracé. Elle atteint un minimum de profondeur au droit de la tête du canyon du Danube, et devient plus profonde au fur et à mesure qu'elle s'éloigne du canyon vers le sud ou vers le nord. Ce type de variation de la profondeur de la terrasse par rapport aux canyons a été également remarquée sur la plate-forme ukrainienne (Major, 2002). Elle peut s'expliquer par le fait que l'effet de l'action des vagues peut se localiser à des profondeurs différentes entre la zone de surf et la base des vagues de tempête. La présence du canyon semble diminuer l'énergie des vagues et abriter la côte au droit de sa tête.

Les chenaux fluviaux les plus profonds atteignent -84-85 m, mais il faut tenir compte de ce que la partie supérieure est affectée par l'érosion régionale, et aussi de la marge d'erreur des profondeurs indiquées sur des profils d'origines différentes. Cependant, la partie la plus haute de la terrasse se trouve vers -78 m. En conséquence, on peut envisager que **la ligne de côte liée à cette terrasse était située autour de -80 m.**

La ligne de côte formait un grand golf et deux grandes rivières s'y versaient (Fig. V.4.). La largeur de la plate-forme immergée était de ~25 km au sud du canyon du Danube et de ~40 km au nord du canyon. Par contre, au droit du canyon elle était réduite de façon significative: ~10-12 km.

Le paléo-Danube se dirigeait directement vers la tête du canyon du Danube. Ce type de connexion entre le tracé d'un fleuve pendant une période de bas-niveau marin et l'emplacement d'un canyon sous-marin qui entaille le rebord de la plate-forme a été remarquée aussi pour d'autres systèmes tels que les rivières Delaware (avec le canyon Wilmington; Twichell et al., 1977; Fulthorpe et al., 1999), Hudson (avec le canyon Hudson; Fulthorpe et al., 1999), Adour (avec le canyon Capbreton; Cirac et al., 2001) ou les rivières de la côte nord de la Californie (avec le canyon Eel; Burger et al., 2001). Elle est également en concordance avec le modèle de Pratson et Coakley (1996) qui prédit que le développement des canyons est le plus actif là où l'apport sédimentaire est maximum.

On sait que dans les bassins lacustres, des courants hyperpiciaux se forment habituellement à l'embouchure des fleuves (Mulder et Alexander, 2001). Ces courants sont le résultat de la différence entre la densité de l'eau du lac et la densité (plus forte) des eaux turbides du fleuve qui se déversent sur le fond du lac. Dans les conditions de salinité réduite qui caractérisaient la Mer Noire pendant les périodes de bas-niveau marin, ces courants hyperpiciaux devaient en prévaloir.

La courte distance entre l'embouchure du paléo-Danube et le canyon (~10 km entre la dernière incision identifiée et la tête du canyon), avec en plus les conditions idéales pour la formation des courants hyperpycnaux, atteste l'importance du contrôle hydro-sédimentaire sur la formation et l'évolution du canyon. Le fonctionnement du canyon était forcément en connexion avec les processus de transport et dépôt dans le système chenal-levées (chenal du Danube). En conséquence, on peut donc supposer la présence d'un système quasi-continu fleuve-canyon-éventail qui assurait le transfert efficace des sédiments terrigènes vers le bassin profond.

L'impact de la rivière qui se versait au nord du golfe est moins clair. Son embouchure est plus éloignée de la flexure continentale (jusqu'à 40 km). Les canyons situés dans cette zone de la pente n'ont pas entaillé la plate-forme et aucun système chenal-levée important n'a été construit. Plusieurs explications sont possibles: (1) l'apport sédimentaire de cette rivière était moins important; (2) la zone d'embouchure était instable et migrait le long de la côte, (3) des paléo-courants vers le sud dirigeaient les sédiments vers le canyon du Danube.

Conclusion

Pendant sa dernière période d'activité, le système canyon du Danube-chenal du Danube se situait à proximité de la ligne de côte, dans une zone caractérisée par des apports sédimentaires importants via le Danube. Cet emplacement, ainsi que la très probable apparition des courants hyperpycnaux à l'embouchure du Danube, ont favorisé la mise-en-place **d'un système quasi-continu fleuve-canyon-éventail** qui contrôlait le transfert des sédiments entre la côte et le bassin profond.

CHAPITRE VI

***CONSIDÉRATIONS
CHRONO-STRATIGRAPHIQUES
SUR LE DÉVELOPPEMENT
DE L'ÉVENTAIL PROFOND DU DANUBE***

VI. CONSIDÉRATIONS CHRONO-STRATIGRAPHIQUES SUR LE DÉVELOPPEMENT DE L'ÉVENTAIL PROFOND DU DANUBE

VI.1. Introduction

VI.2. L'éventail du Danube: sa structure profonde et son âge

VI.3. La relation éventail sous-marin – structures érosives sur la plate-forme

VI.4. Discussion et conclusion

VI.1. Introduction

L'absence de forages dans l'éventail du Danube constitue une difficulté majeure pour l'estimation de l'âge de cette structure sédimentaire. Cependant, de nombreux forages pétroliers sont disponibles sur la plate-forme continentale (Fig. VI.1.) et l'emplacement des profils sismiques BlaSON et Petrom permet de tenter de corréliser les séquences de dépôt de l'éventail sous-marin avec les dépôts et les structures érosives de la plate-forme.

A ce jour, une seule estimation concernant l'âge de l'éventail a été proposée par Winguth et al. (1997, 2000), qui estiment l'âge de l'éventail du Danube à ~900.000 ans, et à ~800.000 ans pour l'éventail du Dniepr. Cette estimation est basée sur la reconnaissance de terrasses de la plate-forme et d'onlaps côtiers identifiés sur la sismique pétrolière, corrélés avec deux forages pétroliers considérés comme représentatifs (1 Ovidiu et 13 Heracleea). Pourtant, il est difficile de juger la solidité de cette argumentation, car les terrasses ne sont pas présentées dans les travaux de ces auteurs.

Il faut dire aussi que lors de l'étude des profils sismiques qui passent sur plusieurs forages, les limites stratigraphiques obtenues des forages ne coïncident pas toujours de l'un à l'autre (c'est le cas du forage 1 Ovidiu où les limites indiquées sont beaucoup plus basses que les réflecteurs qui correspondent aux mêmes limites dans les autres forages). De plus, la limite la plus récente indiquée dans ces forages est la base du Romanien (Pliocène Supérieur). L'étude chrono-stratigraphique des dépôts Mio-Plio-Quaternaires dans la mer Noire pose de nombreux problèmes et dépasse largement le cadre de ce travail. Ce chapitre ne compte donc pas clarifier les différents aspects des problèmes liés à la définition de la stratigraphie de la mer Noire. Son objective est de donner une signification temporelle à la surface qui correspond à la base du plus ancien système chenal-levée identifié.

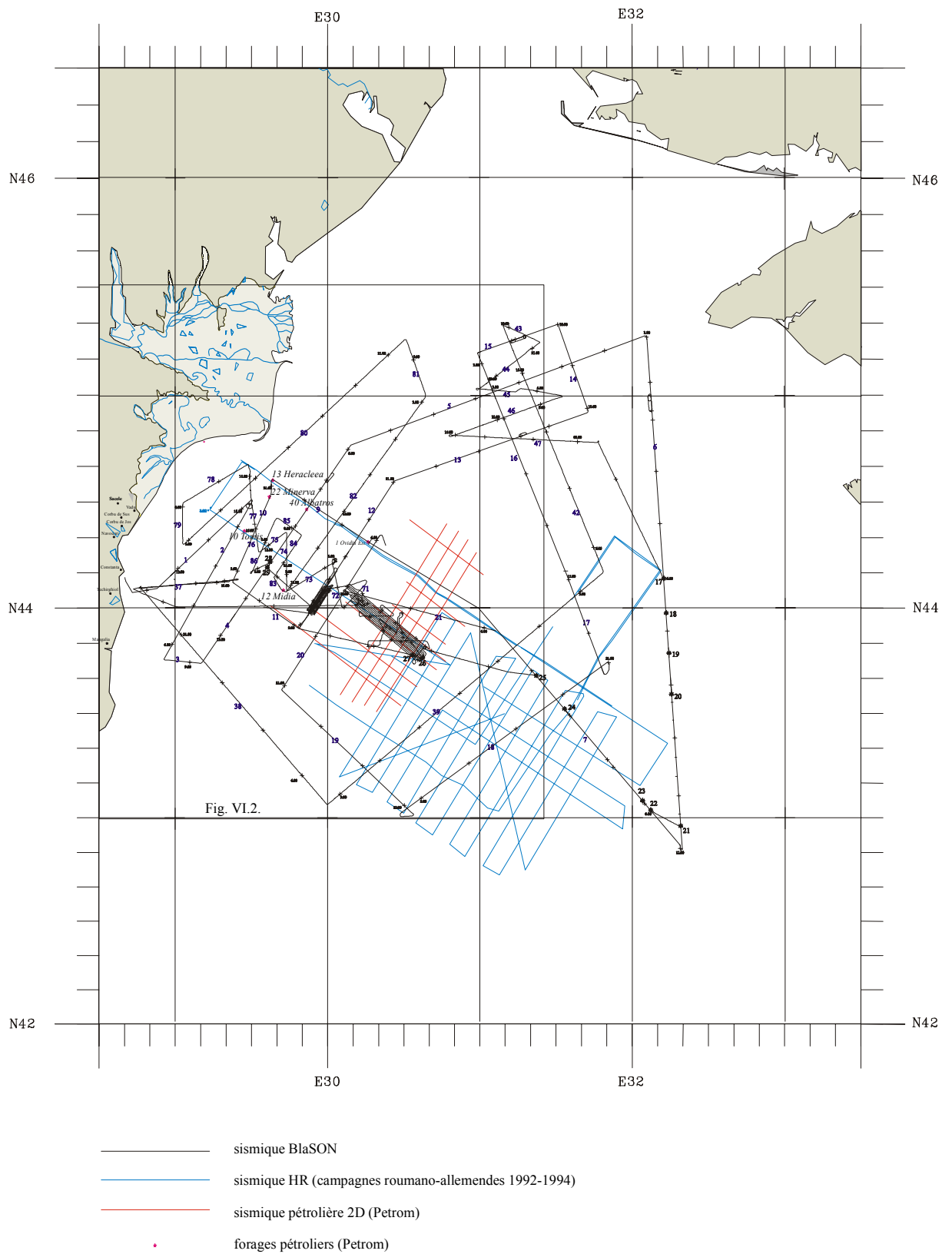


Fig. VI.1. Plan de position des profils sismiques et forages pétroliers utilisés pour la corrélation plate-forme – éventail profond.

VI.2. L'éventail du Danube: sa structure profonde et son âge

Le chenal du Danube est le dernier système chenal-levée dans l'éventail profond du Danube, et représente la 8ème (la dernière) des séquences définies par Wong et al. (1994, 1997). Cinq autres systèmes chenaux-levées importants sont visibles en profondeur dans une zone d'étude située sur la pente supérieure (Fig. V.2., V.3., V.4.). Plusieurs systèmes ont été également décrits sur la pente à l'ouest de la zone d'étude (du Fornel, 1999). En général, les systèmes chenaux-levées antérieurs ont des dimensions comparables avec le chenal du Danube (à une exception près) et leur remplissage dans les chenaux semble avoir été mis en place en plusieurs phases. Les tracés de ces systèmes divergent vers le bassin à partir d'une zone située à la proximité de la tête de l'actuel canyon du Danube (Fig. V.2.).

La base du plus ancien des systèmes chenaux-levées identifiés a été prise comme repère et sera dénommée la surface R. Comme il n'est pas clair qu'en dessous de cette surface il n'y ait pas d'autres systèmes chenaux-levées, on ne peut affirmer que l'âge de la surface R représente l'âge de l'éventail, mais seulement l'âge minimal de l'éventail. La surface R a été suivie sur les profils disponibles et calée sur 4 forages (Fig. V.1.). Ces corrélations montrent que la surface R correspond à la limite Pontien/Dacien (Miocène/Pliocène) telle que définie dans le forage 6 Delfin; dans d'autres forages elle se situe légèrement plus haut que cette limite (dans 13 Heracleea) ou plus bas (40 Albatros, 22 Minerva).

Même si approximative (faute du décalage entre les différents forages), cette correspondance implique néanmoins que l'âge de l'éventail sous-marin est plus ancien que le Pléistocène Moyen-Supérieur, comme proposé par Winguth (1997, 2000). On peut considérer que **les systèmes chenaux-levées de l'éventail du Danube se sont développés le plus probablement au cours du Plio-Quaternaire.**

VI.3. La relation éventail sous-marin – structures érosives sur la plate-forme

Une deuxième conclusion importante de ces corrélations réside dans la connexion qu'elles argumentent entre l'éventail profond et les canyons incisés dans les dépôts de la plate-forme moyenne.

Pendant la campagne BlaSON plusieurs incisions majeures ont été découvertes sur la plate-forme continentale roumaine et ukrainienne (Lericolais et al., 1998). Ces grands canyons (~6 km en largeur, ~500 m en profondeur) sont orientés en prolongation du

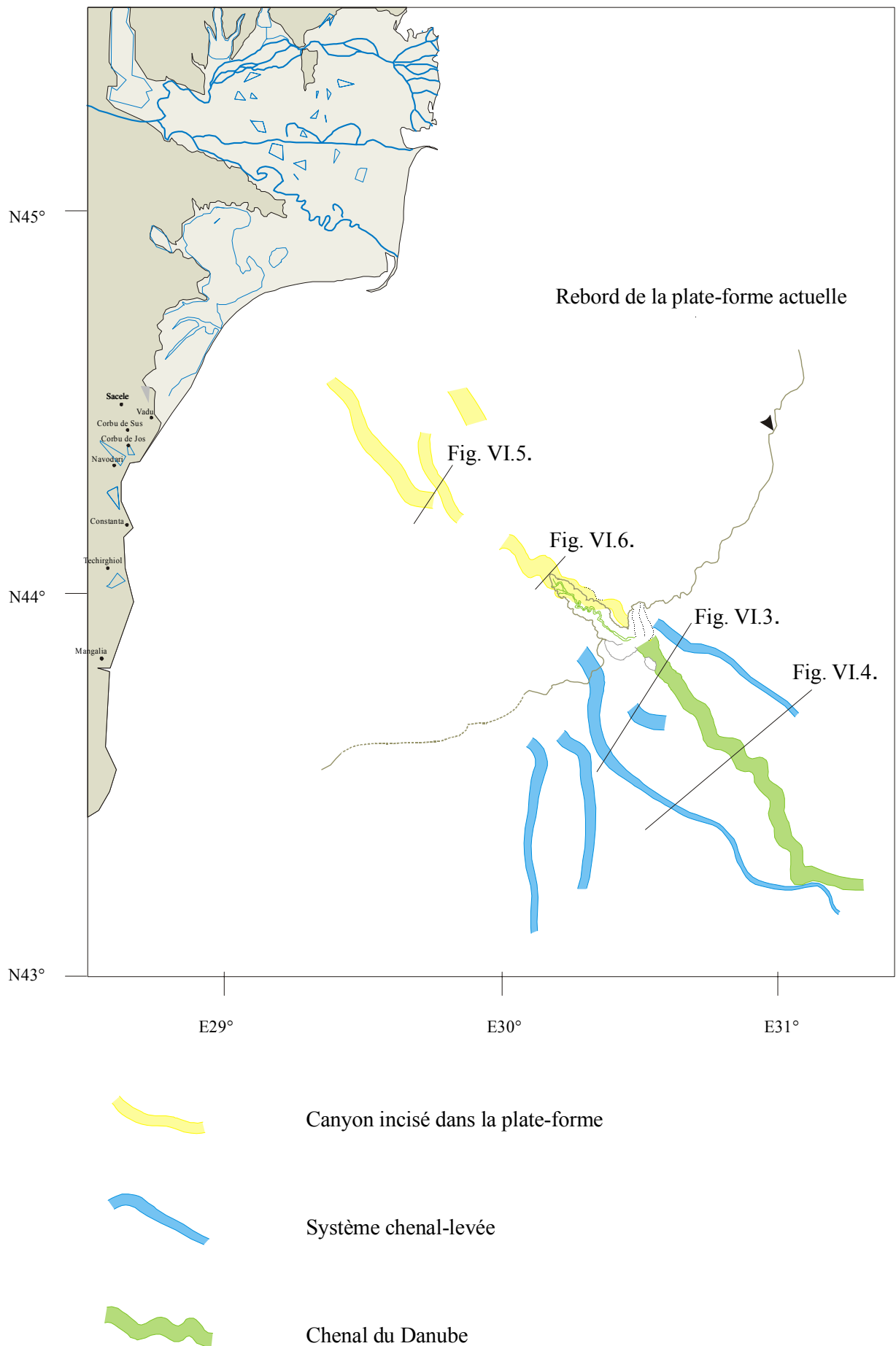


Fig. VI.2. La position des systèmes chenaux-levées dans l'éventail profond et des canyons incisés dans la plate-forme.

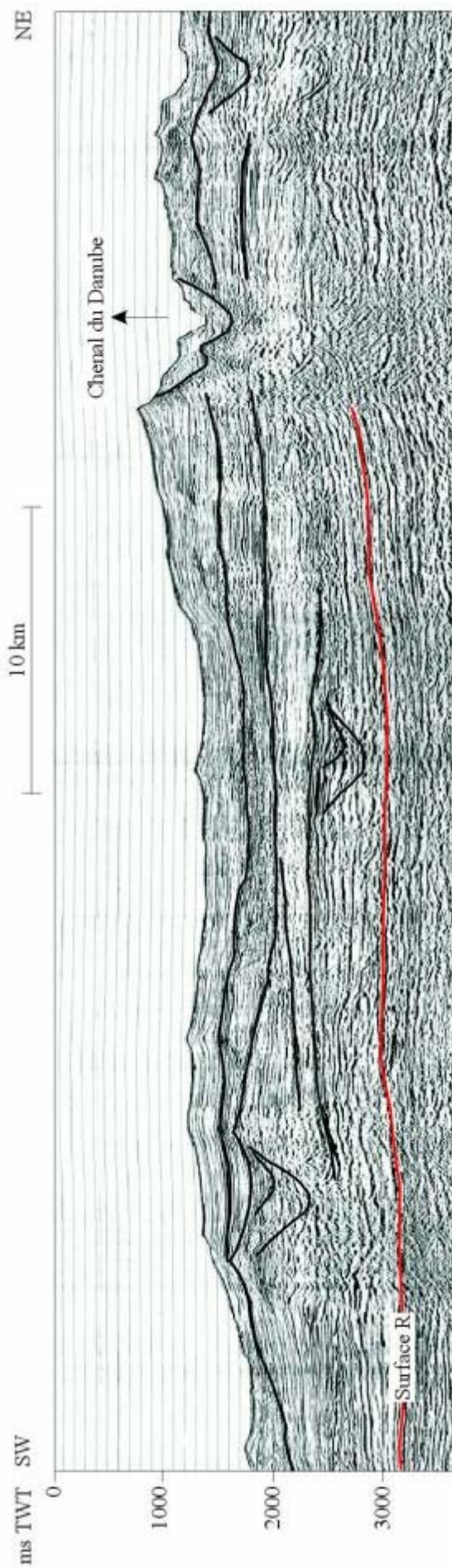


Fig. VI.3. Le chenal du Danube et les systèmes chenaux-levés antérieurs (profil sismique pétrolier 41). Localisation dans la Fig. VI.2.

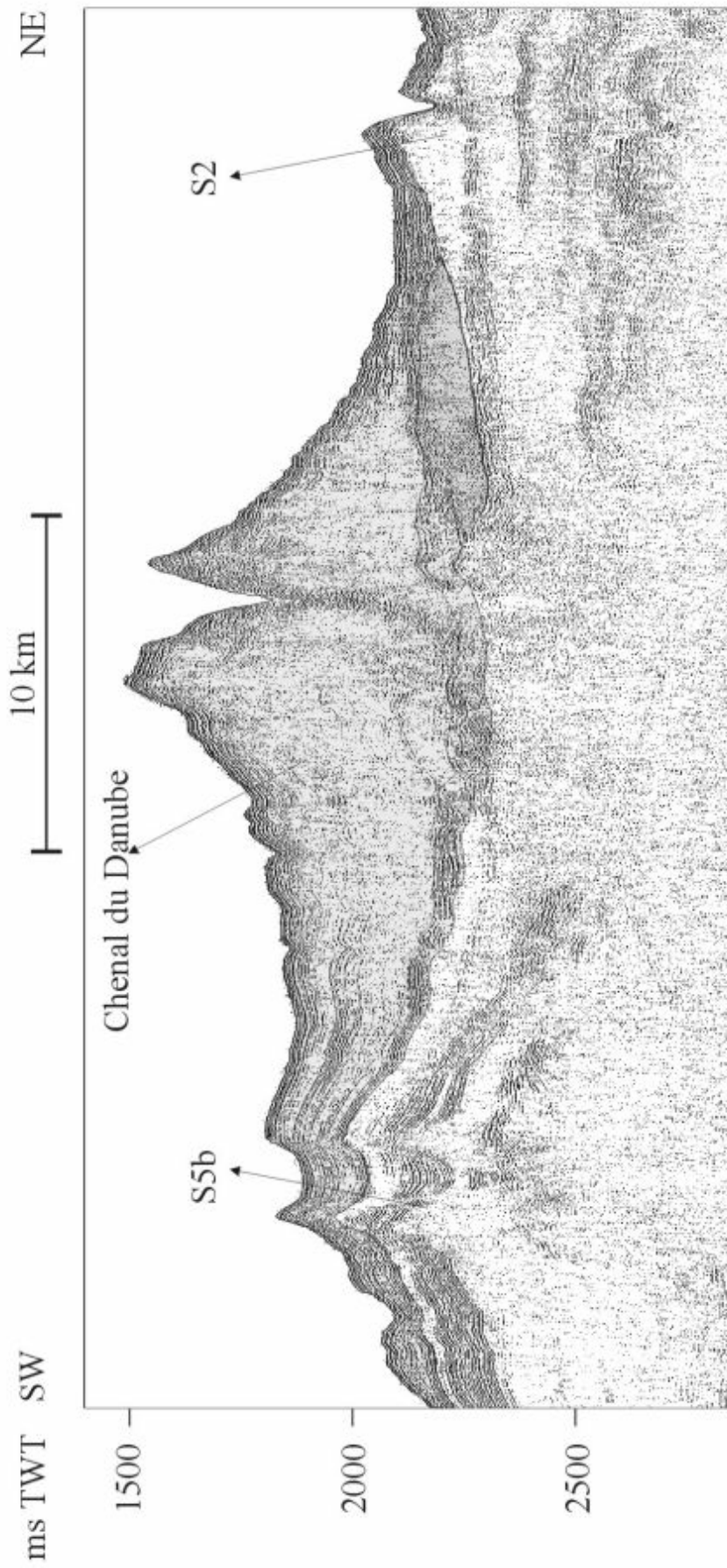


Fig. VI.4. Le chenal du Danube et deux des systèmes chenaux-levées antérieures, dénommés S2 et respectivement S5b par Winguth, 1998 (profil sismique 39 HR monotrace). Localisation dans la Fig. VI.2.

canyon du Danube (Viteaz) sur la plate-forme roumaine, et vers l'actuel canyon du Dniepr sur la plate-forme ukrainienne. En direction du continent ils ont une extension limitée et disparaissent.

De grandes entailles situées à proximité des têtes des canyons sous-marins actuels, développées sur la même direction que ceux-ci et formées au cours de plusieurs phases d'érosion et de dépôt ont été remarquées dans d'autres bassins (McGregor, 1981 pour le canyon Wilmington). Elles sont particulièrement abondantes sur la plate-forme externe du Golfe du Lion (les gouttières érosives de Torres, 1995), où elles ont été interprétées comme des têtes fossiles des canyons sous-marins.

Chaque canyon comprend plusieurs phases d'érosion et de dépôt, ce qui fait que la base de l'entaille représente plutôt une « enveloppe » qu'une surface avec une signification chronologique précise (Fig. V.5.). Il s'agit donc d'une génération de canyons qui se succèdent sur le même emplacement.

De plus, chaque canyon (=génération de canyons) reconnu sur la plate-forme roumaine semble correspondre à un canyon contemporain sur la plate-forme ukrainienne (H. Gillet, en prep.).

Quatre générations de canyons comblés ont été identifiées sur la plate-forme continentale roumaine et suivis sur des distances jusqu'à 50 km (Fig. V.2.). La position et/ou la résolution des profils sur la plate-forme externe ne permet pas de déterminer le tracé distal des canyons.

Un cas spécial est représenté par la plus récente des incisions, complètement remplie et scellée par un réflecteur qui, à l'échelle de la sismique, se confond avec le fond de la mer (Fig. V.6.). Elle peut être suivie parallèlement au canyon du Danube qui est partiellement entaillé dans cette incision; vers la côte, elle avance d'au moins 20 km de plus que le canyon actuel du Danube, alors que vers le bassin elle semble se connecter au système chenal-levées qui précède le chenal du Danube. La position de cette incision envers le canyon actuel pourrait suggérer l'appartenance à la même génération de canyons.

Tous ces canyons entaillent la surface R, ce qui implique qu'ils ont été **actifs pendant l'évolution des systèmes chenaux-levées** dans la zone profonde du bassin. Ils ont donc fonctionné comme source d'alimentation des systèmes chenaux-levées. Ceci peut paraître surprenant en considérant leur longueur et la position des plus anciens canyons, très avancée vers le continent. Pourtant, il faut tenir compte que:

(1) l'avancement doit être mesuré par rapport au rebord de la plate-forme continentale à l'époque où chaque canyon s'est développé. Pour la surface R, celui-ci semble avoir été situé à environ 40 km vers la côte par rapport au rebord de plateau actuel;

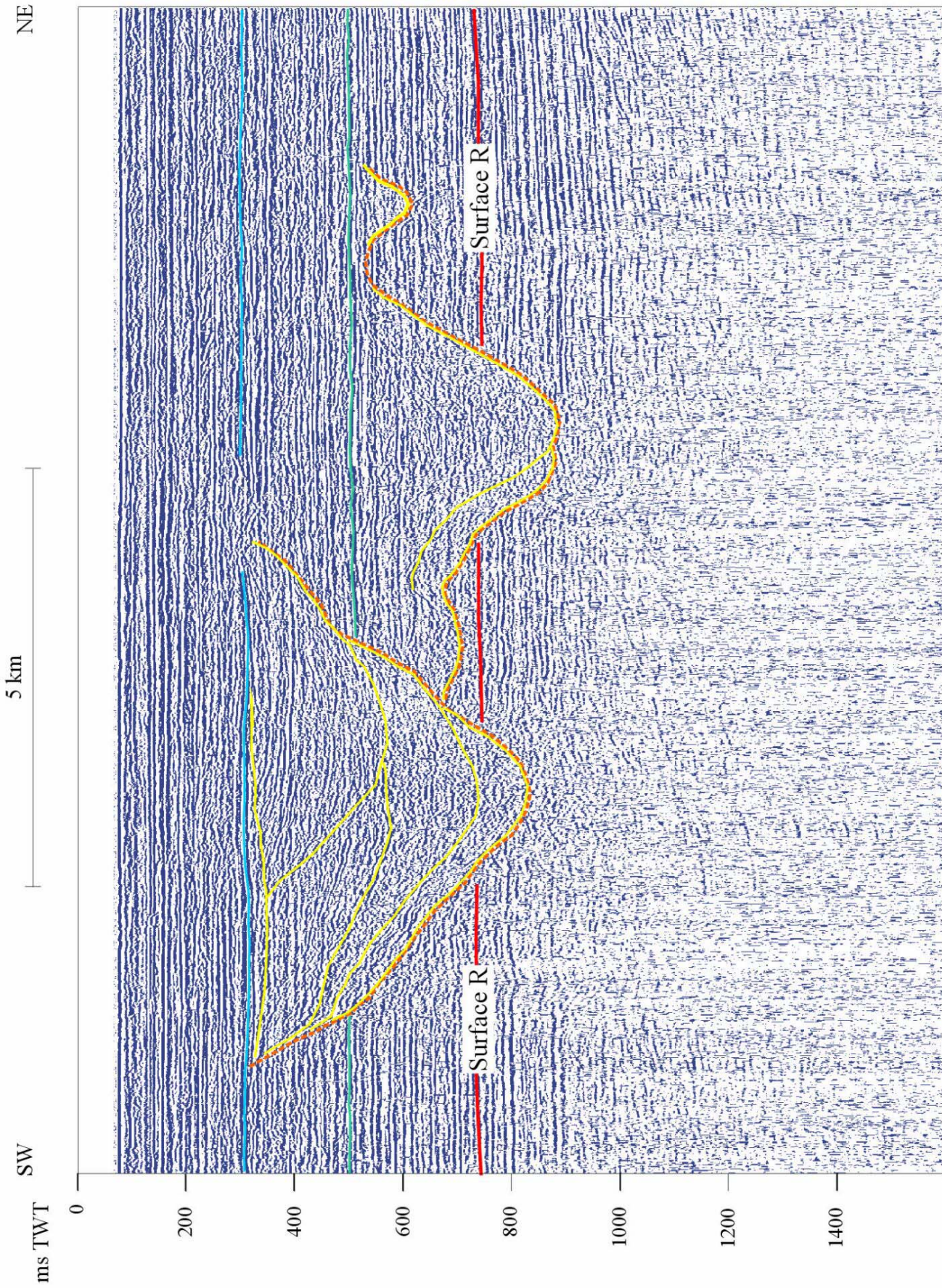


Fig. VI.5. Deux générations de canyons incisés dans les dépôts Plio-Quaternaires de la plate-forme. La position de la surface R est également marquée (profil 84 HR 24 traces). Localisation dans la Fig. VI.2.

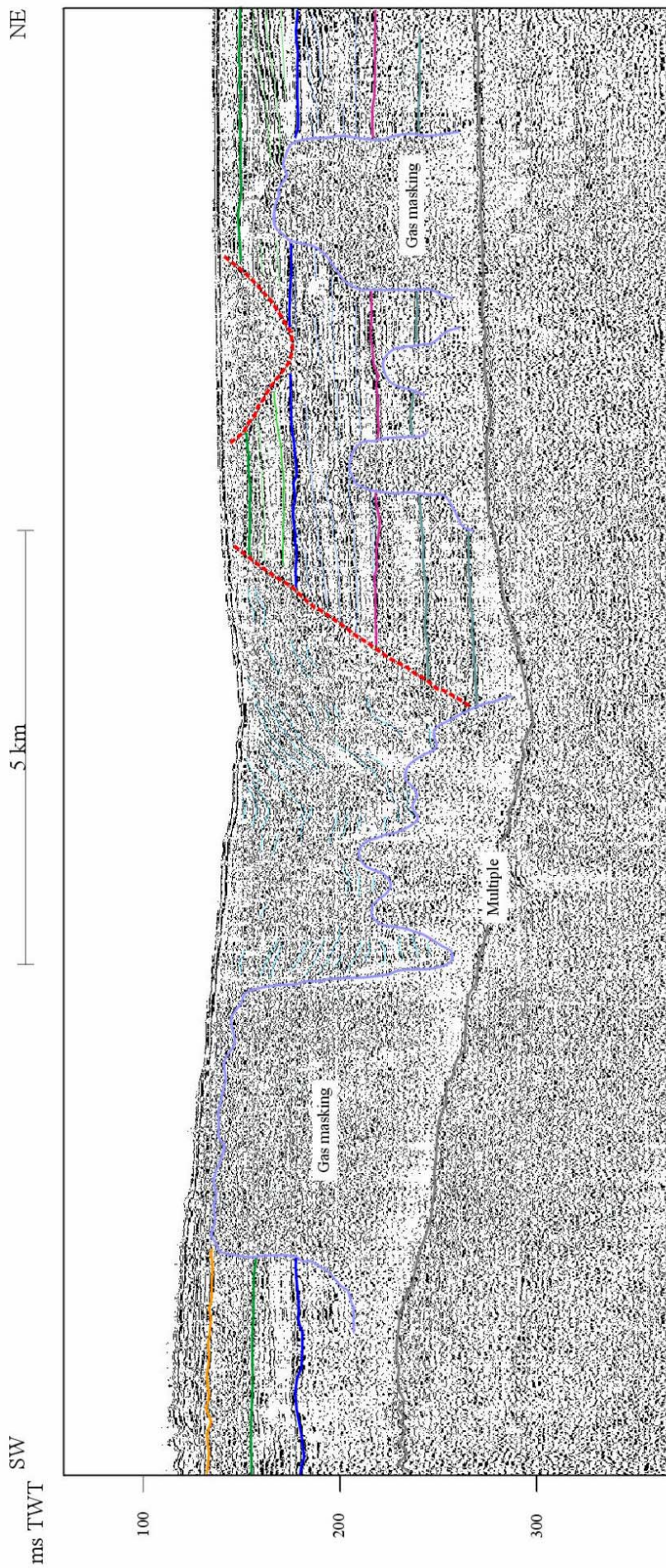


Fig. VI.6. Le plus récent des canyons remplis (profil 71 THR sparker). Localisation dans la Fig. VI.2.

(2) le contour de l'entaille est le résultat des phases érosives successives orientées sur la même direction. La grande longueur des entailles peut s'expliquer par la superposition partielle de canyons individuels, accompagnant la progradation de la marge (c'est le cas du canyon du Danube et du canyon qui le précède).

VI.4. Discussion et conclusion

L'âge Plio-Quaternaire semble un point commun des éventails sous-marins dans la région méditerranéenne tels que le Rhône (Droz et Bellaiche, 1985), le Nil (Masclé et al., 2001) ou le Var (Migeon et al., 2001). Le dépôt de ces systèmes turbiditiques a débuté au-dessus de la surface Messinienne. Dans la mer Noire la surface R ne représente pas une discontinuité du même genre que la surface messinienne en Méditerranée, pourtant on retrouve une telle surface à plus grande profondeur (Lericolais et al., 2000; H. Gillet, en prep.). Il est donc possible que (1) la surface R ne représente pas le début « réel » de l'éventail ; (2) la base du Pliocène (Dacien) telle que définie dans les forages pétroliers de la mer Noire ne corresponde pas à la base du Pliocène en Méditerranée, et (3) le début de l'éventail du Danube ne soit pas lié à des événements à échelle régionale (mer Noire-Méditerranée) mais locale. Un tel événement pourrait être l'arrivée du Danube dans la mer Noire. Avant d'aller se déverser dans la mer Noire, le Danube débouchait dans le Lac Dacien (Panin, 1996), situé au sud de la Roumanie. La stratigraphie de ce bassin montre la transition d'une phase lacustre profonde à une phase littorale à la limite Pontien/Dacien (Miocène/Pliocène), et l'installation d'un régime terrestre avec des dépôts fluviaux pendant le Dacien (Jipa et al., 1999). En principe, il était donc possible que le Danube trouve son cours vers la mer Noire à cette époque-là (début Pliocène). Malheureusement, à présent il n'y a pas de corrélation ferme entre la stratigraphie du bassin Dacien et celle de la mer Noire.

Si les profils permettent une bonne corrélation de la surface R, ceci n'est pas le cas pour les réflecteurs qui séparent les systèmes chenaux-levées successifs. Il n'est donc pas possible de proposer des âges correspondants à chaque système, ni d'évaluer la période d'activité du chenal du Danube. Plus d'information serait nécessaire pour clarifier ces questions. Cependant on peut affirmer que la période active du chenal du Danube n'est pas limitée au Néo-euxinien (stade isotopique 2) comme proposé antérieurement (Popescu et al., 2001) à partir des corrélations réalisées par Winguth et al. (2000).

L'évolution des systèmes chenaux-levées dans l'éventail du Danube semble avoir été liée au transfert des sédiments par des canyons qui entaillaient la plate-forme continentale,

dont la largeur était comparable à celle du canyon du Danube. Pour les systèmes chenal-levées précédents les canyons sont localisés sur l'actuelle plate-forme moyenne, mais à l'époque de leur fonctionnement ils étaient moins éloignés du rebord de la plate-forme continentale. Le tracé de ces canyons ne peut pas être suivi sur la plate-forme distale, donc il n'est pas possible de « connecter » chaque canyon à un certain système chenal-levées (sauf pour le système qui précède le chenal du Danube).

CHAPITRE VII
CONCLUSION GÉNÉRALE:
MODÈLE D'ÉVOLUTION DU SYSTÈME
CANYON DU DANUBE-CHENAL DU DANUBE

VII. CONCLUSION GÉNÉRALE: MODÈLE D'ÉVOLUTION DU SYSTÈME CANYON DU DANUBE-CHENAL DU DANUBE

Le programme BlaSON avait pour objet la reconnaissance des processus et des enregistrements sédimentaires de la marge Nord-Ouest de la mer Noire, ayant drainé plusieurs grands fleuves d'Europe centrale. L'étude de l'éventail sous-marin profond du Danube s'inscrit dans ce cadre, et nous a permis d'apporter de nouveaux éléments afin d'éclaircir certains aspects de l'évolution de cet important système turbiditique. Et bien que toutes les questions n'aient pas eu de réponses, ou aient généré des questions nouvelles, cette étude propose un modèle d'évolution du système de transfert des sédiments constitué par le **canyon du Danube** (ou Viteaz) et le **chenal du Danube**, le dernier système chenal-levée de l'éventail profond du Danube. Ce modèle est défini par (1) l'architecture du système canyon du Danube-chenal du Danube, (2) son fonctionnement, et (3) les facteurs qui ont contrôlé l'évolution du système.

1. L'architecture du système canyon du Danube - chenal du Danube

Le chenal du Danube s'est développé sur la pente continentale en prolongation du canyon du Danube (ou Viteaz) auquel il est directement connecté. Le canyon est incisé de manière significative dans la plate-forme, contrairement aux autres canyons qui entaillent seulement la pente, et peut être considéré comme le « bout » proximal du système de transfert des sédiments terrigènes vers le bassin profond, qu'est le chenal du Danube. Le canyon consiste en une entaille présentant des flancs raides et un talweg axial incisé. Plusieurs incisions sont visibles à l'intérieur du canyon, et montrent que la morphologie actuelle du canyon est le résultat de son évolution polyphasée.

Sur la pente supérieure, le système est constitué par un chenal unique qui présente de grandes levées et un talweg incisé. Sa structure en profondeur montre la présence d'un système chenal-levée initial avec un remplissage postérieur, mis en place au cours de plusieurs phases d'érosion et de dépôt. Les dépôts qui constituent le remplissage du chenal sont interprétés dans cette étude comme une succession de systèmes chenaux-levées, confinés dans le relief créé par des événements érosifs à l'intérieur du chenal.

Dans la zone moyenne de la pente le chenal du Danube bifurque plusieurs fois par avulsion. Chaque phase d'avulsion a eu comme résultat la mise en place d'une unité de dépôt qui consiste dans un lobe non-chenalisé de type HARP (à la base) et dans un

système chenal-levée (au sommet). A partir d'un carottage et par analogie avec le faciès sismique HARP équivalent échantillonné dans l'éventail de l'Amazone, cette étude suppose que des corps sableux importants sont présents dans l'éventail de type « vaseux » du Danube.

Dans la partie distale du système les chenaux sont instables et migrent latéralement. La zone d'étude ne s'étendant pas au-delà de ce réseau de chenaux, il n'est pas possible de préciser si les chenaux débouchent dans des lobes sableux comme prédit par les modèles (Reading et Richards, 1994; Bouma et al., 2000) et prouvé dans d'autres systèmes de ce type (Kenyon et al., 1995, Twichell et al., 1992, Pirmez et al., 1997).

2. Fonctionnement du système canyon du Danube – chenal du Danube

Le chenal du Danube a été essentiellement construit par des courants de turbidité transportant des sédiments sableux à la base de l'écoulement, et des dépôts fins à la partie supérieure. Lors du transport, la fraction fine est progressivement enlevée de l'écoulement par débordement à l'extérieur du chenal et se dépose sur les levées. La partie inférieure du courant devient alors de plus en plus confinée dans l'axe du chenal, et la section transversale du chenal diminue. Ces dépôts grossiers quittent l'axe du chenal seulement si les levées sont suffisamment basses, ou au cours des avulsions.

La construction du chenal se fait donc par aggradation (surtout par les dépôts fins) et progradation (par le by-pass des sédiments grossiers vers la partie distale).

Les processus d'avulsion ont joué un rôle majeur dans le développement du chenal du Danube. L'initiation des avulsions est marquée par l'apparition d'une brèche dans la levée gauche, moins développée que la levée droite. Spatialement, cet événement semble associé à des endroits potentiellement plus exposés à l'effet érosif des écoulements dû à la force centrifuge dans les méandres. Temporellement, il aurait pu être lié à des courants turbiditiques particulièrement puissants. Par la suite, les écoulements se dispersent par la brèche créée en déposant un lobe HARP, alors qu'en aval de la zone d'avulsion, le profil d'équilibre du chenal est ajusté par érosion rétrogressive dans l'axe du chenal.

Ce type de processus a été défini dans le cas de l'éventail de l'Amazone (Flood et al., 1991, Pirmez et al., 1997). L'élément nouveau apporté par cette étude réside dans l'interprétation proposée pour les surfaces d'érosion identifiées dans le remplissage du chenal en aval des zones d'avulsion, et pour les dépôts qu'elles séparent: ces surfaces seraient issues de l'érosion rétrogressive liée à l'ajustement du profil du chenal après la rupture de la levée, alors que les sédiments remobilisés du chenal au cours de ce processus auraient formé les lobes HARP en aval de la zone d'avulsion. Le moment où le profil

longitudinal retrouve son équilibre correspondrait à l'initiation d'un nouveau système chenal-levée au-dessus du lobe HARP en aval de la zone d'avulsion, mais aussi en amont, où il se trouve confiné dans le relief érosif.

En ce qui concerne les mécanismes capables d'alimenter les courants de turbidité à l'origine du chenal du Danube, plusieurs type de processus sont à considérer:

- (1) la formation des courants hyperpycnaux, très probable à la proximité de l'embouchure d'un fleuve du débit du Danube, qui déversait ses eaux turbides dans un bassin lacustre,
- (2) l'instabilité due à la présence du gaz, mise en évidence dans les sédiments superficiels du canyon du Danube,
- (3) l'éventuel contrôle tectonique par failles dans le substratum (à présent incertain).

Même si différents, ces processus sont réunis par un point commun: leur localisation dans la zone du canyon du Danube, principale source et voie de transfert des sédiments vers le chenal du Danube. L'évolution du canyon telle que mise en évidence par cette étude a un caractère polyphasé et rétrogressif. Cette évolution semble centrée autour d'un processus essentiel: l'érosion du fond du canyon par un talweg axial dont le surcreusement déstabilisait les flancs du canyons en provoquant des glissements. D'autres types d'instabilité (gaz, tectonique) se sont rajoutés à ce processus.

La structure profonde de l'éventail du Danube montre que le système chenal-levée constitue l'unité de dépôt de base de ce système turbiditique. Les systèmes chenaux-levées sont intercalés par des dépôts de transport en masse (généralement connus comme MTD) issus des écoulements plastiques, ce qui montre que des processus alternatifs par rapport aux écoulements fluides turbiditiques ont été actif par moments. Un tel dépôt se trouve à la base du chenal du Danube.

3. Facteurs de contrôle du développement du système canyon du Danube-chenal du Danube

Probablement, la question posée le plus souvent au sujet du développement des systèmes turbiditiques est: dans quelle mesure ces systèmes évoluent par des processus autocycliques et quelle est l'importance des variations du niveau marin et de l'apport sédimentaire (contrôlé par le climat et par la tectonique) dans leur évolution?

En principe, le dépôt des éventails sous-marin profonds peut avoir lieu à tout moment où des écoulements gravitaires transportent des sédiments sur la pente continentale vers le

bassin profond. Pourtant, on considère que ces événements sont plus probables et plus importants au cours des périodes de bas niveau marin relatif (Posamentier et al., 1991). Lors de ces périodes les dépôt-centres se déplacent vers ou au-delà du rebord de la plate-forme en augmentant ainsi la probabilité d'apparition des écoulements gravitaires.

Dans le modèle de la stratigraphie séquentielle, les unités déposées au cours de ces intervalles de temps constituent le cortège sédimentaire de bas-niveau (*lowstand system tract*). Ce cortège est divisé en éventail de bas-niveau (*lowstand fan* ou *basin floor fan*) formé lors de la chute et au minimum du niveau marin, et en prisme de bas niveau (*lowstand wedge*) formé lors de la remontée subséquente. Le prisme de bas niveau comprendrait à son tour une phase de début (le complexe chenal-levée) et une phase tardive (le complexe progradant) (Posamentier et al., 1991).

A partir de ces concepts, un modèle plus récent (Garfield et al., 2000) propose un développement des systèmes turbiditiques profonds en trois étapes: (1) au cours de la descente du niveau marin, les processus de déstabilisation de la pente sont associés avec le dépôt d'un « complexe de transport en masse » (mass transport complex, MTC) dans la partie distale du bassin; (2) au minimum du bas niveau, les sédiments grossiers sont transportés sur la pente et déposés au delà de sa limite distale dans un « complexe de chenaux distributaires et lobes » (distributary channel and lobe complex, DLC), qui constituent le *basin floor fan*; (3) au début de la remontée du niveau marin, une partie des sédiments grossiers étant capturée sur la plate-forme, les apports vers le bassin profonds deviennent plus fins et les écoulements turbiditiques de faible concentration déposent un complexe chenal-levée (leveed channel complex, LCC) situé au-dessus et plus près de la côte par rapport au *basin-floor fan*. Une interprétation des faciès sismiques du chenal du Danube alternative à l'interprétation de cette étude a été récemment proposée, dans les termes de ce modèle (Lericolais et al., 2002).

Pour une corrélation argumentée entre les motifs de dépôt d'un éventail profond et les variations du niveau marin, plusieurs pas sont nécessaires: l'échantillonnage des unités sismiques par forages, afin de déterminer leurs âges; la comparaison des âges de ces unités avec la courbe des variations du niveau marin; et finalement, l'identification des variations systématiques en concordance (ou pas) avec celles prédites par les modèles. Cette approche n'étant pas possible pour l'instant dans le cas de l'éventail du Danube faute de l'absence de forages et de datations, il est difficile de dire à quel moment précis les unités de dépôt identifiées se sont mises en place.

Par conséquent, le seul moyen reste alors d'évaluer ces types d'unités par rapport aux unités de dépôt équivalentes dans des systèmes mieux étudiés tel que l'éventail de l'Amazone, en prenant en considération les particularités du système Danube.

De manière générale, on peut dire que l'éventail du Danube (y compris son dernier système, le chenal du Danube) s'est développé sous deux conditions *sine qua non*: le **bas niveau** relatif de la mer, et **l'apport sédimentaire important** du Danube. Comme nous l'avons montré, les périodes de bas niveau étaient dans la mer Noire des temps d'isolation, où d'autres facteurs (les variations climatiques locales, les apports d'eau douce) entraient en jeu ou changeaient d'impact. L'installation systématique d'un **milieu lacustre** lors de ces périodes actives de l'éventail constitue sa principale particularité. Les conditions lacustres ont probablement contribué à former et à entretenir des courants hyperpycniaux à l'embouchure du Danube, donc à assurer le transfert des sédiments vers le bassin *via* le canyon du Danube. Par contre, l'architecture de l'éventail est définie par les mêmes éléments qu'on connaît dans les autres systèmes de ce type, formés eux en milieu marin. Les mêmes types de processus majeurs semblent donc avoir été actifs.

Le développement du chenal par avulsion ne constitue pas un trait spécifique non plus. Ce processus, étudié en détail dans l'éventail de l'Amazone, est considéré comme avoir une origine autocyclique (Flood et Piper, 1997). Cette hypothèse est également probable dans le cas du chenal du Danube. Cependant plusieurs facteurs de contrôle locaux sont intervenus.

Toutes les avulsions identifiées se sont produites par la rupture de la levée gauche du chenal, moins grande et moins large que la levée droite à cause de **l'effet Coriolis**. Par conséquent, la migration du chenal se fait toujours dans le même sens (vers le nord), ce qui peut être considéré comme un effet Coriolis de deuxième ordre.

De plus, cette migration est relativement limitée spatialement par la **topographie** locale: toutes les phases d'avulsion ont eu lieu dans une dépression formée entre les grandes levées du système initial (au sud) et l'éventail du Dniepr (au nord). Les dépôts de chaque unité d'avulsion (HARPs et système chenal-levée) ont contribué à remplir progressivement cette dépression topographique, ce qui fait que chaque avulsion se produit avec moins d'espace disponible. L'ajustement du profil du chenal était donc chaque fois plus rapide, avec moins d'érosion dans le chenal (en amont de la zone d'avulsion) et des HARPs moins épais (en aval de cette zone). Le résultat de cette situation particulière est le motif plutôt « ordonné » de l'architecture du chenal.

Le chenal du Danube constitue seulement la partie supérieure de l'éventail du Danube. D'autres systèmes chenaux-levées, dont l'évolution semble avoir été aussi complexe, se sont développés antérieurement, et de très nombreuses questions concernant leur histoire restent ouvertes. Quelques éléments de réponse ont été proposés par cette étude, en ce qui concerne l'initiation de la sédimentation dans l'éventail à la partie inférieure du Pliocène, probablement en relation avec l'arrivée du Danube dans la mer Noire. Les grands canyons incisés dans les dépôts de la plate-forme ont fonctionné comme sources d'alimentation des systèmes chenaux-levées de l'éventail, donc des systèmes du type canyon du Danube-chenal du Danube semble avoir assuré le transfert des sédiments vers le bassin profond au cours de chaque cycle de dépôt. Il reste toujours à comprendre l'ordre de cette cyclicité qui a marqué le développement de l'éventail et les mécanismes qui l'ont déterminée.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

- Abrajano, T., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Mudie, P.J. (2002). "Aspects of carbon isotope biogeochemistry of Late Quaternary sediments from the Marmara Sea and Black Sea." *Marine Geology in press*.
- Adamia, S. A., Gamkrelidze, I.P., Zakariadze, G.S., Lordkipanidze, M.B. (1974). "Adjaro-Trialetsky progib i problema formirovaniya glubokovodnoi vpadiny Chernogo morya." *Geotektonika I*: 78-94.
- Aksu, A. E., Hiscott, R.N., Kaminski, M., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrajano, T., Yasar, D. (2002). "Last glacial-Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal, and coccolith evidence." *Marine Geology in press*.
- Aksu, A. E., Hiscott, R.N., Mudie, P.J., Rochon, A., Kaminski, M., Abrajano, T., Yasar, D. (2002). "Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis." *GSA Today 12(5)*: 4-10.
- Aksu, A. E., Hiscott, R.N., Yasar, D., Isler, F.I., Marsh, S. (2002). "Seismic stratigraphy of late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: Evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last 10,000 years." *Marine Geology in press*.
- Algan, O., Cagatay, N., Tchepalyga, A., Ongan, D., Eastoe, C., Gokasan, E. (2001). "Stratigraphy of the sediment infill in Bosphorus Strait: water exchange between the Black and Mediterranean Seas during the last glacial Holocene." *Geo-Marine Letters 20*: 209-218.
- Almazov, A. A., Bondar, C., Diaconu, C., Ghederim, V., Mihailov, A.N., Mita, P., Nichiforov, I.D., Rai, I.A., Rodionov, N.A., Stanescu, S., Stanescu, V., Vaghin, N.F. (1963). *Zona de varsare a Dunarii, Morfografie hidrologica*. Editura tehnica, Bucuresti.
- Ariztegui, D., Asioli, A., Lowe, J.J., Trincardi, F., Vigliotti, L., Tamburini, F., Chondrogianni, C., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Mercuri, A.M., Van der Kaars, S., McKenzie, J.A., Oldfield, F. (2000). "Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: interferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 158*: 215-240.
- Arkhangelskyi, A. D., Strakhov, N.M. (1938). *Geology and evolution of the Black Sea. Izd. An. USSR*, 200 p.
- Arkipov, S. A., Ehlers, J., Johnson, R.G., Wright, H.E. (1995). "Glacial drainage towards the Mediterranean during the Middle and Late Pleistocene." *Boreas 24*: 196-206.
- Arthur, M. A., Dean, W.E. (1998). "Organic-matter production and preservation and evolution of anoxia in the Holocene Black Sea." *Paleoceanography 13(4)*: 395-411.
- Ballard, R. D., Coleman, D.F., Rosenberg, G.D. (2000). "Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf." *Marine Geology 170*: 253-261.
- Banks, C. J., Robinson, A.G. (1997). Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region. In: A. G. Robinson (Ed.), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*: 53-62.

- Belousov, V. V. (1967). "Some problems of the evolution of the Earth's crust and upper mantle of the oceans." *Geotectonics 1*: 3-14.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J. F., de Batist, M. (1998). "Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide- and wave-dominated environments of France." *Journal of Sedimentary Research 68(4)*: 540-555.
- Berné, S., Loubrieu, B., et l'équipe Calmar embarquée (1999). "Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du golfe du Lion. Premiers résultats de la campagne Calmar." *C.R. Acad. Sci. Paris 328*: 471-477.
- Berner, R. A. (1974). Iron sulfides in Pleistocene deep Black Sea sediments and their paleo-oceanographic significance. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Eds.), *The Black Sea-geology, chemistry and biology. AAPG Memoir 20*. Tulsa, Oklahoma: 524-531.
- Bondar, C., State, I., Cernea, D., Harabagiu, E. (1991). "Water flow and sediment transport of the Danube at its outlet into the Black Sea." *Meteorology and Hydrology 21/1*: 21-25.
- Boudreau, B. P., Leblond, P.H. (1989). "A simple evolutionary model for water and salt in the Black Sea." *Paleoceanography 4*: 157-166.
- Bouma, A. H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (1985). COMFAN: needs and initial results. In: A.H. Bouma, W.R. Normark, N.E. Barnes (Eds.), *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag, New York: 7-11.
- Bouma, A. H., Coleman, J.M., Meyer, A.V. et al. (1986). *Initial reports DSDP 96*. Washington, US Government Printing Office.
- Bouma, A. H. (2000). "Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers." *Marine and Petroleum Geology 17*: 137-143.
- Brinkmann, R. (1974). Geologic relations between Black Sea and Anatolia. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Eds.), *The Black Sea-Geology, chemistry and biology. AAPG Memoir 20*. Tulsa, Oklahoma: 63-76.
- Burger, R. L., Fulthorpe, C.S., Austin Jr, J.A. (2001). "Late Pleistocene channel incisions in the southern Eel River Basin, northern California: implications for tectonics vs. eustatic influences on shelf sedimentation patterns." *Marine Geology 177*: 317-330.
- Cagatay, M. N., Gorur, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuscu, I. (2000). "Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas." *Marine Geology 167*: 191-206.
- Calvert, S. E., Vogel, J.S., Southon, J.R. (1987). "Carbon accumulation rates and the origin of the Holocene sapropel in the Black Sea." *Geology 15*: 918-921.
- Calvert, S. E., Fontugne, M.R. (1987). "Stable carbon isotopic evidence for the marine origin of the organic matter in the Holocene Black Sea sapropel." *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 66*: 315-322.
- Calvert, S. E., Karlin, R.E. (1998). "Organic carbon accumulation in the Holocene sapropel of the Black Sea". *Geology 26(2)*: 107-110.
- Caraivan, G., Selariu, O. (1985). "Quaternary environmental changes of the Black Sea." *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Géographie. 29*: 13-19.

- Catuneanu, O. (1991). "The Black Sea basin - implications of its evolution on the Romanian shelf geology." *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Géologie*, 35.
- Chepalyga, A. L. (1985). Inland sea basins. In: A. A. Velichko (Ed.), *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. University of Minnesota Press, Minneapolis: 229-247.
- Cirac, P., Bourillet, J.-F., Gribouard, R., Normand, A., Mulder, T. et l'équipe Itsas (2001). "Le canyon de Capbreton: nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas." *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes* 332: 447-455.
- Corregiari, A., Field, M.E., Trincardi, F. (1996). Late Quaternary transgressive dunes on the sediment-starved Adriatic shelf. In: M. De Batist, P. Jacobs (Eds.), *Geology of siliciclastic shelf seas*. Geological Society Special Publications, London: 155-169.
- Damuth, J. E., Flood, R.D. (1985). Amazon Fan, Atlantic Ocean. In: A.H. Bouma, W.R. Normark, N.E. Barnes (Eds.), *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag, New York: 97-106.
- Damuth, J. E., Flood, R.D., Pirmez, C., Manley, P.L. (1995). Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-sea Fan imaged by long-range sidescan sonar (GLORIA), bathymetric swath-mapping (Sea Beam), high-resolution seismic and piston-core data. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith (Eds.), *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*. London, Chapman & Hall: 105-121.
- Degens, E. T., Stoffers, P., Golubic, S., Dickman, M.D. (1978). Varve chronology: estimated rates of sedimentation in the Black Sea deep basin. In: D. A. Ross, Neprochnov, Y.P. et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. US Government Printing Office, Washington. XLII, Part 2: 499-508.
- Demirbag, E., Gokasan, E., Oktay, F.Y., Simsek, M., Yuce, H. (1999). "The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data." *Marine Geology* 157: 249-265.
- Deuser, W. G. (1974). Evolution of anoxic conditions in Black Sea during Holocene. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Eds.), *The Black Sea-Geology, chemistry and biology*. AAPG Memoir 20. Tulsa, Oklahoma: 133-136.
- Dewey, J. F., Pitman, W.C. III, Ryan, W.B.F., Bonnin, J. (1973). "Plate tectonics and the evolution of the Alpine System." *GSA Bulletin* 84: 3137-3180.
- Droz, L., Bellaiche, G. (1985). "Rhône Deep-sea fan: morphostructure and growth pattern." *AAPG Bulletin* 69(1): 460-479.
- Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., Tofani, R. (1996). "Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system." *GSA Bulletin* 108(3): 253-269.
- Droz, L., Auffret, G.A., Savoye, B., Bourillet, J.F. (1999). "L'éventail profond de la marge Celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire." *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 328: 173-180.
- du Fornel du Roure de Paulin, E. (1999). *Architecture du cône profond du Danube en sismique réflexion 2D*, Mémoire DEA, Université Montpellier II: 46.
- Duncan, C. S., Goff, J.A., Austin Jr, J.A., Fulthorpe, C.S. (2000). "Tracking the last sea-level cycle: seafloor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf." *Marine Geology* 170: 395-421.

- Egorov, V. N., Luth, U., Luth, C., Gulin, M.B. (1998). Gas seeps in the submarine Dnieper canyon, Black Sea: acoustic, video and trawl data. In: U. Luth, C. Luth, H. Thiel (Eds.), *MEGASEEBS (Methane Gas Seep Explorations in the Black Sea)*, Project Report. Hamburg. Berichte aus dem ZMK, Reihe E: 11-21.
- Evsyukov, Y. D., Goncharov, V.P. (1987). The relief of the sea floor in the central part of the Danube fan. In: A.G.Rozonov (Ed.), *Sedimentation in the river mouth areas of the western Black Sea: lithology and geochemistry*. Inst. Oceanology, Acad. Sci. USSR, Moscow: 11-15.
- Farre, J. A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F., Robb, J.M. (1983). "Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution." *SEPM Special Publication 33*: 25-39.
- Fedorov, P. V. (1962). "Stratigraphy of the Quaternary deposits in the Black Sea and the evolution of the Black Sea basin." *Bull. Soc. Nat. Sciences, Geology 37(4)*: 129-131.
- Fedorov, P. V. (1978). *The Pleistocene of the Ponto-Caspian*. Nauka Press Moscow.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan, Z. (1988). "Geophysical study of the Black Sea area." *Bolletino di Geofisica Teorica e Applicata 30(117-118)*: 197-324.
- Flood, R. D. (1987). "Side echoes from a sinuous fan channel obscure the structure of submarine fan channel-levee systems, Amazon fan." *Geo-Marine Letters 7*: 15-22.
- Flood, R. D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C. (1991). Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. In: P. Weimer, M.H. Link, *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. Springer-Verlag, New York: 415-433.
- Flood, R. D., Piper, J.W. (1997). Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 155*: 653-675.
- Freydier, R., Michard, A., De Lange, G., Thomson, J. (2001). "Nd isotopic compositions of Eastern Mediterranean sediments: tracers of the Nile influence during sapropel S1 formation?" *Marine Geology 177*: 45-62.
- Fulthorpe, C. S., Austin Jr., J.A., Mountain, G.S. (1999). "Buried fluvial channels off Nedw Jersey: did sea-level lowstands expose the entire shelf during the Miocene?" *Geology 27(3)*: 203-206.
- Garfield, T. R., Sarg, J.F., Sickafoose, D.K., Beauboeuf, R.T. (2000). High resolution sequence stratigraphy: a tool for improved reservoir delineation in passive margin settings - examples from divergent margins of the South Atlantic Salt Basin. *International Geological Congress, Rio de Janeiro*.
- Gaynanov, V. G., Bouriak, S.V., Ivanov, M.K. (1998). "Seismic evidence for gas accumulation related to the area of mud volcanism in the deep Black Sea." *Geo-Marine Letters 18*: 139-145.
- Goncharov, V. P., Neprochnov, Yu.P. (1960). Geomorphology of the bottom and tectonic problems in the Black Sea. *International Dictionary of Geophysics*. New York, Pergamon: 1-6.
- Goncharov, V. P., Neprochnov, Yu. P., Neprochnova, A.F. (1972). *Bottom relief and deep structure of the Black Sea depression*. Nauka Press, Moscow,.

- Gorur, N. (1988). "Timing of opening of the Black Sea basin." *Tectonophysics* 147: 247-262.
- Gorur, N., Cagatay, M.N., Emre, O., Alpar, B., Sakinç, M., Islamoglu, Y., Algan, O., Erkal, T., Keçer, M., Akkok, R., Karlik, G. (2001). "Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth?" *Marine Geology* 176: 65-73.
- Gunnerson, C. G., Oztugut, E. (1974). The Bosphorus. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Eds.), *The Black Sea - geology, chemistry and biology. AAPG Memoir 20*. Tulsa, Oklahoma: 99-114.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, Oklahoma: 71-108.
- Hay, B. J., Honjo, S., Kempe, S., Ittekkot, V.A., Degens, E.T., Konuk, T., Izdar, E. (1990). "Interannual variability in particle flux in the southwestern Black Sea." *Deep-Sea Research* 37(6): 911-928.
- Hay, B. J., Arthur, M.A., Dean, W.E., Neff, E.D., Honjo, S. (1991). "Sediment deposition in the Late Holocene abyssal Black Sea with climatic and chronological implications." *Deep-Sea Research* 38 (Suppl.2): S1211-S1235.
- Hesse, R. (1995). Long distance correlation of spillover turbidites on the western levee of the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel (NAMOC), Labrador Sea. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith (Eds.). *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*. London, Chapman & Hall: 276-281.
- Hiscott, N. H., Hall, F.R., Pirmez, C. (1997). Turbidity-current overspill from the Amazon channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 155: 53-78.
- Hiscott, R. N., Aksu, A.E., Yasar, D., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Kostylev, V., MacDonald, J., Isler, F.I., Lord, A.R. (2002). "Deltas south of the Bosphorus Strait record persistent Black Sea outflow to the Marmara Sea since ~10 ka." *Marine Geology in press*.
- Hiscott, R. N., Aksu, A.E. (2002). "Late Quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high resolution seismic and gravity core studies." *Marine Geology in press*.
- Hsu, K. (1978). Stratigraphy of the lacustrine sedimentation in the Black Sea. In: D. A. Ross, Neprochnov, Y.P. et al. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project XLII, Part 2*. Washington, US Government Printing Office: 509-524.
- Hsu, K. J., Nacev, I.K., Vuchev, V.T. (1977). "Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics." *Tectonophysics* 40: 245-256.
- Hsu, K. J., Giovanoli, F. (1980). "Messinian event in the Black Sea." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29: 75-93.
- Ion, G., Lericolais, G., Nouzé, H., Panin, N., Ion, E. (2002). Seismo-acoustics evidences of gases in sedimentary edifices of the paleo-Danube realm. *Mediterranean and Black Sea turbidite systems and deep sea fans - CIESM Workshop*, 5-8 June 2002, Bucarest, Romania: 43-48.

- Ivanov, M. K., Limonov, A.F., van Weering, Tj.C.E. (1996). "Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes." *Marine Geology* 132: 253-271.
- Jipa, D., Dinu, C., Marinescu, N. (1999). "Sedimentological significance of subsurface date in the western Dacian basin (Upper Neogene, Romania): sedimentary environments, genetic sequences, basinal evolution." *Geo-Eco-Marina* 4: 147-153.
- Jones, G. A., Gagnon, A.R. (1994). "Radiocarbon chronology of Black Sea sediments." *Deep-Sea Research I* 41(3): 531-556.
- Jones, R. W., Simmons, M.D. (1997). A review of the stratigraphy of eastern Paratethys (Oligocene-Holocene), with particular emphasis on the Black Sea. In: A. G. Robinson (Ed.), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG Memoir* 68: 39-52.
- Kallel, N., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., Montacer, M. (2000). "Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157: 45-58.
- Kaminski, M. A., Aksu, A.E., Hiscott R.N., Box, M., Al-Salameen, M., Filipescu, S. (2002). "Late Glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea." *Marine Geology in press*.
- Kasanzev, R. A., Shaynurov, R.V. (1978). "The fan of turbidite flows of the underwater Danube canyon." *Geomorphologiya* 3: 79-82.
- Kastens, K. A., Shor, A.N. (1986). "Evolution of a channel meander on the Mississippi deep-sea fan." *Marine Geology* 71: 165-175.
- Kenyon, N. H. (1992). "Speculations on the geological causes of backscatter variation on GLORIA sonographs from the Mississippi and De Soto fans, Gulf of Mexico." *Geo-Marine Letters* 12: 24-32.
- Kenyon, N. H., Amir, A., Cramp, A. (1995). Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith (Eds.), *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*. London, Chapman & Hall.
- Kojumdgieva, E. (1983). "Palaeogeographic environment during the desiccation of the Black Sea." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 43: 195-204.
- Konyukhov, A. I., Ivanov, M.K., Kulinitiskii, L.M. (1988). "Abyssal alluvial fan of the Danube and facies of its constituent sediments." *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Geologiya* 43(4): 28-39.
- Konyukhov, A. I. (1997). "The Danube submarine fan: specific features of the structure and sediment accumulation." *Lithology and mineral resources* 32(3): 197-207.
- Kvenvolden, K. A. (1993). Gas hydrate as a potential energy source - a review of their methane content. In: D. G. Howell (Ed.), *USGS Professional Paper. 1270*: 555-561.
- Lane-Serff, G. F., Rohling, E.J., Bryden, H.L., Charnok, H. (1997). "Postglacial connection of the Black Sea to the Mediterranean and its relation to the timing of sapropel formation." *Paleoceanography* 12(2): 169-174.
- Lericolais G., A., J.P., Berné, S., Morvan, P. (1990). "A new system for acquisition and processing of very high-resolution seismic reflection data." *Geophysics* 55(8): 1036-1046.

- Lericolais, G., Panin N., Popescu I., Berne S., Ion G., and BlaSON scientific crew (1998). Danube and Dniepr paleovalleys: New discoveries during BlaSON survey on the north-western Black Sea shelf. 3rd International Conference on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black and Caspian Seas Area. Neptun, Constanta (Romania). *Geo-Eco-Marina 3 (suppl.)*: 34.
- Lericolais, G., Panin, N. Ryan, W., Guichard, F., Berne, S., Popescu, I., Ion, G. and Blason scientific crew (2000). A major erosional surface recognized on Black Sea seismic data during Blason survey. *International Geophysical Conference & Exposition*, Bucharest, Romania.
- Lericolais, G., Berné, S., Féliès, H. (2001). "Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay)." *Marine Geology 175*: 183-197.
- Lericolais, G., Panin, N., Le Drezen, E., Normand, A., Nouzé, H., Garfield, T.R. (2002). Viteaz Canyon, the only sediment pathway of the Black Sea shelf? *Mediterranean and Black Sea turbidite systems and deep sea fans - CIESM Workshop*, 5-8 June 2002, Bucarest, Romania: 55-59.
- Lericolais, G., Ryan, W.B.F., Haxby, W.F., Panin, N., Guichard, F., Ion, G. "A relict coastal dune system on the Black Sea shelf." *Science*, submitted.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L., Sungurlu, O. (1977). The Black Sea-a marginal basin. In: Biju-Duval, B. and Montadert, L. (Ed.), *Structural history of the Mediterranean basins*. Editions Technip, Paris: 363-376.
- Limonov, A. F., van Weering, Tj.C.E., Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Meisner, L.B. (1997). "Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mudvolcano area: Observations with the MAK-1 deep-tow sidescan sonar and bottom profiler." *Marine Geology 137*: 121-136.
- Lyons, T. W. (1988). Upper Holocene sediments of the Black Sea: summary of Leg 4 box cores (1988). In: E. Izdar and J.W. Murray (Eds.), *Black Sea oceanography*. Kluwer Academic Publishers: 401-442.
- Lyons, T. W., Berner, R.A., Anderson, R.F. (1993). "Evidence for large pre-industrial perturbations of the Black Sea chemocline." *Nature 365*: 538-540.
- Major, C. O. (2002). Ph.D. Thesis, Columbia University.
- Major, C. O., Goldstein, S.L., Ryan, W.B.F., Lericolais, G., A. M. Piotrowski, Hajdas, I. "Black Sea water balance, outflow and inflow during the last deglaciation". *Science*, submitted.
- Malovitsky, Y. P., Ivanov, K.M., Aksenov, A.A., Belberov, Z.K., Datchev, C.I., Ed. (1979). *Geology and hidrology of the western section of the Black Sea*. Bulgarian Acad. Sci., Sofia: 292 p.
- Manley, P. L., Pirmez, C., Busch, W., Cramp, A. (1997). Grain-size characterisation of Amazon fan deposits and comparison to seismic facies units. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 155*: 35-52.
- Masce, J., Zitter, T., Bellaiche, G., Droz, L., Gaullier, V., Loncke, L., Prismed Scientific Party (2001). "The Nile deep-sea fan: preliminary results from a swath bathymetry survey." *Marine and Petroleum Geology 18*: 471-477.

- McGregor, B. A. (1981). "Ancestral head of Wilmington Canyon." *Geology* 9: 254-257.
- Menard, H. W. (1955). "Deep-sea channels, topography, and sedimentation." *AAPG Bull.* 39(2): 236-255.
- Migeon, S., Savoye, B., Zanella, E., Mulder, T., Faugères, J.-C., Weber, O. (2001). "Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbiditic sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction." *Marine and Petroleum Geology* 18: 179-208.
- Milanovskiy, Y. (1967). "Problema proiskhozdeniya Chernomorskoy vpadiny i yeye mesto v strukture al'piyskogo poyasa." Moscow Univ., *Vestn. Ser. Geol.* 22: 27-43.
- Mitchum, R. M., Vail, P.R. (1977). Seismic stratigraphic interpretation procedure. In C. E. Payton (Ed.): *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26: 135-143.
- Mitchum, R. M., Vail, P.R., Sangree, J.B. (1977). Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In C. E. Payton (Ed.): *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26: 117-133.
- Morgunov, Y. G., Kuprin, P.N., Kalinin, A.V., Limonov, A.F., Pivovarov, B.L., Sherbakov, F.A. (1981). *Tectonics and developmental history of the north-western shelf of the Black Sea*. Nauka Press, Moscow.
- Mudie, P. J., Rochon, A., Aksu, A.E., Gillespie, H. (2002). "Dinoflagellate cysts and freshwater algae and fungal spores as salinity indicators in late Quaternary cores from Marmara and Black Seas." *Marine Geology in press*.
- Mudie, P. J., Rochon, A., Aksu, A.E. (2002). "Pollen stratigraphy of late Quaternary cores from Marmara Sea: Land-sea correlation and paleoclimatic history." *Marine Geology in press*.
- Mulder, T., Alexander, J. (2001). "The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits." *Sedimentology* 48: 269-299.
- Muratov, M. V. (1972). "Istoriya formirovaniya glubokovodnoi kotlovinny Chernogo morya v sravnenii s vpadinami Sredizemnogo." *Geotektonika* 5: 22-41.
- Mutti, E., Normark, W.R. (1991). An integrated approach to the study of turbidite systems. In: P. Weimer, M.H. Link (Eds.), *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. Springer-Verlag, New York: 75-106.
- Mutti, E. (1992). Turbidite sandstones, AGIP, Istituto di Geologia, Università di Parma.
- Neprochnov, Y. P. (1980). *Geological history of the Black Sea from results of deep-sea drilling*. Nauka Press Moscow: 52-77.
- Neveeskaya, L. A. (1965). *Late Quaternary bivalve mollusks of the Black Sea: their systematics and ecology*. Nauka Press, Moscow.
- Neveeskaya, L. A. (1970). Contribution to the classification of ancient closed and semiclosed bodies of water on the basis of the character of their fauna. In: D.V. Obruchev, V.N. Shimansky (Eds.), *Modern problems in paleontology*. Nauka Press, Moscow: 258-278.
- Noakes, J. E., Herz, N. (1983). "University of Georgia radiocarbon dates VII." *Radiocarbon* 25(3): 919-929.
- Normark, W. R. (1970). "Growth patterns of deep-sea fans." *AAPG Bull.* 54: 2170-2195.

- Normark, W. R., Piper, D.J. (1991). Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *From shoreline to abyss, SEPM Special Publications*. 46: 207-229.
- Normark, W. R., Damuth, J.E., and the Leg 155 Sedimentology Group (1997). Sedimentary facies and associated depositional elements of the Amazon fan. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 155: 611-651.
- O'Connell, S., McHugh, C., Ryan, W.B.F. (1995). Unique fan morphology in an entrenched thalweg channel on the Rhone Fan. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith (Eds.), *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*. Chapman & Hall, London: 80-83.
- Oguz, T., Besiktepe, S. (1999). "Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea." *Deep-Sea Research I* 46: 1733-1753.
- Okay, A. I., Sengor, A.M.C., Gorur, N. (1994). "Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions." *Geology* 22: 267-270.
- Ostrovskiy, A. B., Izmaylov, Ya. A., Balabanov, I.P., Skiba, S. I., Skryabina, N. G., Arslanov, S. A., Gey, N. A., Suprunova, N. I. (1977). New data on the paleohydrological regime of the Black Sea in the Upper Pleistocene and Holocene. In: P. A. Kaplin and I. A. Shcherbakov (Eds.) *Paleogeography and deposits of the Pleistocene of the Southern Seas of the USSR*. Nauka Press Moscow: 131-141.
- Ozsoy, E., Latif, M.A., Tugrul, S., Unluata, U. (1995). "Exchanges with the Mediterranean, fluxes and boundary mixing processes in the Black sea." *Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco no spécial* 15: 1-25.
- Ozsoy, E., Unluata, U. (1997). "Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results." *Earth-Science Reviews* 42: 231-272.
- Panin, N. (1983). "Black Sea coast line changes in the last 10,000 years. A new attempt at identifying the Danube mouths as described by the ancients." *Dacia XXVII(1-2)*: 175-184.
- Panin, N., Panin, S., Herz, N., Noakes, J.E. (1983). "Radiocarbon dating of Danube delta deposits." *Quaternary Research* 19: 249-255.
- Panin, N. (1989). "Danube Delta. Genesis, evolution and sedimentology." *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géographie* 33: 25-36.
- Panin, N. (1996). "Danube Delta: genesis, evolution, geological setting and sedimentology." *Geo-Eco-Marina* 1: 7-23.
- Panin, N., Jipa, D. (1998). "Danube river sediment input and its interaction with the north-western Black Sea: results of EROS-2000 and EROS-21 projects." *Geo-Eco-Marina* 3: 23-35.
- Pazyuk, L. I., Rychkovskaya, N. I., Samsonov, A. I., Tkachenko, G. G., Yatsko, I. Ya. (1974). "History of the northwestern margin of the Black Sea in light of the new data on the stratigraphy and lithology of Plio-Pleistocene bottom rocks in the area of Karkinititskiy Bay." *Baltika* 5: 86-92.
- Peakall, J., McCaffrey, B., Kneller, B. (2000). "A process model for the evolution, morphology, and architecture of sinuous submarine channels." *Journal of Sedimentary Research* 70(3): 434-448.

- Peckmann, J., Reimer, A., Luth, U., Luth, C., Hansen, B.T., Heinicke, C., Hoefs, J., Reitner, J. (2001). "Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea." *Marine Geology* 177: 129-150.
- Petraschek, W. E. (1960). "Über ostmediterrane Gebirgzusammenhänge." *Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin Kl. III(1)*: 9-18.
- Piper, D. J. W., Normark, W.R. (1983). "Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy submarine fan, California borderland." *Sedimentology* 30: 681-694.
- Pirmez, C., Hiscott, R.N., Kronen Jr, J.D. (1997). Sandy turbidite successions at the base of channel-levee systems of the Amazon fan revealed by FMS logs and cores: unravelling the facies architecture of large submarine fans. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 155: 7-33.
- Popa, A. (1993). "Liquid and sediment inputs of the Danube river into the north-western Black Sea." *Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg* 74: 137-149.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Wong, H.K., Droz, L. (2001). "Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan." *Marine Geology* 173: 25-37.
- Popov, G. I., Zubakov, V. A. (1975). Age of the Surozh transgression of the Black Sea region. Fluctuations in the level of the world Ocean in the Pleistocene. *Proceedings of the 23rd Session of the International Geographical Congress, Leningrad*.
- Posamentier, H. W., Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: C. K. Wilgus, Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Special Publication* 42: 124-154.
- Posamentier, H. W., Erskine, R.D., Mitchum, Jr., R.M. (1991). Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework. In: P. Weimer, M.H. Link (Eds.), *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. Springer-Verlag, New York: 127-136.
- Posamentier, H. W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M. (1992). "Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance." *AAPG Bull.* 76(11): 1687-1709.
- Pratson, L. F., Coakley, B.J. (1996). "A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows." *GSA Bulletin* 108(2): 225-234.
- Rabineau, M., Berné, S., Ledrezen, E., Lericolais, G., Marsset, T., Rotunno, M. (1998). "3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France." *Marine and Petroleum Geology* 15: 439-452.
- Reading, H. G., Richards, M. (1994). "Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain-size and feeder system." *AAPG Bulletin* 78(5): 792-822.
- Richards, M., Bowman, M., Reading, H. (1998). "Submarine-fan systems I: characterisation and stratigraphic prediction." *Marine and Petroleum Geology* 15: 689-717.
- Robinson, A., Spadini, G., Cloetingh, S., Rudat, J. (1995). "Stratigraphic evolution of the Black Sea: interferences from basin modelling." *Marine and Petroleum Geology* 12(8): 821-835.
- Robinson, A. G., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F. (1996). "Petroleum geology of the Black Sea." *Marine and Petroleum Geology* 13(2): 195-223.

- Ross, D. A., Degens, E.T., MacIlvaine, J. (1970). "Black sea: recent sedimentary history." *Science* 170: 163-165.
- Ross, D. A., Uchupi, E., Prada, K.E., MacIlvaine, J.C. (1974). Bathymetry and microtopography of Black Sea. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Eds.), *The Black Sea-geology, chemistry and biology. AAPG Memoir 20*. Tulsa, Oklahoma: 1-10.
- Ross, D. A., Degens, E.T. (1974). Recent sediments of Black Sea. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Eds.), *The Black Sea-geology, chemistry and biology. AAPG Memoir 20*. Tulsa, Oklahoma: 183-199.
- Ross, D. A., Stoffers, P., Trimonis, E.S. (1978). Black Sea sedimentary framework. In: D. A. Ross, Neprochnov, Y.P. et al. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project XLII, Part 2*. Washington, US Government Printing Office: 359-372.
- Ross, D. A., Neprochnov, Y.P. et al. (1978). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project XLII, Part 2*. Washington, US Government Printing Office.
- Ross, D. A. (1978). Summary of results of Black Sea Drilling. In: D. A. Ross, Neprochnov, Y.P. et al. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project XLII, Part 2*. Washington, US Government Printing Office: 1149-1178.
- Rossignol-Strick, M., Nesteroff, W., Olive, P., Vergnaud-Grazini, C. (1982). "After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation." *Nature* 295: 105-110.
- Ryan, W. B. F., Cita, M.B., Miller, E.L., Hanselman, D., Nesteroff, W.D., Hecker, B., Nibelink, M. (1978). "Bedrock geology in New England submarine canyons." *Oceanologica Acta 1*: 233-254.
- Ryan, W. B. F., Pitman, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Gorur, N., Sakinç, M., Yuce, H. (1997). "An abrupt drowning of the Black Sea shelf." *Marine Geology 138*: 119-126.
- Ryan, W. B. F., Pitman, III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Gorur, N., Sakinç, M., Seyir, H.I. (1997). "An abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7,5 kyr BP." *Geo-Eco-Marina 2*: 115-126.
- Ryan, W. B. F., Pitman, III, W.C. (1999). *Noah's flood: the new scientific discoveries about the event that changed history*. Simon & Schuster, New York.
- Scherbakov, F. A., et al. (1978). *Sedimentation on the continental shelf of the Black Sea*. Nauka Press, Moscow.
- Scherbakov, F.A., Korenova, E.V., Zabelina E.K., 1979. Stratigraphy of the Late-Quaternary deposits in the Black Sea. In: *Late-Quaternary history and sedimentogenesis in marginal and inland seas*. Nauka Press, Moscow: 46-58,.
- Shepard, F. P. (1981). "Submarine canyons: multiple causes and long time persistence." *AAPG Bull.* 65: 1062-1077.
- Shimkus, K. M., Komarov, A.V., Khrischov, K.D., Butuzova, G.Yu., Zveryaka, A.F. (1987). Lithological constitution and areal distribution of the Upper Quaternary deposits within the Danube fan. In: A.G. Rozonov (Ed.), *Sedimentation in the river mouth areas of the western Black Sea: lithology and geochemistry*. Moscow, Acad. Sci. USSR, Inst. Oceanology: 28-33.
- Shnyukov, Y. F., Trashchuk, N. N. (1976). "A new region of occurrence of Karangatian deposits on the southern slope of the Kerch Peninsula." *Ukrainian Academy of Sciences, Doklady B 12*: 1078-1080.

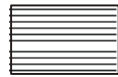
- Sorokhtin, O. G. (1979). *Geodinamika*. Nauka Press, Moscow.
- Sorokin, V. M., Kuprin, P.N., Sokolov, V.N. (1997). "Diatomaceous sediments of the Danube deep-sea fan." *Lithology and mineral resources* 32(4): 362-366.
- Sorokin, V. M., Roslyakov, A.G., Yutsis, V.V. (1998). "New data on the structure of the upper Danube deep-sea fan." *Lithology and mineral resources* 33(6): 518-524.
- Spadini, G., Cloetingh, S., Bertotti, G. (1995). "Thermo-mechanical modeling of the Tyrrhenian Sea: lithospheric necking and kinematics of rifting." *Tectonics* 14: 629-644.
- Spadini, G., Robinson, A., Cloetingh, S. (1996). "Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation." *Tectonophysics* 266: 139-154.
- Stancik, A., Iovanovici, S., Sikora, A., Urge, L., Miklos, D. (1988). *Hydrology of the river Danube*. Bratislava, Priroda Publ. House.
- Stanley, D. J. (1995). "A global sea-level curva for the late Quaternary: the impossible dream?" *Marine Geology* 125: 1-6.
- Stanley D. J., B., C. (1980). "Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea." *Nature* 5766: 537-541.
- Starovoitov, A. B., Ivanov, M.K., Kulnickyi, L.M., Musagov, A.A., Kalinin, V.V. (1990). Structure and evolution of the submarine Danube fan. In: *Geological evolution of the western Black Sea basin in the Neogene-Quaternary*. Bulgarian Acad. Sci. Press, Sophia: 610-617.
- Stow, D. A. V., Cremer, M., Droz, L., Normark, W.R., O'Connell, S., Pickering, K.T., Stelling, C.E., Meyer-Wright, A.V. and DSDP Leg 96 Shipboard Scientists (1985). Mississippi fan sedimentary facies, composition and texture. In: A. H. Bouma, W.R. Normark, N.E Barnes (Eds.), *Submarine fans and related turbidite system*. Springer-Verlag, New York: 259-266.
- Torres, J., Droz, L., Savoye, B., Terentieva, E., Cochonat, P., Kenyon, N.H., Canals, M. (1997). "Deep-sea avulsion and morphosedimentary evolution of the Rhone Fan Valley and Neofan during the Late Quaternary (north-western Mediterranean Sea)." *Sedimentology* 44: 457-477.
- Torres, J. A. (1995). *Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale)*, Université de Bretagne Occidentale: 353 p.
- Trashchuk, N. N., Bolivets, V. A. (1978). "A new area of occurrence of Karangatian deposits on the NW coast of the Black Sea." *Ukrainian Academy of Sciences, Doklady B* 8.
- Tugolesov, D. A., Gorshkov, A.S., Meysner, L.B., Solovyev, V.V., Khakhalev, Ye.M. (1985). "The tectonics of the Black Sea trough." *Geotectonics* 19(6): 435-445.
- Twichell, D. C., Knebel, H.J., Folger, D.W. (1977). "Delaware river: evidence for its former extension to Wilmington submarine canyon." *Science* 195: 483-485.
- Twichell, D. C., Schwab, W.C., Nelson, C.H., Kenyon, N.H., Lee, H.J. (1992). "Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMARC IA sidescan sonar images." *Geology* 20: 689-692.
- Vail, P. R., Mitchum, R.M. Jr., Thompson S. III (1977). Seismic stratigraphy and global changes of the sea level from coastal onlap. In: C. E. Payton (Ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*: 63-81.

-
- Walker, R. G. (1978). "Deep water sandstone facies and ancient fans: models for exploration for stratigraphic traps." *AAPG Bulletin* 62: 932-936.
- Wilkin, R. T., Arthur, M.A. (2001). "Variations in pyrite texture, sulfur isotope composition, and iron systematics in the Black Sea: evidence for late Pleistocene to Holocene excursions of the O₂-H₂S redox transition." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65(9): 1399-1416.
- Winguth, C., Wong, H.K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., Ungureanu, G. (1997). "Upper Quaternary sea-level changes in the northwestern Black Sea: preliminary results." *Geo-Eco-Marina* 2: 103-114.
- Winguth, C. (1998). *Pleistozane meeresspiegelschwankungen und sedimentation im nordwestlichen Schwarzen Meer*. Zentrum für meeres- und klimaforschung. Hamburg, Universität Hamburg, Institut für Biogeochemie und meereschemie. Berichte aus dem ZMK, Reihe D: Biogeochemie und meereschemie, Nr. 3: 129.
- Winguth, C., Wong, H.K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., Ungureanu, G., Krugliakov, V.V., Podshuveit, V. (2000). "Upper Quaternary water level history and sedimentation in the northwestern Black Sea." *Marine Geology* 167: 127-146.
- Wong, H. K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., Rahn, C. (1994). "Morphology and post-Chaudian (Late Pleistocene) evolution of the submarine Danube fan complex." *Terra Nova* 6: 502-511.
- Wong, H. K., Winguth, C., Panin, N., Dinu, C., Wollschlager, M., Georgescu, P., Ungureanu, G., Krugliakov, V.V., Podshuveit, V. (1997). "The Danube and Dniepr fans: morphostructure and evolution." *Geo-Eco-Marina* 2: 77-102.
- Wong, H. K., Ludmann, T., Panin, N., Konerding, P., Dinu, C. (2002). Northwestern Black Sea: upper Quaternary water level and sedimentation. *Mediterranean and Black Sea turbidite systems and deep sea fans - CIESM Workshop*, 5-8 June 2002, Bucarest, Romania: 85-90.
- Yaltirak, C., Sakiç, M., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Galleb, B., Ulgen, U.B. (2002). "Global sea-level variations and raised coastal deposits along the southwestern Marmara Sea during the last 224,000 years." *Marine Geology in press*.

ANNEXE 1

DESCRIPTION DÉTAILLÉE DES CAROTTES

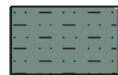
Légende



laminas à coccolites (Unité I)



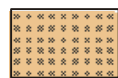
laminas à sapropèles (Unité II)



argile silteuse



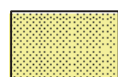
silt argileux



silt



silt sableux



sable très fin



sable fin



sable moyen



ostracodes



foraminifères



Mission: BlaSON

Ifremer

Carotte: BLCP 98 20

Profondeur: 2001 m

Sections: I/I

Côte tête/pied (cm): 0/57

Auteurs: I. Popescu et G. Floch

| Echantillons | Lithologie | Vase | | | | | | Sable | | | | | | Densité | Susceptibilité | Fossiles | Description détaillée | |
|--------------|------------|------|----|---|----|---|---|-------|----|---|---|----|--|---------|----------------|----------|---------------------------------|--|
| | | A | AS | S | tf | f | m | ng | tf | f | m | ng | | | | | | |
| 0 | | | | | | | | | | | | | | | | | 0-36 Unité I: vase à coccolites | |
| 10 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 0-19 (21) "Final invasion" |
| 20 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 19 (21)-30 Silt argileux gris homogène |
| 30 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 30-30.3 "Final invasion" |
| 40 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 30.3-34.5 "Transition sapropel" |
| 50 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 34.5 Silt argileux gris (3 mm) |
| 60 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 34.5-35 "Transition sapropel" |
| 70 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 35-36 "First invasion" |
| 80 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 36-57 Unité II: vase à sapropèle |
| 90 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 36-49 lamines gris-vert/brun |
| 100 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 46.5 lamine grise (0.5 mm)-aragonyte? |
| 110 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 49-57 vase brun-noir, homogène |
| 120 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 130 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 140 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 150 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Obs. La surface de BLKS9820 correspond au niveau 30 cm dans BLCP9820



Mission: BlaSON

Ifremer

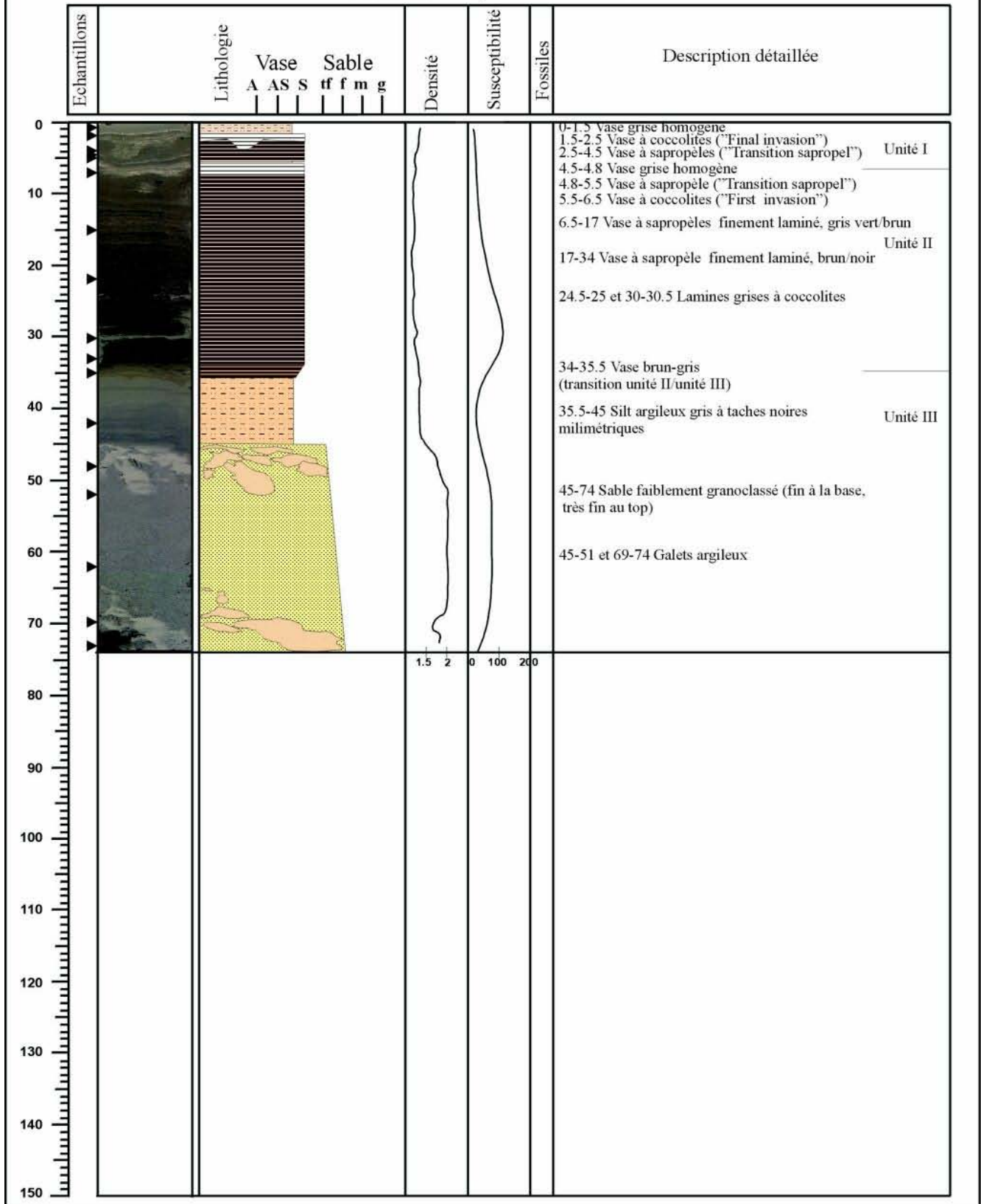
Carotte: BLKS 98 20

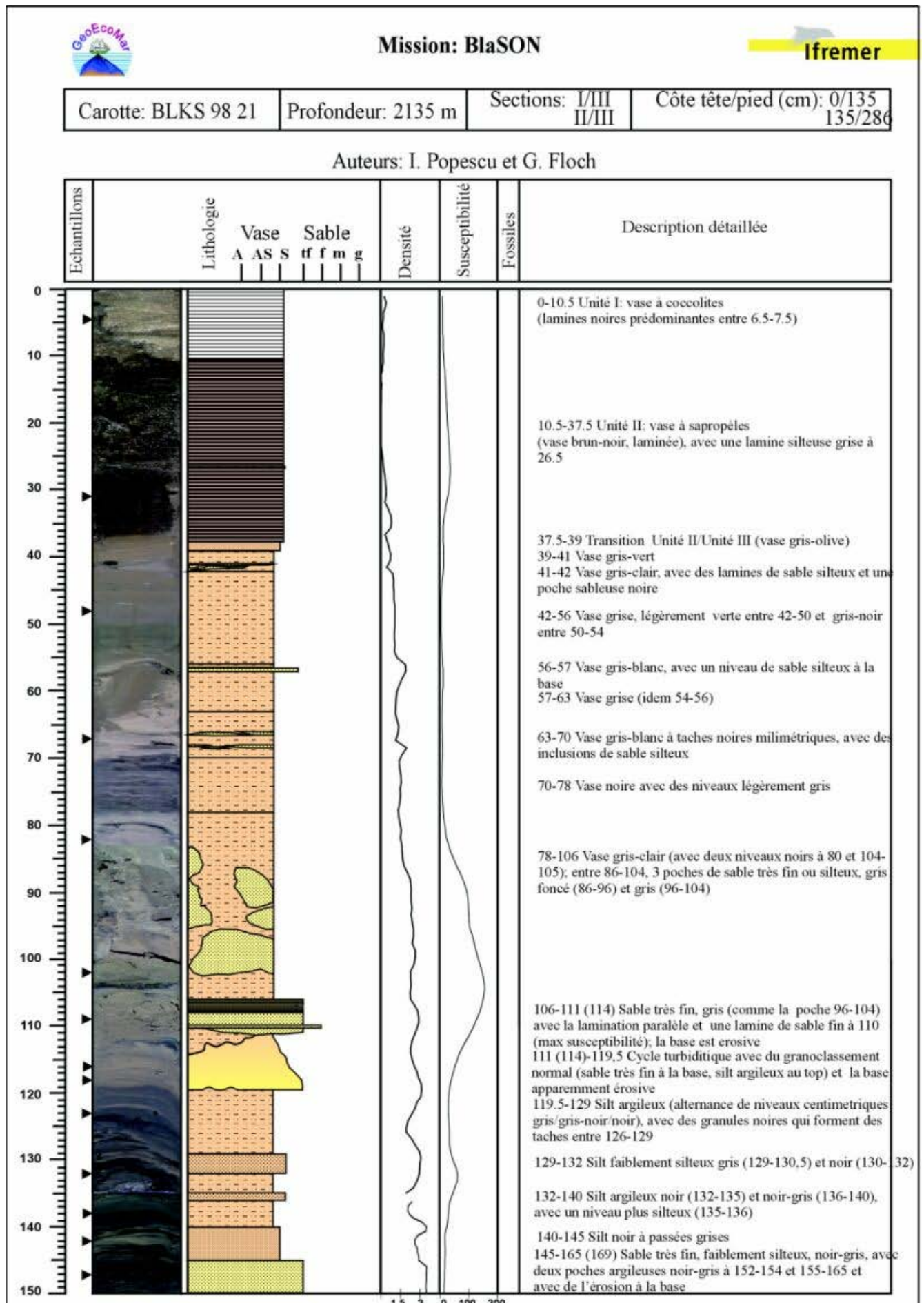
Profondeur: 2000 m

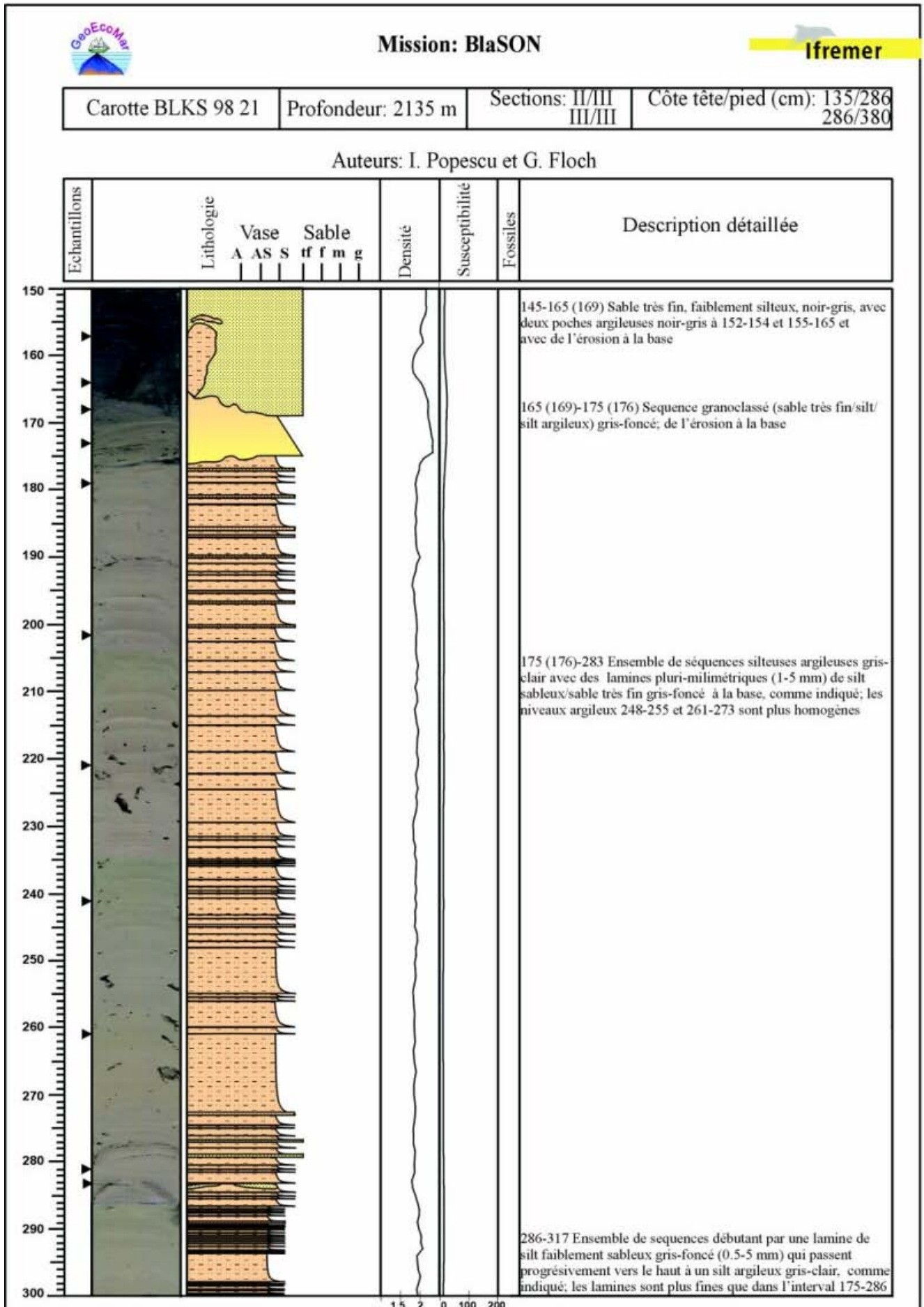
Sections: I/I

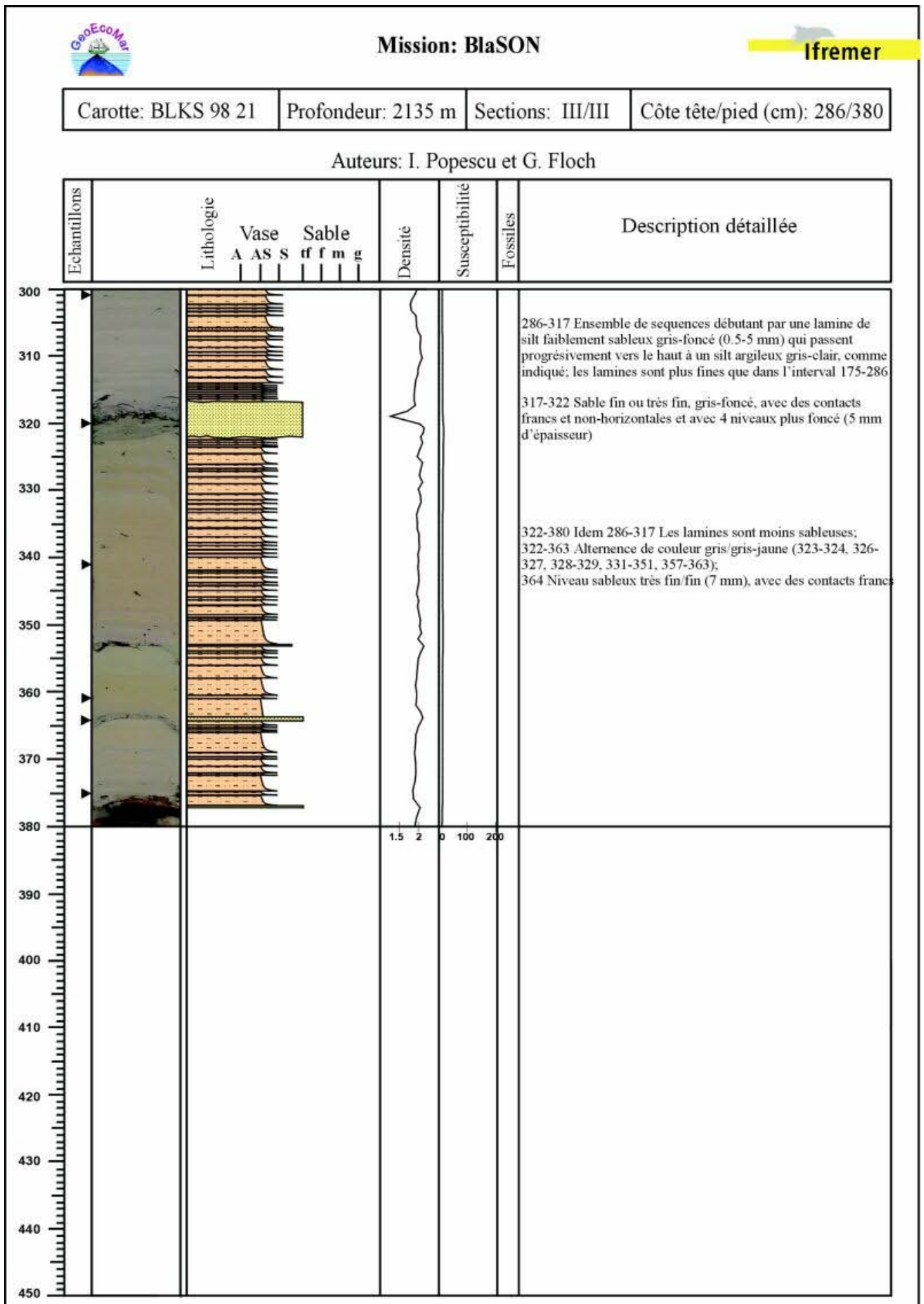
Côte tête/pied (cm): 0/74

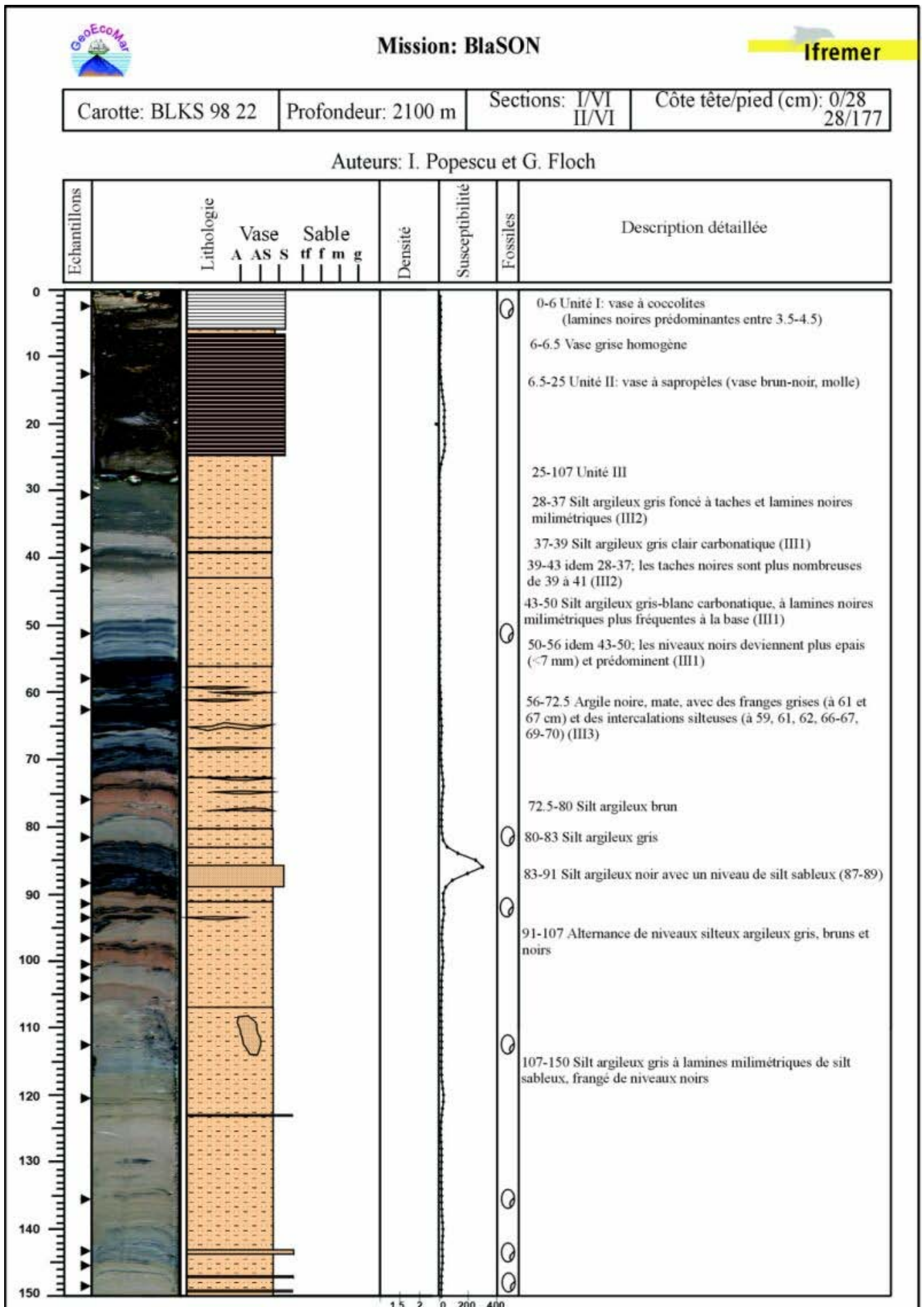
Auteurs: I. Popescu et G. Floch

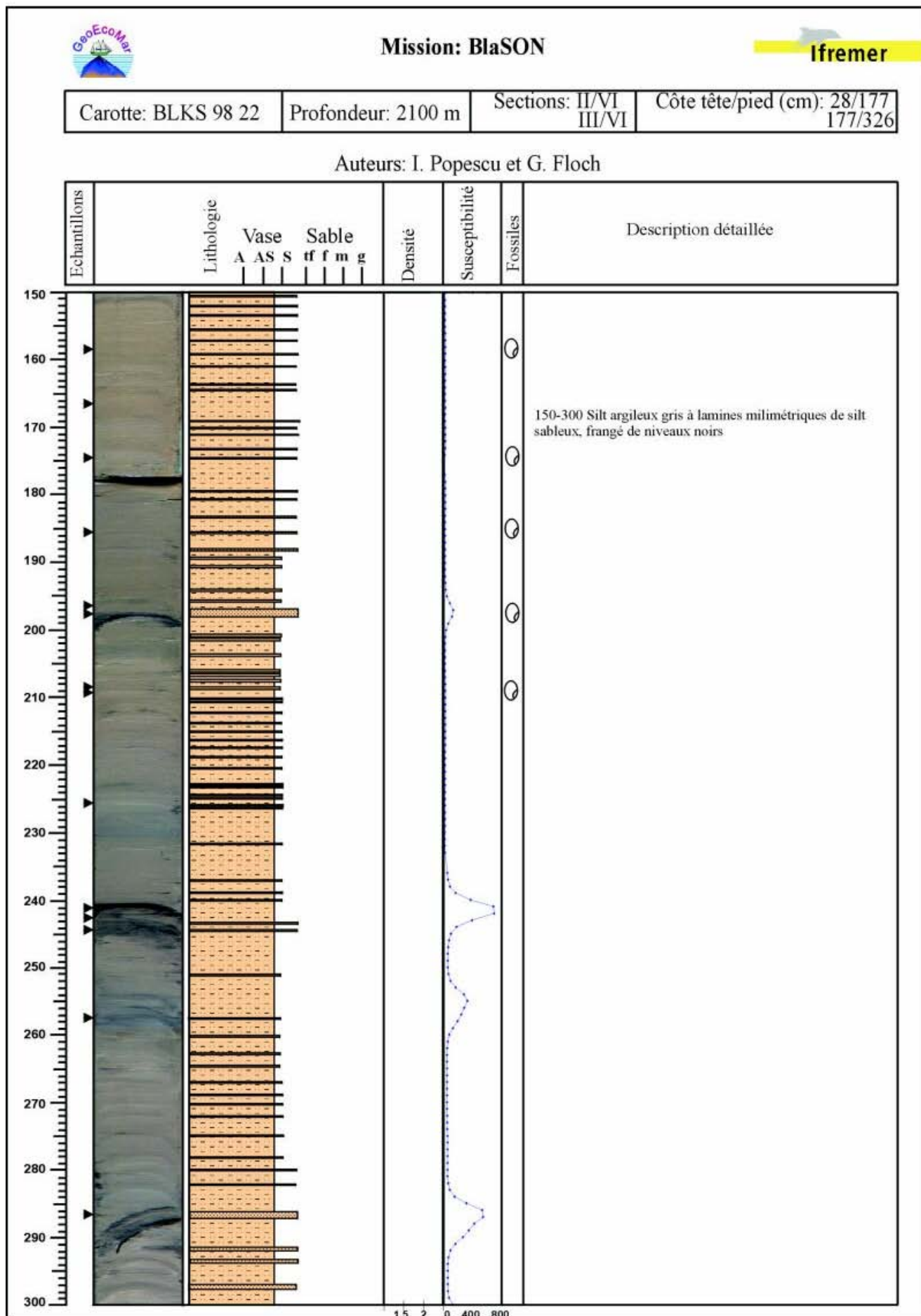


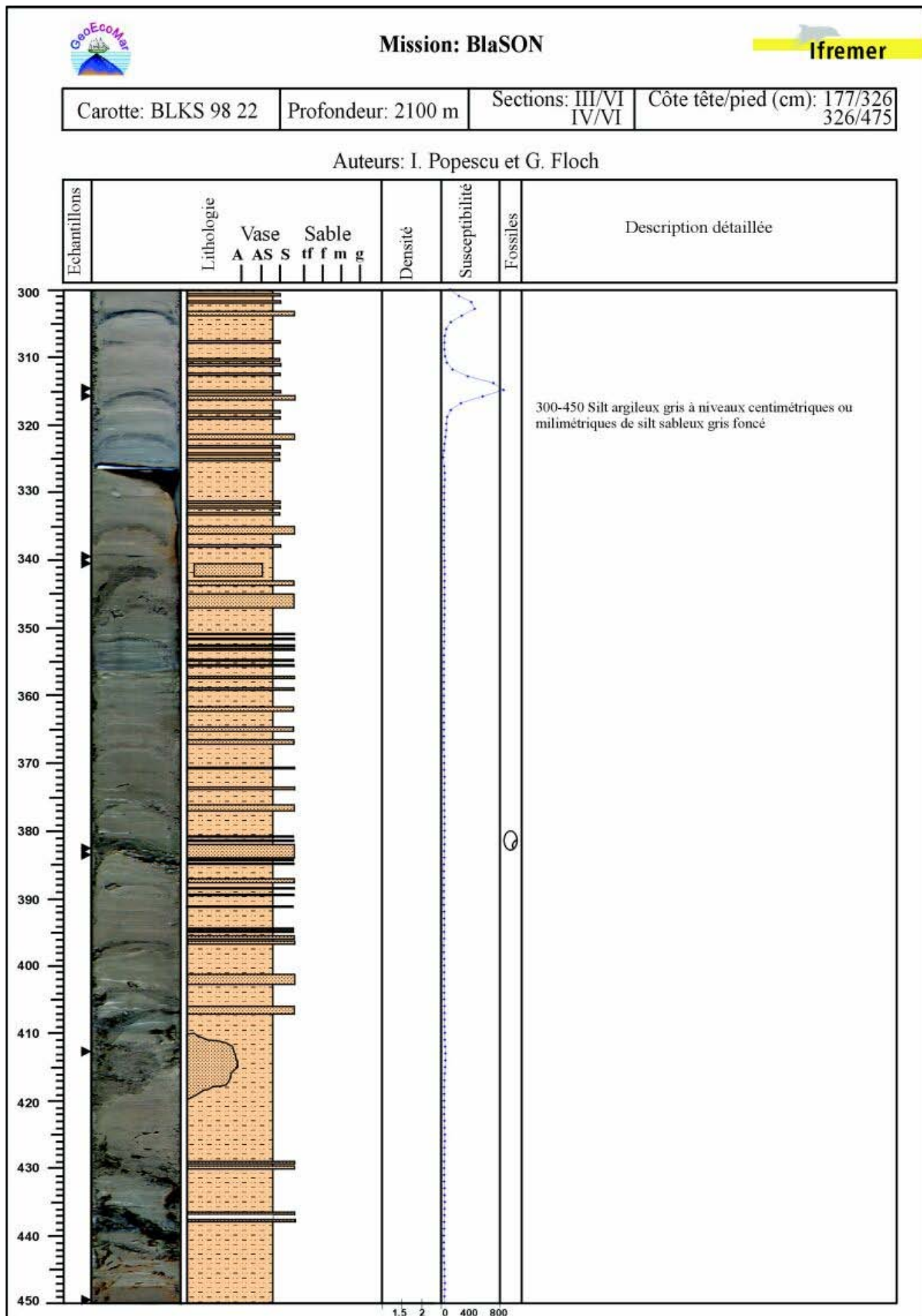












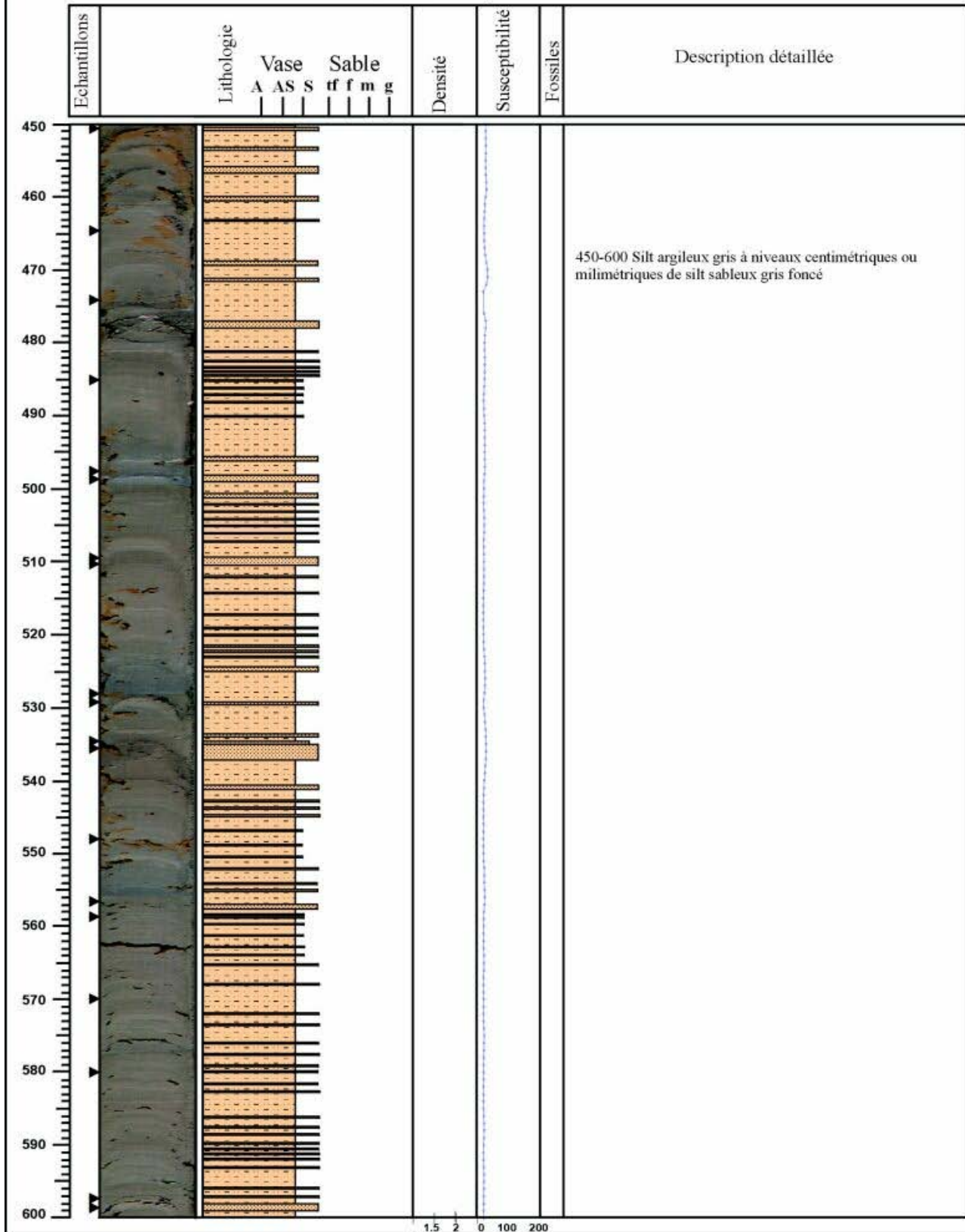


Mission: BlaSON

Ifremer

| | | | |
|---------------------|--------------------|-------------------------|---|
| Carotte: BLKS 98 22 | Profondeur: 2100 m | Sections: IV/VI V/VI | Côte tête/pied (cm): 326/475 475/616 |
|---------------------|--------------------|-------------------------|---|

Auteurs: I. Popescu et G. Floch



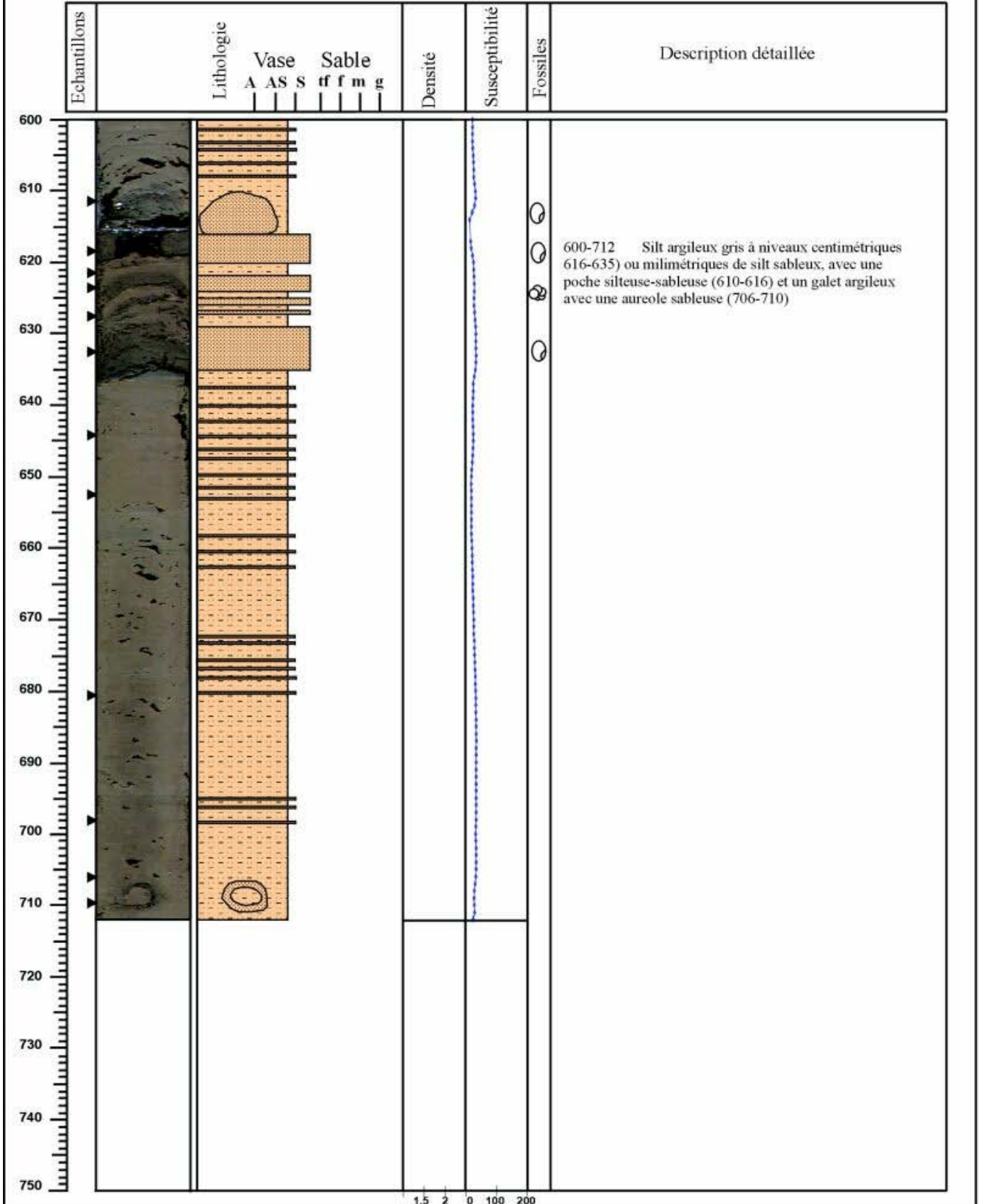


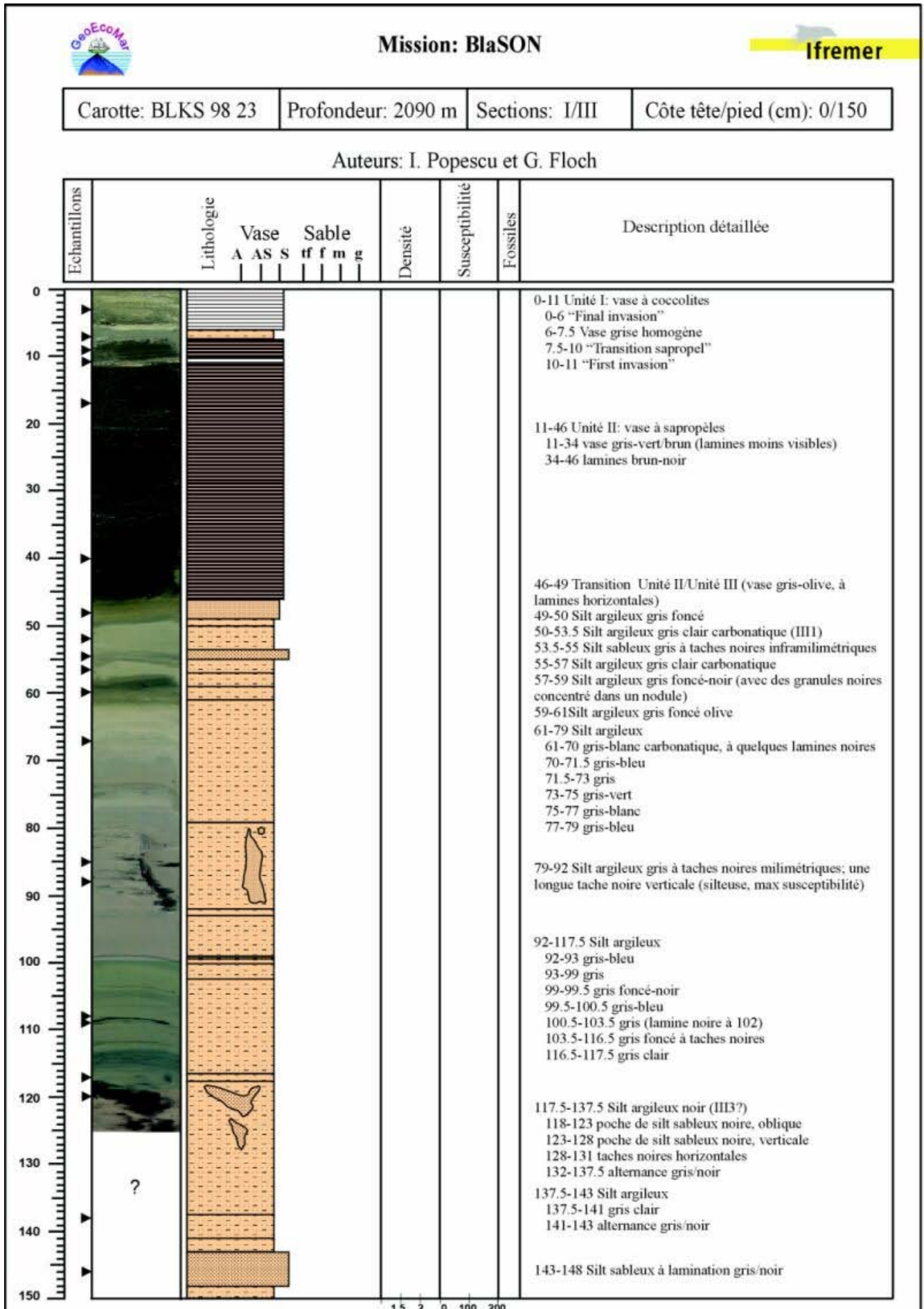
Mission: BlaSON

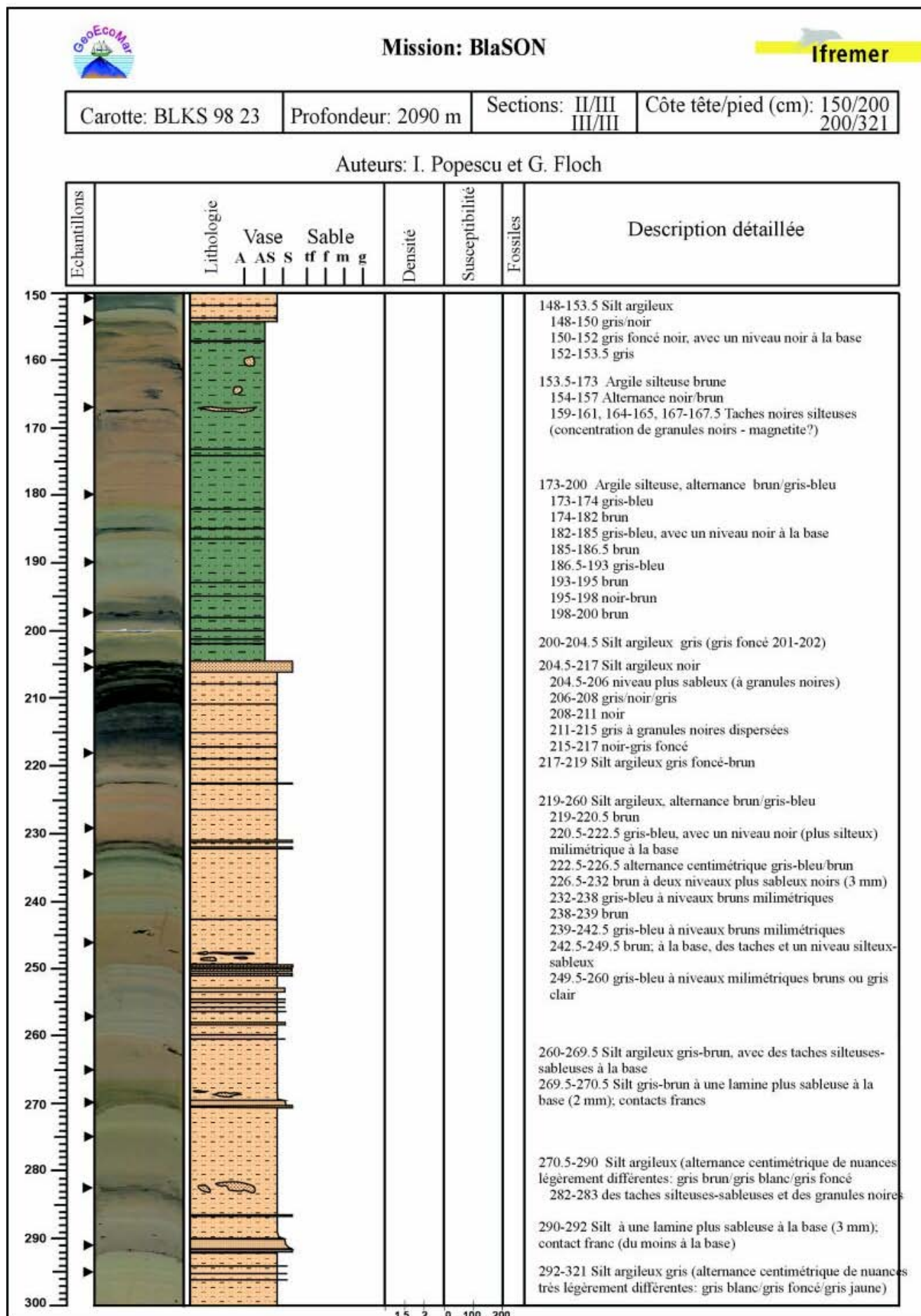
Ifremer

| | | | |
|---------------------|--------------------|-------------------------|---|
| Carotte: BLKS 98 22 | Profondeur: 2100 m | Sections: V/VI VI/VI | Côte tête/pied (cm): 475/616 616/712 |
|---------------------|--------------------|-------------------------|---|

Auteurs: I. Popescu et G. Floch









Mission: BlaSON

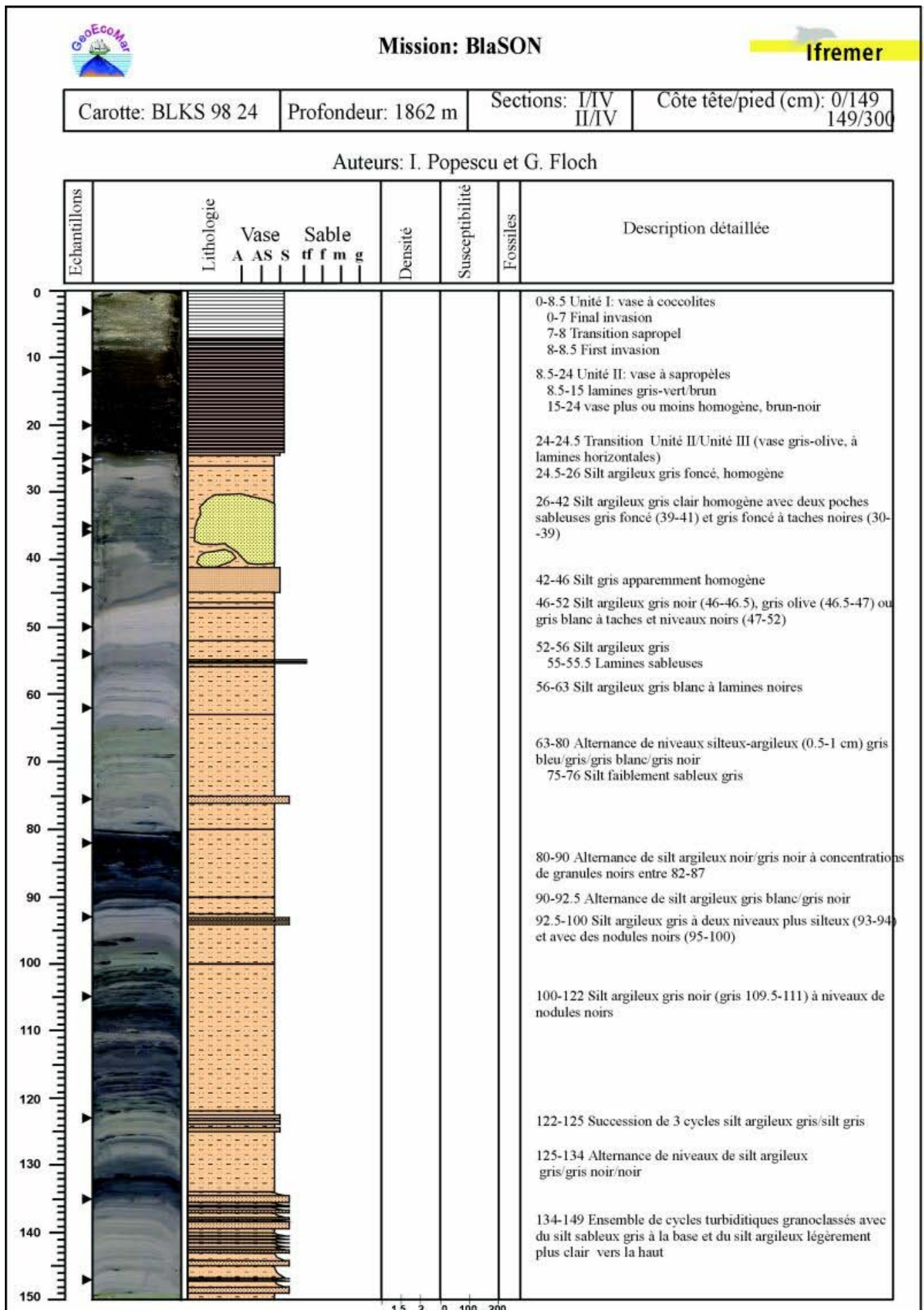
Ifremer

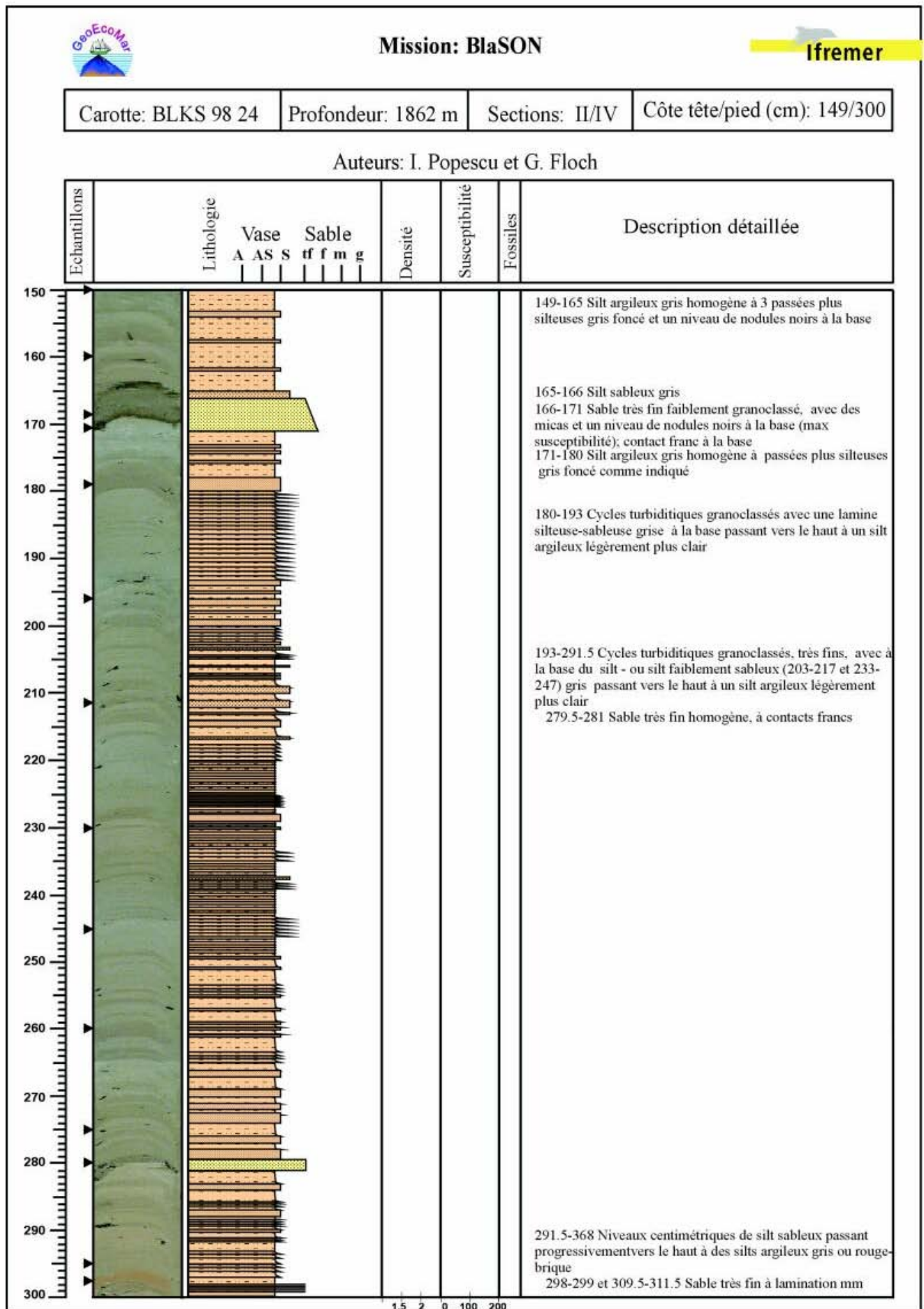
| | | | |
|---------------------|--------------------|-------------------|------------------------------|
| Carotte: BLKS 98 23 | Profondeur: 2090 m | Sections: III/III | Côte tête/pied (cm): 200/321 |
|---------------------|--------------------|-------------------|------------------------------|

Auteurs: I. Popescu et G. Floch

| Echantillons | Lithologie | Vase | | | | | | Sable | | | | | | Densité | Susceptibilité | Fossiles | Description détaillée |
|--------------|------------|------|----|---|----|---|---|-------|----|---|---|----|--|---------|----------------|----------|--|
| | | A | AS | S | tf | f | m | fg | tf | f | m | fg | | | | | |
| 300 | | | | | | | | | | | | | | | | | 292-321 Silt argileux gris (alternance centimétrique de nuances très légèrement différentes: gris blanc/gris foncé/gris jaune) |
| 310 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 320 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 330 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 340 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 350 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 360 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 370 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 380 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 390 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 400 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 410 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 420 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 430 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 440 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 450 | | | | | | | | | | | | | | | | | |

1.5 2 0 100 200







Mission: BlaSON

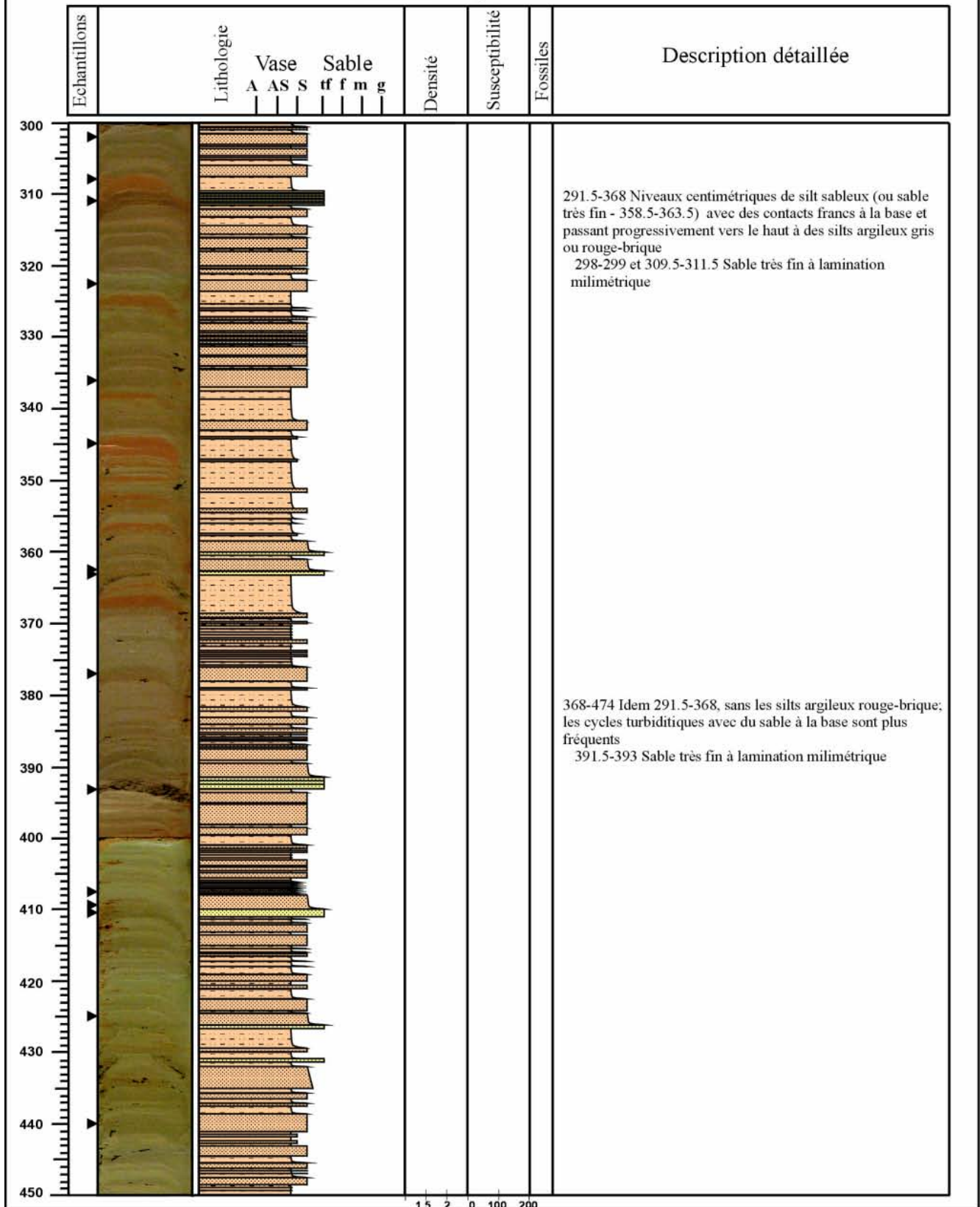
Ifremer

Carotte: BLKS 98 24

Profondeur: 1862 m

Sections: III/IV
IV/IVCôte tête/pied (cm): 300/400
400/474

Auteurs: I. Popescu et G. Floch



1.5 2 0 100 200



Mission: BlaSON

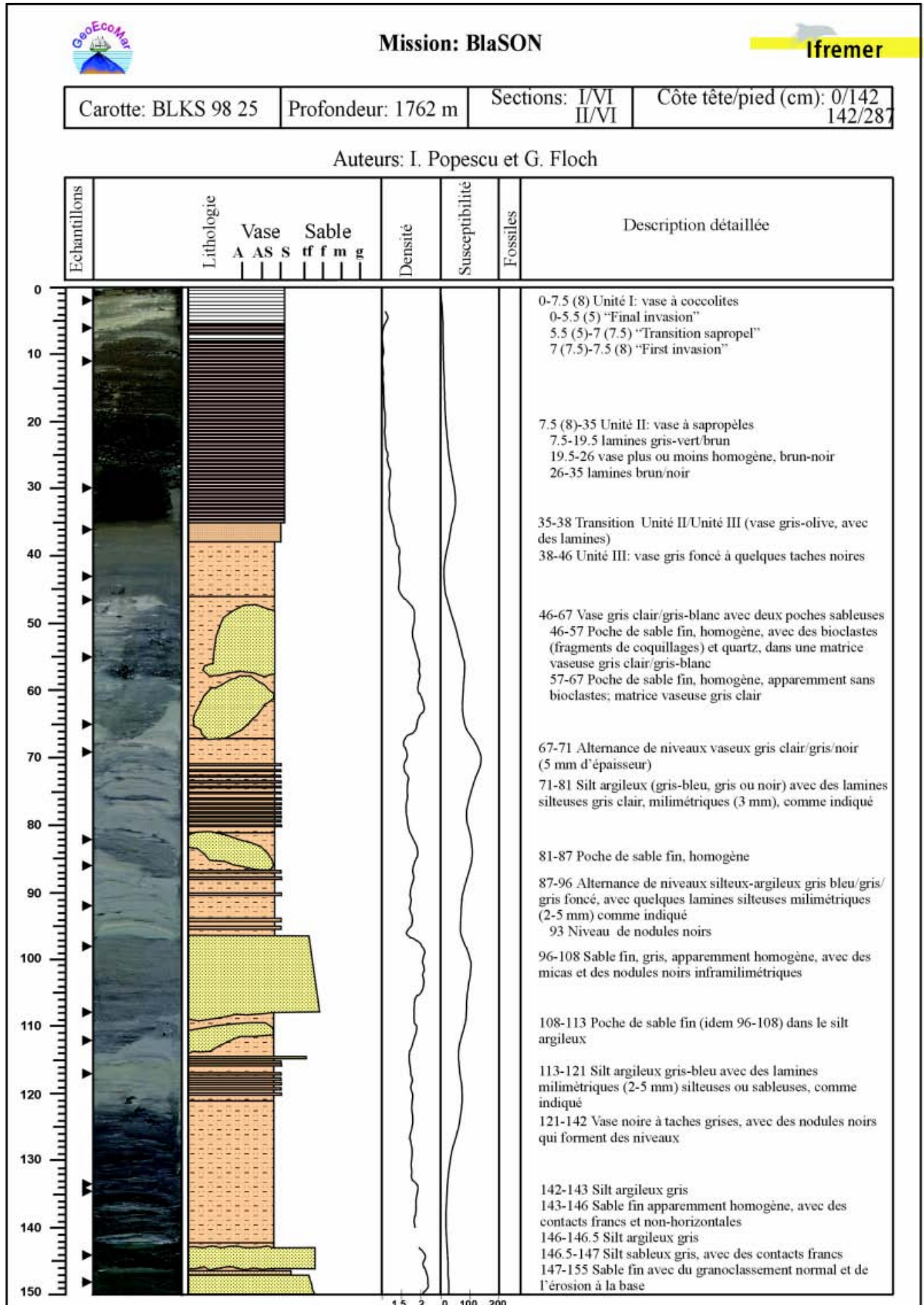
Ifremer

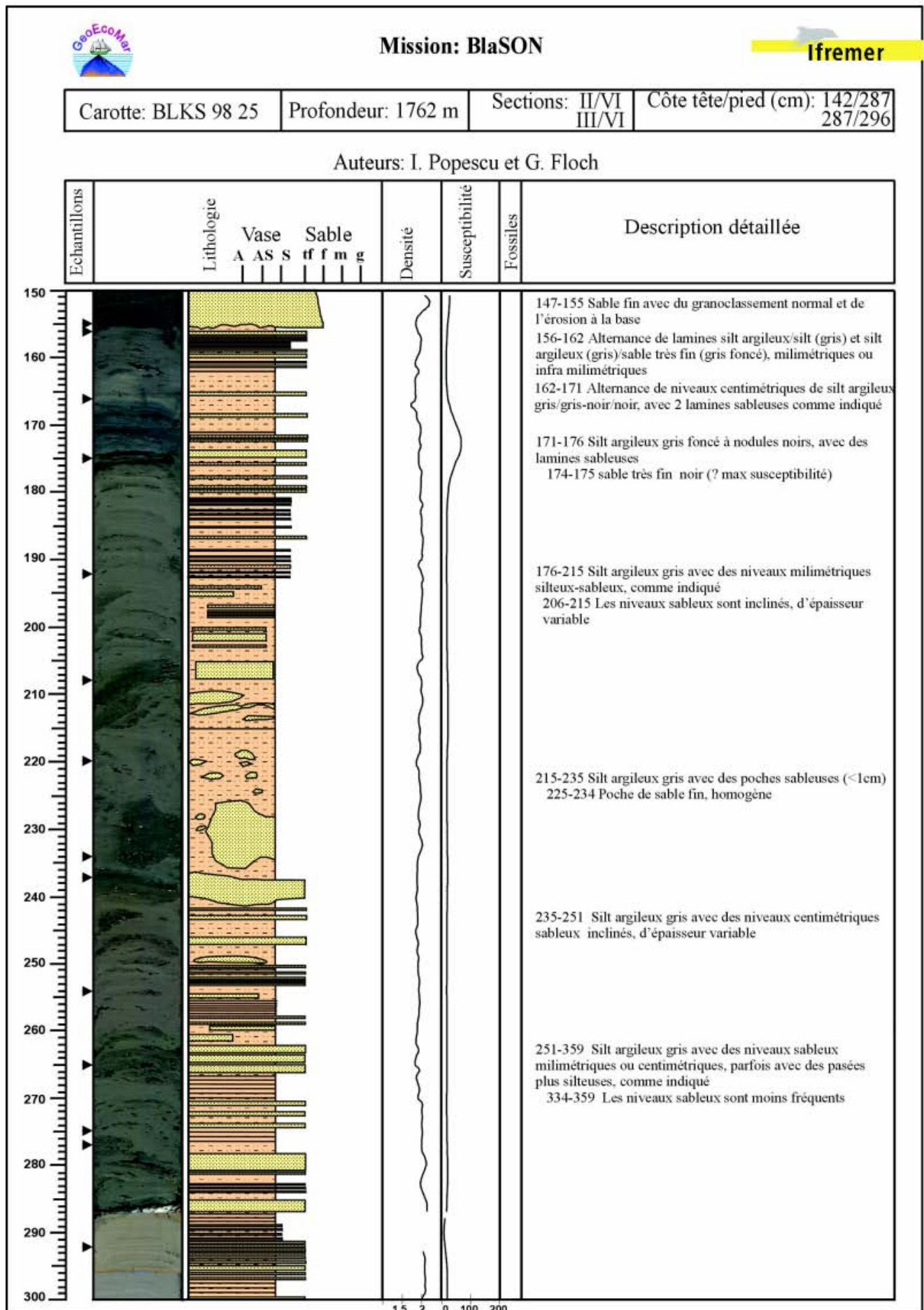
| | | | |
|---------------------|--------------------|-----------------|------------------------------|
| Carotte: BLKS 98 24 | Profondeur: 1862 m | Sections: IV/IV | Côte tête/pied (cm): 400/474 |
|---------------------|--------------------|-----------------|------------------------------|

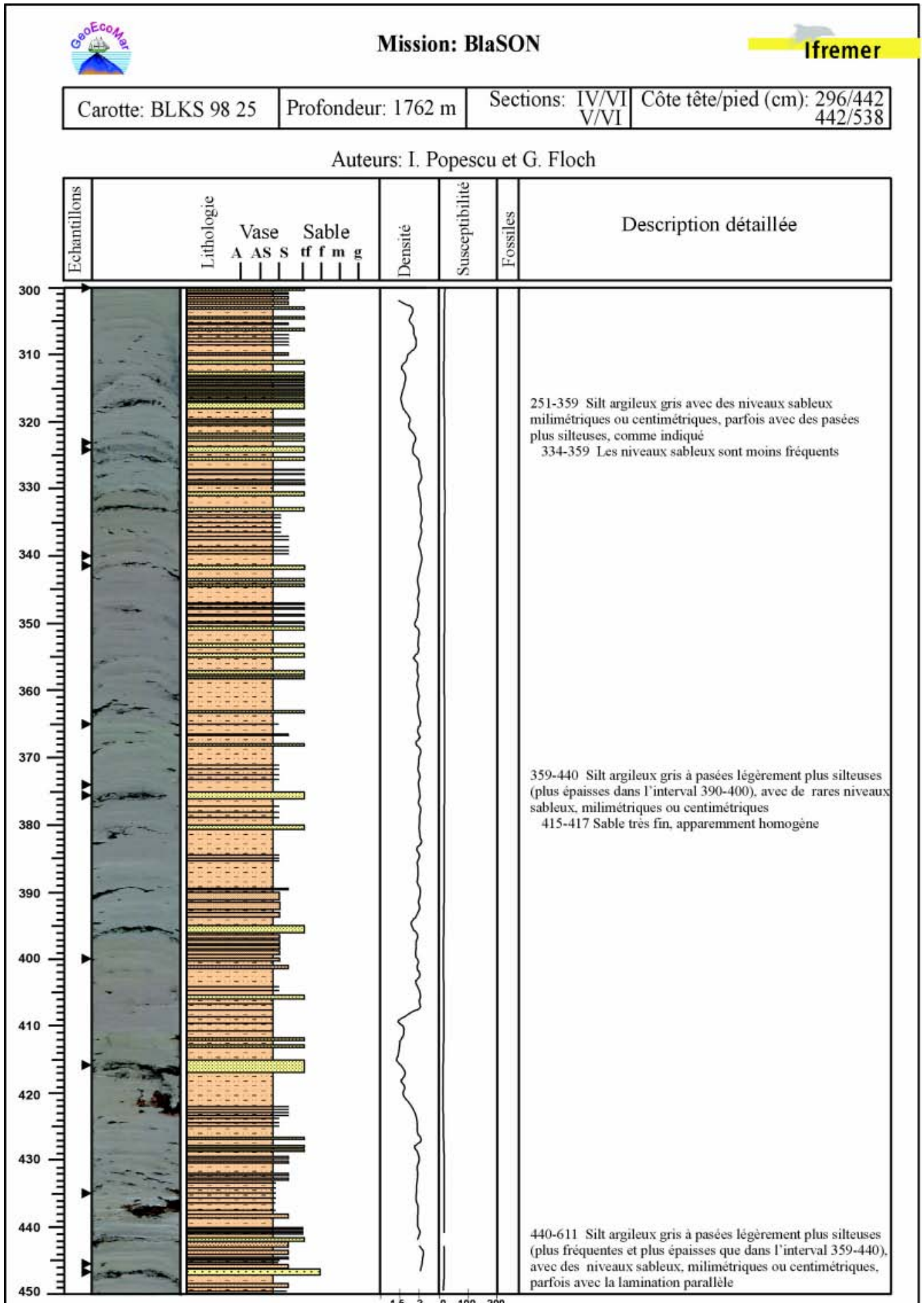
Auteurs: I. Popescu et G. Floch

| Echantillons | Lithologie | Vase | | | | | | Sable | | | | | | Densité | Susceptibilité | Fossiles | Description détaillée |
|--------------|------------|------|----|---|----|---|---|-------|----|---|---|----|--|---------|----------------|----------|---|
| | | A | AS | S | tf | f | m | fg | tf | f | m | fg | | | | | |
| 450 | | | | | | | | | | | | | | | | | 368-474 Idem 291.5-368, sans les silts argileux rouge-brique; les cycles turbiditiques avec du sable à la base sont plus fréquents 391.5-393 Sable très fin à lamination millimétrique |
| 460 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 470 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 480 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 490 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 500 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 510 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 520 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 530 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 540 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 550 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 560 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 570 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 580 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 590 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 600 | | | | | | | | | | | | | | | | | |

1.5 2 0 100 200







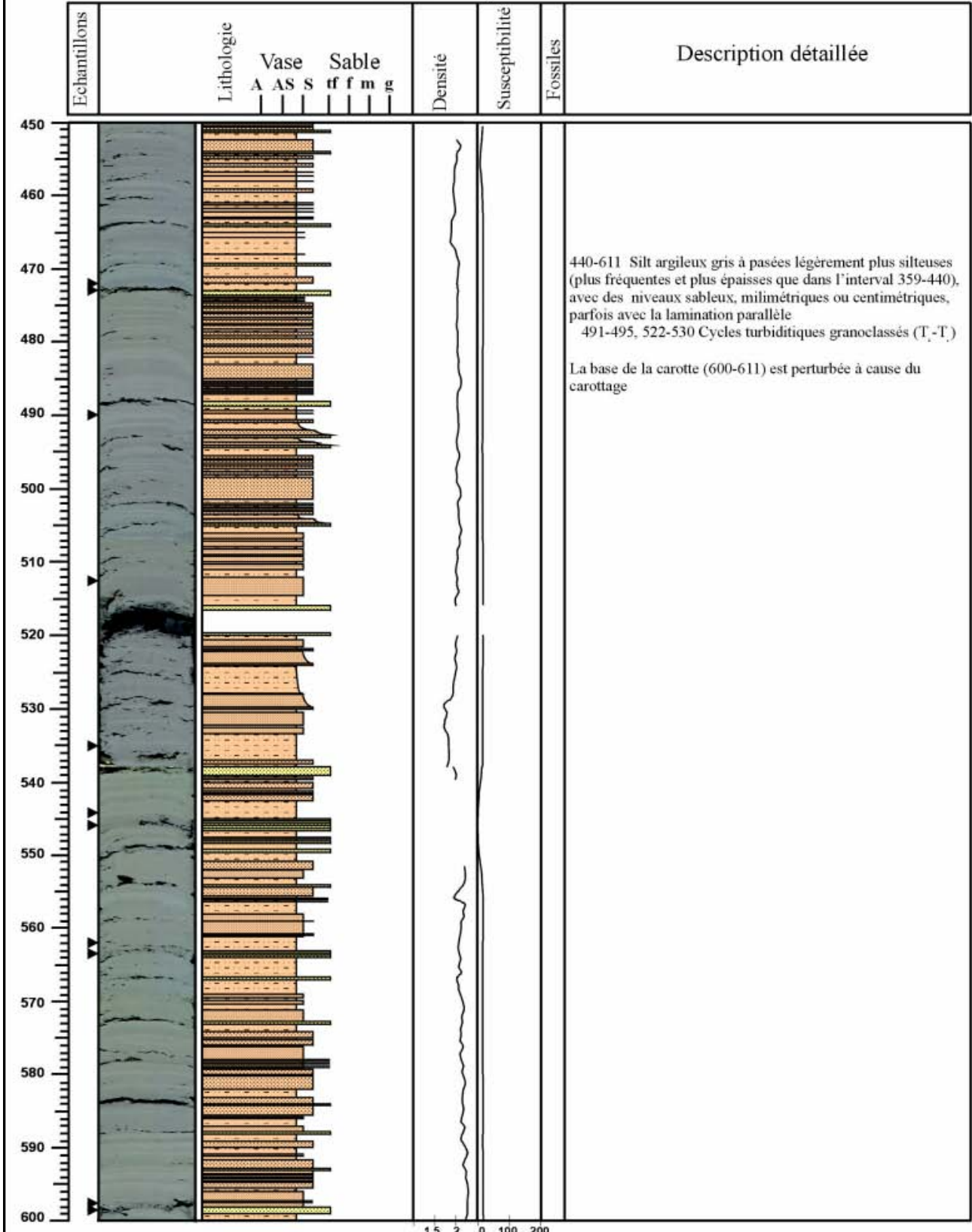


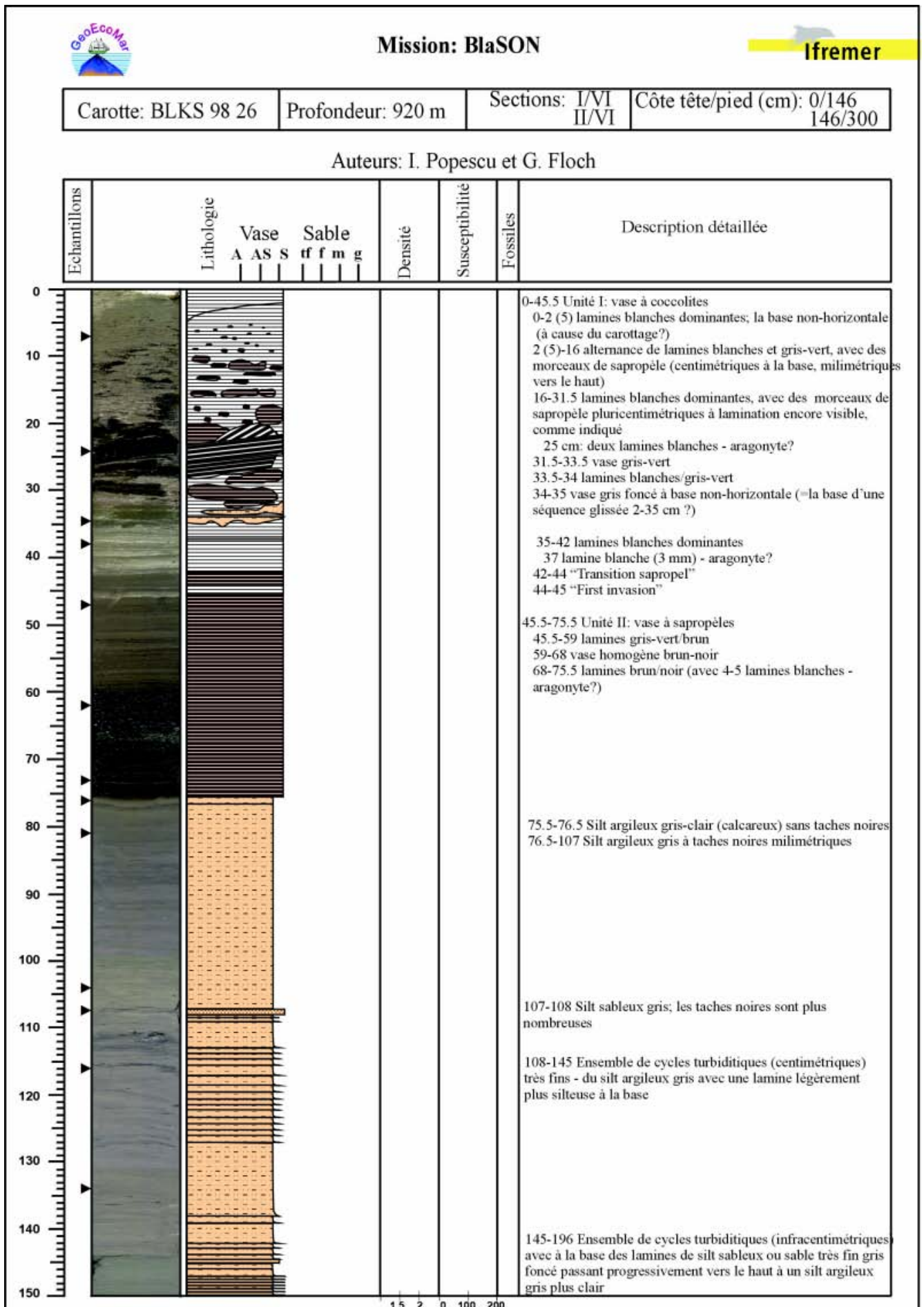
Mission: BlaSON

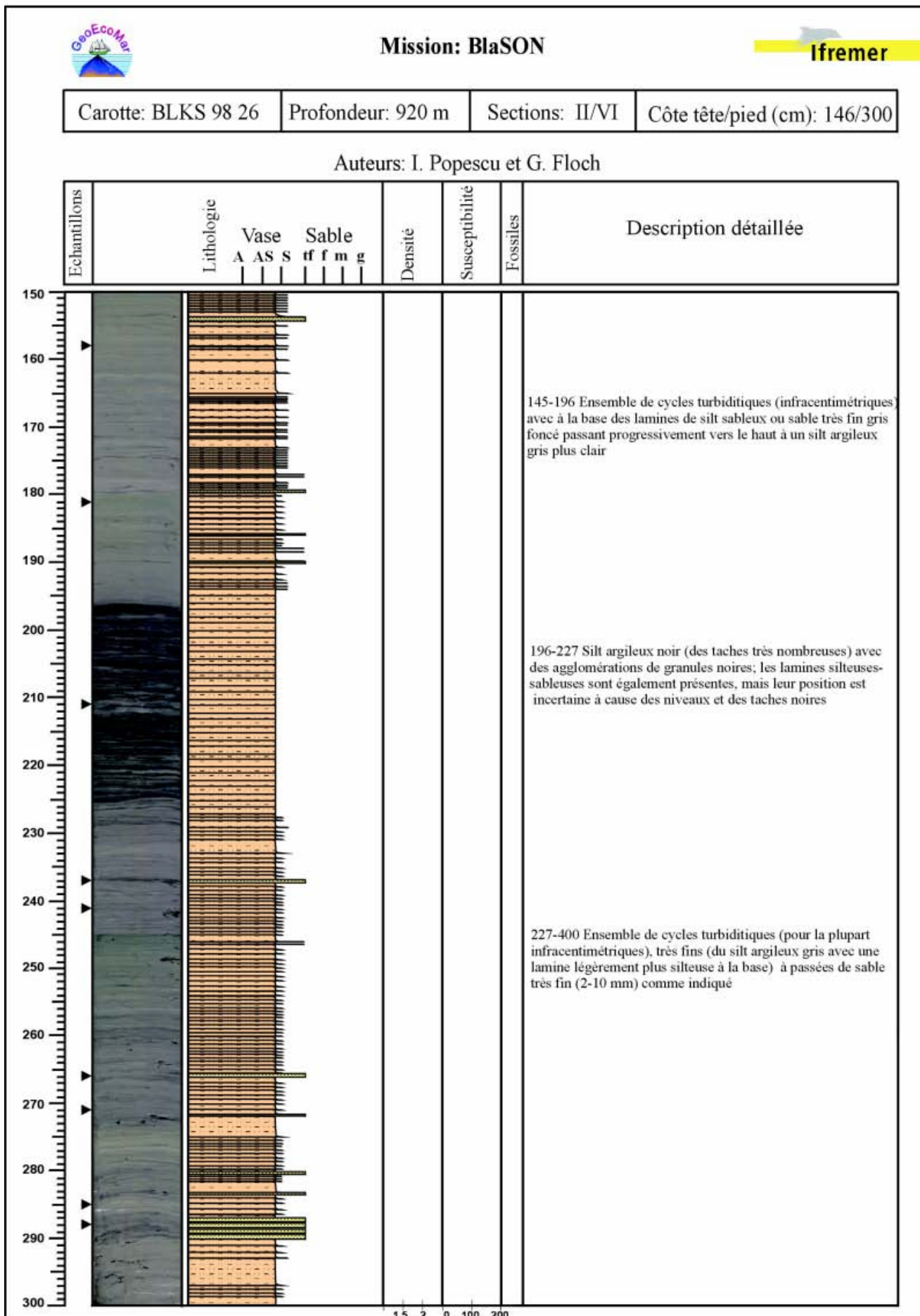
Ifremer

| | | | |
|---------------------|--------------------|-------------------------|---|
| Carotte: BLKS 98 25 | Profondeur: 1762 m | Sections: V/VI VI/VI | Côte tête/pied (cm): 442/538 538/611 |
|---------------------|--------------------|-------------------------|---|

Auteurs: I. Popescu et G. Floch









Mission: BlaSON

Ifremer

Carotte: BLKS 98 26

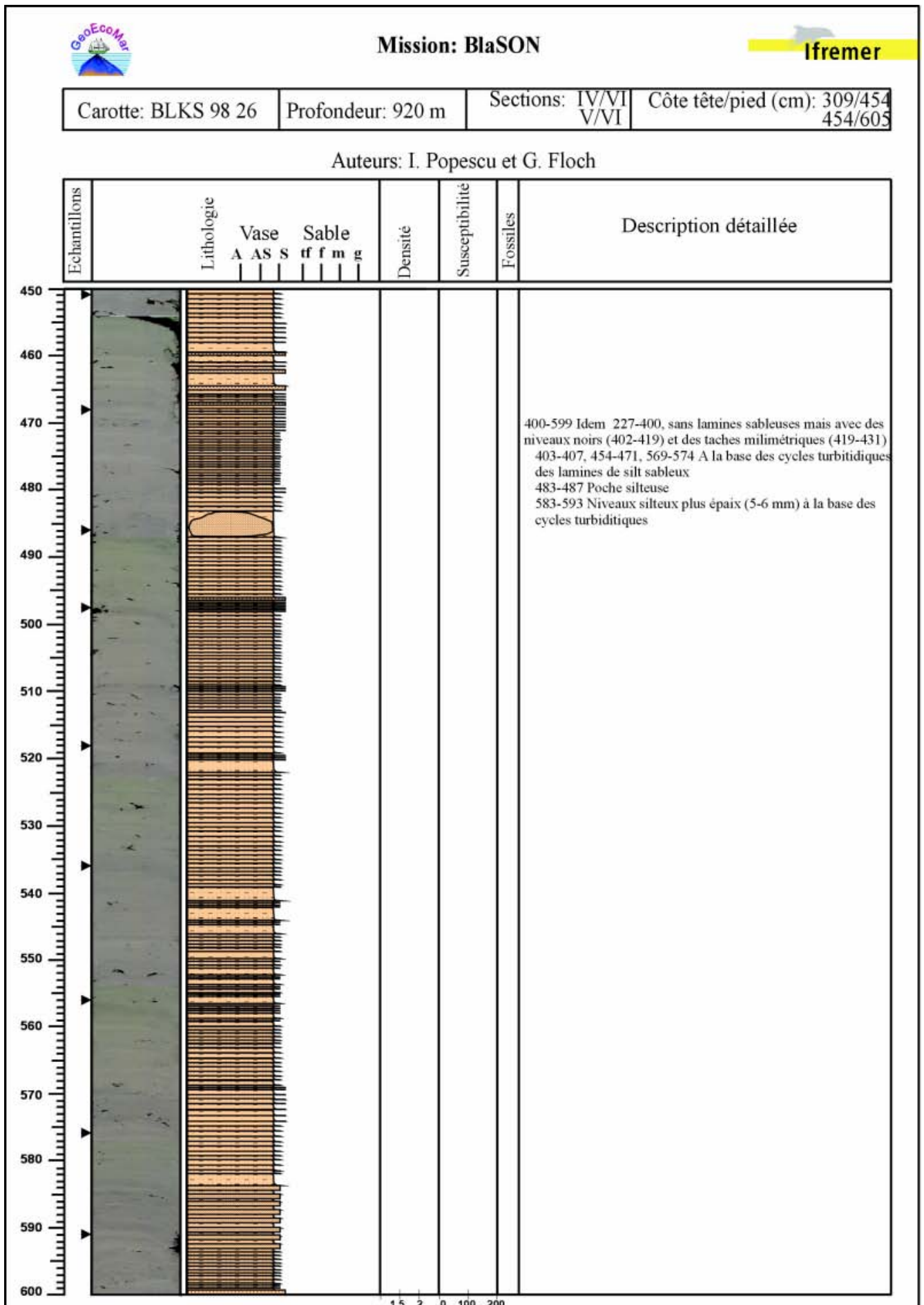
Profondeur: 920 m

Sections: III/VI
IV/VICôte tête/pied (cm): 300/309
309/454

Auteurs: I. Popescu et G. Floch

| Echantillons | Lithologie | Vase | | | Sable | | | Densité | Susceptibilité | Fossiles | Description détaillée |
|--------------|------------|------|----|---|-------|---|---|---------|----------------|----------|--|
| | | A | AS | S | tf | f | m | | | | |
| 300 | | | | | | | | | | | |
| 310 | | | | | | | | | | | |
| 320 | | | | | | | | | | | 227-400 Ensemble de cycles turbiditiques (pour la plupart infracentimétriques), très fins (du silt argileux gris avec une lamine légèrement plus silteuse à la base) à passées de sable très fin (2-10 mm) comme indiqué |
| 330 | | | | | | | | | | | |
| 340 | | | | | | | | | | | |
| 350 | | | | | | | | | | | |
| 360 | | | | | | | | | | | |
| 370 | | | | | | | | | | | |
| 380 | | | | | | | | | | | |
| 390 | | | | | | | | | | | |
| 400 | | | | | | | | | | | |
| 410 | | | | | | | | | | | |
| 420 | | | | | | | | | | | 400-599 Idem 227-400, sans lamines sableuses mais avec des niveaux noirs (402-419) et des taches millimétriques (419-431) 403-407, 454-471, 569-574 A la base des cycles turbiditiques des lamines de silt sableux |
| 430 | | | | | | | | | | | |
| 440 | | | | | | | | | | | |
| 450 | | | | | | | | | | | |

1.5 2 0 100 200



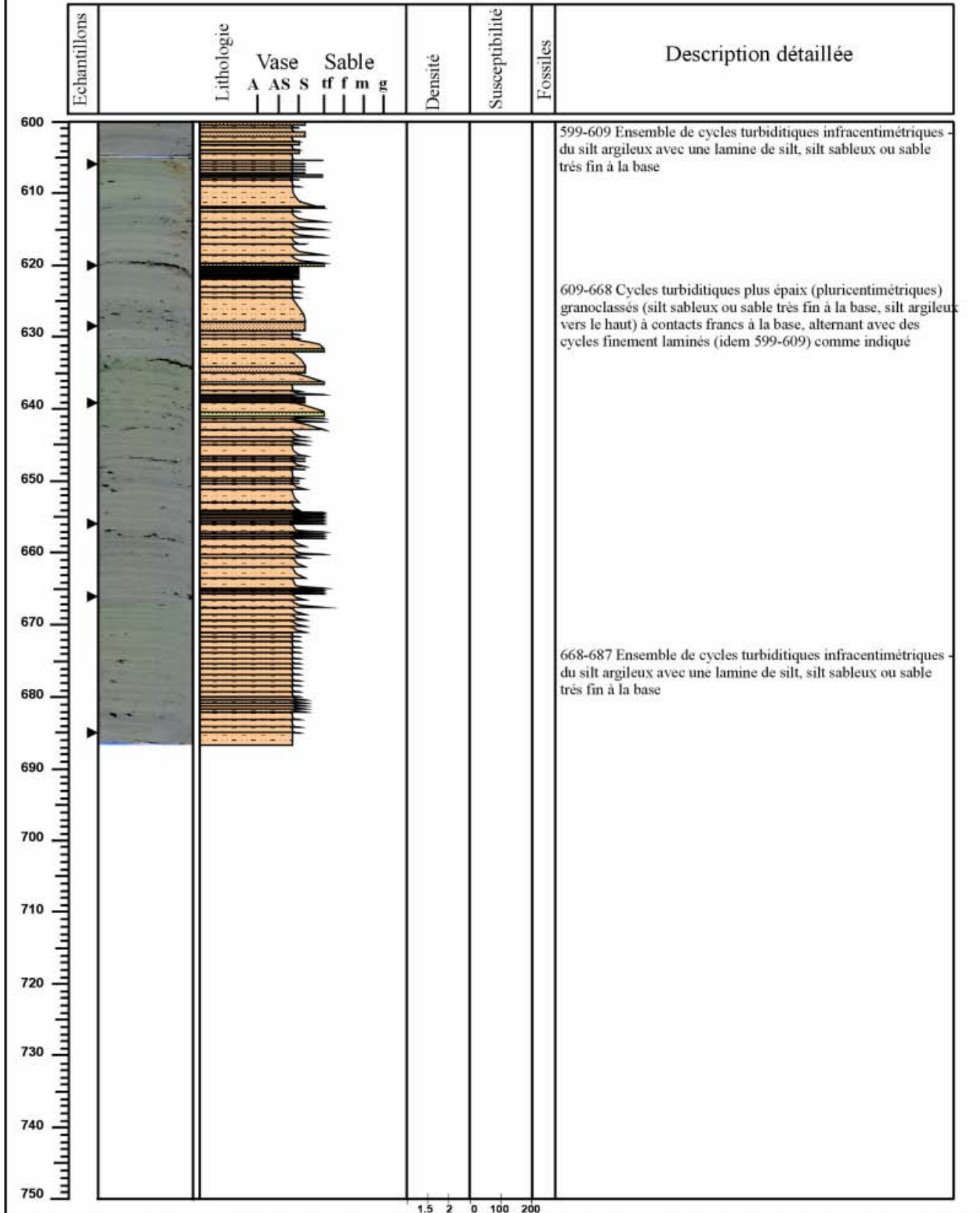


Mission: BlaSON



| | | | |
|---------------------|-------------------|-----------------|------------------------------|
| Carotte: BLKS 98 26 | Profondeur: 920 m | Sections: VI/VI | Côte tête/pied (cm): 605/687 |
|---------------------|-------------------|-----------------|------------------------------|

Auteurs: I. Popescu et G. Floch





Mission: BlaSON

Ifremer

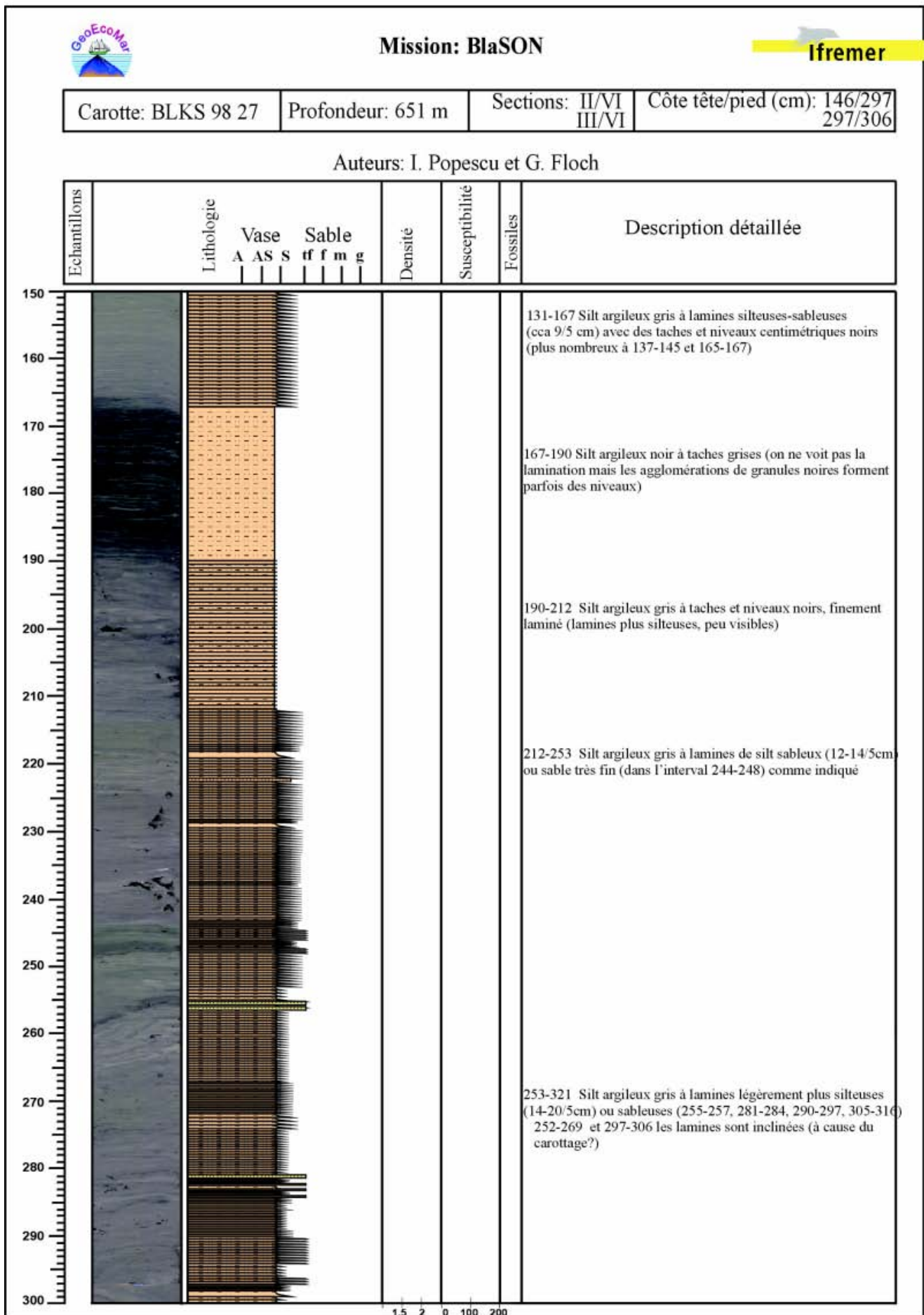
Carotte: BLKS 98 27

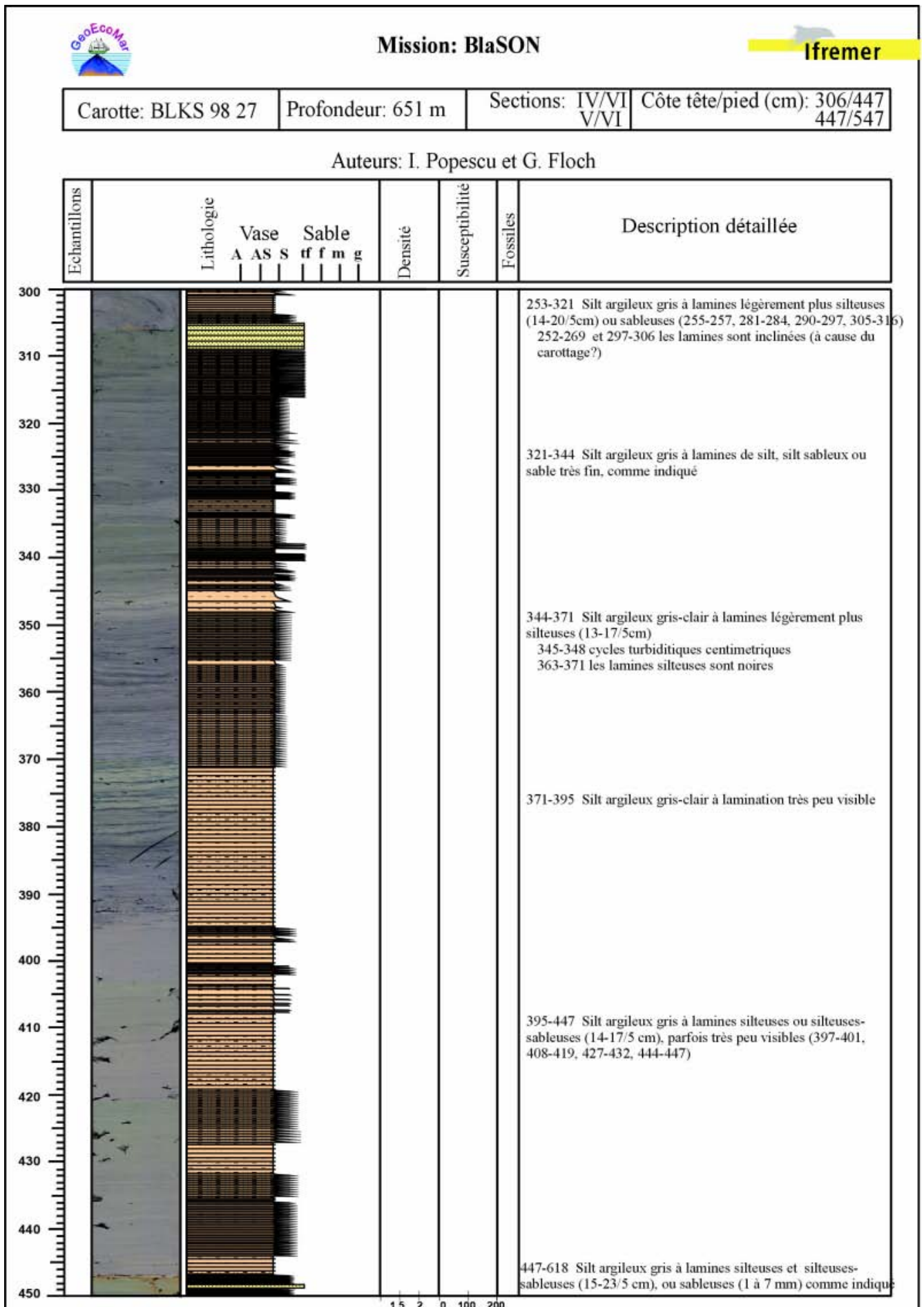
Profondeur: 651 m

Sections: I/VI
II/VICôte tête/pied (cm): 0/146
146/297

Auteurs: I. Popescu et G. Floch

| Echantillons | Lithologie | Vase | | | Sable | | | Densité | Susceptibilité | Fossiles | Description détaillée |
|--------------|------------|------|----|---|-------|---|---|---------|----------------|----------|--|
| | | A | AS | S | tf | f | m | | | | |
| 0 | | | | | | | | | | | 0-8.5 Unité I: vase à coccolites 0-6 "Final invasion" 6-8 "Transition sapropel" 8-8.5 "First invasion" |
| 10 | | | | | | | | | | | 8.5-35 Unité II: vase à sapropèles 8.5-21 lamines gris-vert/brun 21-35 lamines brun/noir 32-34 trois lamines gris-blanc, millimétriques (aragonite?) |
| 20 | | | | | | | | | | | 35-35.5 Transition Unité II/Unité III (vase gris-olive, laminé) |
| 30 | | | | | | | | | | | 35.5-65 Silt argileux gris finement laminé, à granules noires (rares et dispersés) et un niveau noir à 44 cm |
| 40 | | | | | | | | | | | 65-95 Silt argileux gris-blanc à taches et niveaux centimétriques noirs (plus nombreux dans l'intervall 75-85) |
| 50 | | | | | | | | | | | 95-131 Silt argileux gris à lamines légèrement plus silteuses (peu visibles) avec des taches et niveaux centimétriques noirs (plus nombreux à 95-112 et 120-124) |
| 60 | | | | | | | | | | | 131-167 Silt argileux gris à lamines silteuses-sableuses (cca 9/5 cm) avec des taches et niveaux centimétriques noirs (plus nombreux à 137-145 et 165-167) |
| 70 | | | | | | | | | | | |
| 80 | | | | | | | | | | | |
| 90 | | | | | | | | | | | |
| 100 | | | | | | | | | | | |
| 110 | | | | | | | | | | | |
| 120 | | | | | | | | | | | |
| 130 | | | | | | | | | | | |
| 140 | | | | | | | | | | | |
| 150 | | | | | | | | | | | |







Mission: BlaSON

Ifremer

| | | | |
|---------------------|-------------------|-------------------------|---|
| Carotte: BLKS 98 27 | Profondeur: 651 m | Sections: V/VI VI/VI | Côte tête/pied (cm): 447/547 547/618 |
|---------------------|-------------------|-------------------------|---|

Auteurs: I. Popescu et G. Floch

| Echantillons | Lithologie | Vase | | | | | | Sable | Densité | Susceptibilité | Fossiles | Description détaillée |
|--------------|------------|------|----|---|----|---|---|-------|---------|----------------|----------|--|
| | | A | AS | S | tf | f | m | | | | | |
| 450 | | | | | | | | | | | | |
| 460 | | | | | | | | | | | | |
| 470 | | | | | | | | | | | | 447-618 Silt argileux gris à lamines silteuses et silteuses-sableuses (15-23/5 cm), ou sableuses (1 à 7 mm) comme indiqu |
| 480 | | | | | | | | | | | | |
| 490 | | | | | | | | | | | | |
| 500 | | | | | | | | | | | | |
| 510 | | | | | | | | | | | | |
| 520 | | | | | | | | | | | | |
| 530 | | | | | | | | | | | | |
| 540 | | | | | | | | | | | | |
| 550 | | | | | | | | | | | | |
| 560 | | | | | | | | | | | | |
| 570 | | | | | | | | | | | | |
| 580 | | | | | | | | | | | | |
| 590 | | | | | | | | | | | | |
| 600 | | | | | | | | | | | | |

1.5 2 0 100 200



Mission: BlaSON

Ifremer

Carotte: BLKS 98 27

Profondeur: 651 m

Sections: VI/VI

Côte tête/pied (cm): 547/618

Auteurs: I. Popescu et G. Floch

| Echantillons | Lithologie | Vase | | | | | | Sable | | | | | | Densité | Susceptibilité | Fossiles | Description détaillée |
|--------------|------------|------|----|---|----|---|---|-------|----|---|---|---|--|---------|----------------|----------|---|
| | | A | AS | S | ff | f | m | g | ff | f | m | g | | | | | |
| 600 | | | | | | | | | | | | | | | | | 447-618 Silt argileux gris à lamines silteuses et silteuses-sableuses (15-23/5 cm), ou sableuses (1 à 7 mm) comme indiqué |
| 610 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 620 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 630 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 640 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 650 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 660 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 670 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 680 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 690 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 700 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 710 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 720 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 730 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 740 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 750 | | | | | | | | | | | | | | | | | |

ANNEXE 2

ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

Carotte BLKS 98 20

| Côte cm | Argile % <3,9µm | Silt % <63µm | Sable très fin % <125µm | Sable fin % <250µm | Sable moyen % <500µm | Sable grossier % <900µm |
|------------|-----------------------|--------------------|-------------------------------|--------------------------|----------------------------|-------------------------------|
| 1 | 23,5544 | 57,9819 | 11,0499 | 6,6542 | 0,7597 | 0,0000 |
| 3 | 10,5716 | 51,3859 | 19,8410 | 13,4773 | 4,5195 | 0,2047 |
| 5 | 9,8943 | 52,3570 | 18,5462 | 13,0331 | 5,1821 | 0,9873 |
| 6 | 24,0950 | 61,5155 | 10,6242 | 3,4221 | 0,3430 | 0,0002 |
| 7 | 11,0933 | 53,2494 | 16,6863 | 12,7886 | 5,4322 | 0,7502 |
| 8 | 9,4617 | 52,9763 | 20,8701 | 13,0928 | 3,5284 | 0,0707 |
| 15 | 2,9774 | 37,1624 | 20,6030 | 21,2602 | 13,9289 | 4,0682 |
| 22 | 1,0124 | 21,9659 | 16,6826 | 20,9898 | 21,9497 | 17,3996 |
| 30 | 8,1751 | 46,8301 | 21,2111 | 12,8590 | 6,4921 | 4,4326 |
| 33 | 0,9472 | 22,5870 | 15,9611 | 20,3706 | 22,4576 | 17,6765 |
| 35 | 3,6789 | 49,5954 | 22,6092 | 15,6008 | 6,6694 | 1,8463 |
| 42 | 19,2228 | 80,0474 | 0,7296 | 0,0002 | 0,0000 | 0,0000 |
| 48 | 30,2683 | 58,6901 | 7,6356 | 2,6836 | 0,7221 | 0,0003 |
| 52 | 2,4085 | 27,7356 | 56,4164 | 12,0239 | 1,4156 | 0,0000 |
| 62 | 1,9391 | 11,4277 | 41,8115 | 36,7343 | 7,3088 | 0,7786 |
| 70 | 2,3611 | 8,6949 | 29,3832 | 48,5631 | 9,4563 | 1,5414 |
| 73 | 17,4859 | 54,7579 | 13,9031 | 9,7984 | 3,7351 | 0,3196 |

Tableau 2.1. Carotte BLKS 98 20: résultats des analyses granulométriques.

Carotte BLKS 98 21

| Côte cm | Argile % | Silt % | Sable très fin % | Sable fin % | Sable moyen % | Sable grossier % |
|------------|-------------|-----------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|
| | <3,9µm | <63µm | <125µm | <250µm | <500µm | <900µm |
| 4,5 | 11,1899 | 43,8605 | 18,9568 | 15,1187 | 8,7613 | 2,1125 |
| 32 | 1,7619 | 18,5666 | 11,2753 | 14,1582 | 25,3150 | 28,9227 |
| 48 | 27,3442 | 61,0317 | 5,7868 | 5,6176 | 0,2194 | 0,0000 |
| 67 | 28,4400 | 56,5424 | 5,8006 | 8,3169 | 0,8998 | 0,0000 |
| 82 | 46,8684 | 37,2682 | 5,3514 | 9,3477 | 1,1641 | 0,0000 |
| 102 | 5,6057 | 57,3944 | 30,4978 | 5,2182 | 1,2837 | 0,0000 |
| 109 | 7,1855 | 71,0096 | 14,7179 | 6,0503 | 1,0360 | 3,7412 |
| 115,5 | 7,6986 | 74,3614 | 9,8662 | 5,0640 | 2,9844 | 2,5098 |
| 118,5 | 6,5214 | 63,8021 | 24,2014 | 4,6502 | 0,8246 | 0,0000 |
| 123 | 26,6434 | 58,2701 | 9,9393 | 4,858 | 0,2885 | 0,0000 |
| 132 | 12,8179 | 63,8540 | 18,0714 | 4,6136 | 3,1955 | 3,8383 |
| 138 | 52,5906 | 37,0636 | 7,04166 | 3,3040 | 0,0000 | 0,0000 |
| 143 | 12,9766 | 72,5276 | 10,2077 | 3,6935 | 5,1380 | 5,7324 |
| 147 | 7,3135 | 68,2899 | 20,4662 | 3,5351 | 0,3951 | 0,0000 |
| 157 | 67,5507 | 27,2981 | 4,9445 | 0,2066 | 0,0000 | 0,0000 |
| 164 | 5,2378 | 40,0529 | 41,4247 | 10,3092 | 2,2186 | 0,7565 |
| 167 | 6,4498 | 77,3719 | 11,0151 | 4,1883 | ,9745 | 1,5540 |
| 176 | 3,4449 | 44,7807 | 42,4012 | 9,0698 | 0,3031 | 0,0000 |
| 179 | 29,9865 | 66,9302 | 2,4918 | 0,5909 | 3,5818 | 0,0000 |
| 201 | 24,7615 | 69,8356 | 3,6778 | 1,6917 | 3,3103 | 0,0000 |
| 221 | 23,3272 | 69,0054 | 5,9223 | 1,680 | 6,4812 | 0,0000 |
| 241 | 27,0916 | 67,1220 | 4,2137 | 1,5294 | 4,3211 | 0,0000 |
| 261 | 39,1033 | 55,7639 | 3,8345 | 0,8390 | 0,4591 | 0,0000 |
| 281 | 30,2416 | 65,1674 | 3,5218 | 1,0590 | 9,9895 | 0,0000 |
| 283 | 5,97656 | 77,1272 | 13,0732 | 3,5037 | 0,3191 | 0,0000 |
| 301 | 26,1455 | 70,5289 | 2,6215 | 0,6793 | 2,4607 | 0,0000 |
| 318,5 | 4,6636 | 64,8386 | 24,7419 | 5,5715 | 0,1842 | 0,0000 |
| 321 | 4,9340 | 77,5117 | 14,4848 | 2,8787 | 0,1906 | 0,0000 |
| 321,5 | 3,7247 | 55,6731 | 32,0318 | 7,5805 | 0,9898 | 0,0000 |
| 341 | 32,5224 | 60,8016 | 5,2725 | 1,2987 | 0,1045 | 5,5443 |
| 361 | 44,7106 | 45,1292 | 6,5927 | 3,3845 | 0,1826 | 0,0000 |
| 364 | 10,0702 | 72,6849 | 13,1494 | 3,8211 | 0,2741 | 0,0000 |
| 375 | 16,5953 | 41,6327 | 18,0600 | 20,1140 | 3,5976 | 1,8177 |

Tableau 2.2. Carotte BLKS 98 21: résultats des analyses granulométriques.

Carotte BLKS 98 22

| Côte cm | Argile % <3,9µm | Silt % <63µm | Sable très fin % <125µm | Sable fin % <250µm | Sable moyen % <500µm | Sable grossier % <900µm |
|------------|-----------------------|--------------------|-------------------------------|--------------------------|----------------------------|-------------------------------|
| 2 | 3,2956 | 36,4454 | 20,8576 | 20,3604 | 13,0516 | 5,98912 |
| 3 | 2,8502 | 31,3384 | 20,1095 | 23,2712 | 16,3940 | 6,03635 |
| 5 | 5,8450 | 40,7506 | 21,5662 | 20,2438 | 9,8422 | 1,7519 |
| 6 | 2,8547 | 39,2796 | 22,9321 | 21,8427 | 10,6781 | 6,5874 |
| 8 | 2,2012 | 29,8903 | 19,1081 | 23,0926 | 18,0716 | 7,6358 |
| 21 | 0,8938 | 21,0123 | 15,2383 | 18,1296 | 21,4359 | 23,2898 |
| 27 | 17,8331 | 63,4205 | 12,3257 | 5,1008 | 1,1506 | 0,1689 |
| 38 | 29,6650 | 65,6164 | 3,1361 | 1,3395 | 0,2428 | 0,0000 |
| 41 | 30,1825 | 65,4666 | 1,8869 | 1,5571 | 0,9055 | 0,0011 |
| 49 | 29,2659 | 49,2556 | 4,7336 | 12,1150 | 4,6233 | 0,0063 |
| 53 | 35,0468 | 61,0822 | 2,6445 | 1,2242 | 0,0020 | 0,0000 |
| 62 | 48,9213 | 43,5558 | 5,5402 | 1,9814 | 0,0010 | 0,0000 |
| 70 | 44,7410 | 45,0060 | 6,8473 | 3,2522 | 0,1533 | 0,0000 |
| 76 | 37,0349 | 61,1482 | 1,6697 | 0,0907 | 0,0564 | 0,0000 |
| 86 | 16,3382 | 71,6709 | 5,6054 | 3,4236 | 2,2403 | 0,7213 |
| 87 | 22,8288 | 68,8725 | 6,7787 | 6,2179 | 7,7377 | 0,0000 |
| 89 | 46,2477 | 43,6492 | 6,5220 | 4,0777 | 0,0000 | 0,0000 |
| 98 | 59,0333 | 40,9278 | 0,0388 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 110 | 41,9279 | 52,8290 | 3,8599 | 1,2398 | 0,1432 | 0,0000 |
| 124 | 41,9686 | 57,2145 | 0,8168 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 134 | 46,2393 | 50,9053 | 2,3722 | 0,4827 | 0,0000 | 0,0000 |
| 142 | 27,6561 | 62,9321 | 8,0950 | 1,3111 | 0,0056 | 0,0000 |
| 159 | 34,6392 | 54,6901 | 8,6576 | 2,0125 | 0,0004 | 0,0000 |
| 165 | 40,8430 | 56,2053 | 2,7805 | 0,1710 | 0,0000 | 0,0000 |
| 173 | 37,3068 | 62,6891 | 0,0039 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 181 | 28,3871 | 68,7494 | 2,7305 | 0,1328 | 0,0000 | 0,0000 |
| 196 | 42,6034 | 50,5706 | 4,9502 | 1,8674 | 0,0082 | 0,0000 |
| 197,5 | 29,0523 | 57,9925 | 9,0103 | 2,8497 | 0,8494 | 0,2455 |
| 198,5 | 40,5830 | 33,3491 | 9,1131 | 13,5676 | 3,3869 | 0,0000 |
| 207 | 40,8529 | 50,9090 | 4,5427 | 3,6481 | 0,0471 | 0,0000 |
| 217 | 52,8963 | 22,2466 | 12,9190 | 10,8154 | 1,1225 | 0,0000 |
| 233 | 41,1152 | 55,8624 | 1,1363 | 1,8859 | 0,0000 | 0,0000 |
| 241 | 31,6929 | 66,0376 | 2,2694 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 243 | 18,5924 | 72,8103 | 8,4174 | 0,1797 | 0,0000 | 0,0000 |
| 245 | 27,4865 | 66,4518 | 4,2675 | 1,7729 | 0,0211 | 0,0000 |

Tableau 2.3. (1) Carotte BLKS 98 22: résultats des analyses granulométriques.

| Côte cm | Argile % | Silt % | Sable très fin % | Sable fin % | Sable moyen % | Sable grossier % |
|------------|-------------|-----------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|
| | <3,9µm | <63µm | <125µm | <250µm | <500µm | <900µm |
| 255 | 18,5632 | 72,5575 | 6,8754 | 1,7045 | 0,2704 | 0,02871 |
| 271 | 36,5584 | 60,3989 | 2,3613 | 0,6723 | 0,0089 | 0,0000 |
| 280 | 26,2894 | 70,5769 | 2,5759 | 0,4087 | 0,1487 | 0,0001 |
| 284 | 26,4202 | 67,4002 | 5,0817 | 0,9200 | 4,6304 | 4,1918 |
| 286 | 11,1431 | 70,8239 | 13,7627 | 3,8788 | 0,3913 | 0,0000 |
| 293 | 24,7017 | 70,3913 | 4,4216 | 0,3693 | 0,1158 | 0,0001 |
| 300 | 28,8787 | 70,1446 | 0,9765 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 302,5 | 21,9730 | 72,5239 | 3,8055 | 0,4858 | 0,9184 | 0,2931 |
| 303 | 37,3333 | 61,6974 | 0,9672 | 0,0019 | 0,0000 | 0,0000 |
| 317 | 40,9724 | 58,2190 | 0,8084 | 0,0001 | 0,0000 | 0,0000 |
| 321 | 12,3787 | 82,7247 | 1,5043 | 3,3922 | 0,0000 | 0,0000 |
| 335 | 14,4185 | 78,9646 | 6,6012 | 0,0156 | 0,0000 | 0,0000 |
| 336,5 | 24,8750 | 71,6890 | 3,4350 | 0,0007 | 0,0000 | 0,0000 |
| 338 | 41,8028 | 55,0767 | 2,3138 | 0,7851 | 0,0214 | 0,0000 |
| 343 | 12,3696 | 67,5663 | 16,3310 | 3,3988 | 0,2163 | 0,1177 |
| 346 | 24,9594 | 68,3686 | 5,5271 | 1,1061 | 0,0386 | 0,0000 |
| 352 | 19,0970 | 72,5865 | 7,5989 | 0,6389 | 0,0784 | 0,0000 |
| 356 | 30,4563 | 65,4509 | 3,4646 | 0,6274 | 0,0006 | 0,0000 |
| 373 | 21,4359 | 72,3864 | 5,4975 | 0,5637 | 0,5762 | 0,6925 |
| 380 | 12,5205 | 81,1222 | 5,6264 | 0,6374 | 0,0932 | 0,0000 |
| 383 | 16,7146 | 68,8117 | 13,2395 | 1,1740 | 0,0599 | 0,0000 |
| 385 | 26,0076 | 69,1127 | 4,2460 | 0,5328 | 0,1007 | 0,0000 |
| 395 | 29,0184 | 67,0143 | 3,63141 | 0,3357 | 0,0000 | 0,0000 |
| 403 | 14,3754 | 77,3861 | 8,1279 | 0,1105 | 0,0000 | 0,0000 |
| 413 | 6,8872 | 69,5324 | 18,9688 | 4,4811 | 0,1303 | 0,0000 |
| 422 | 31,7738 | 64,7448 | 2,7172 | 0,7630 | 0,0010 | 0,0000 |
| 431 | 25,6052 | 70,2856 | 3,5267 | 0,5313 | 0,0509 | 0,0000 |
| 448 | 23,4770 | 70,7102 | 4,7173 | 0,9000 | 0,4613 | 0,6566 |
| 450 | 19,4657 | 72,2872 | 7,4648 | 0,6850 | 0,0097 | 0,0000 |
| 459 | 26,9400 | 70,1575 | 2,8989 | 0,0034 | 0,0000 | 0,0000 |
| 465 | 23,1741 | 71,4450 | 4,7523 | 0,4973 | 2,4479 | 2,5790 |
| 474 | 11,5516 | 70,2125 | 15,3156 | 2,8564 | 0,0636 | 0,0000 |
| 485 | 20,4115 | 69,9090 | 5,2923 | 4,0256 | 0,3614 | 0,0000 |
| 497,5 | 20,4096 | 71,9312 | 6,1829 | 1,4761 | 0,0000 | 0,0000 |
| 498,5 | 21,4364 | 69,7703 | 8,1113 | 0,6818 | 0,0000 | 0,0000 |
| 510 | 27,5326 | 71,3323 | 1,1187 | 0,0162 | 0,0000 | 0,0000 |
| 511 | 25,4777 | 69,5721 | 3,9134 | 1,0366 | 0,0000 | 0,0000 |

Tableau 2.3. (2) Carotte BLKS 98 22: résultats des analyses granulométriques.

| Côte cm | Argile % | Silt % | Sable très fin % | Sable fin % | Sable moyen % | Sable grossier % |
|------------|-------------|-----------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|
| | <3,9µm | <63µm | <125µm | <250µm | <500µm | <900µm |
| 528 | 18,8601 | 75,3908 | 4,9547 | 0,7201 | 0,0740 | 0,0000 |
| 529,5 | 19,0379 | 73,3314 | 6,5930 | 1,0375 | 0,0000 | 0,0000 |
| 535 | 19,4143 | 73,7571 | 5,7506 | 1,0779 | 0,0000 | 0,0000 |
| 536 | 8,5321 | 71,1056 | 16,3295 | 3,9604 | 0,0721 | 0,0000 |
| 548 | 35,1012 | 61,4550 | 3,2209 | 0,2227 | 0,0000 | 0,0000 |
| 557 | 28,0814 | 69,3387 | 2,4042 | 0,1756 | 0,0000 | 0,0000 |
| 558,5 | 20,6731 | 74,9074 | 3,7656 | 0,6536 | 0,0000 | 0,0000 |
| 570 | 30,5547 | 64,9964 | 3,1183 | 1,3157 | 0,0147 | 0,0000 |
| 580 | 33,8130 | 62,3079 | 2,8882 | 0,9894 | 0,0012 | 0,0000 |
| 597,5 | 20,4337 | 76,2283 | 2,6468 | 0,6910 | 0,0000 | 0,0000 |
| 598,5 | 17,3638 | 78,8254 | 3,4027 | 0,4078 | 0,0000 | 0,0000 |
| 611,5 | 8,9256 | 63,3415 | 20,4413 | 6,8920 | 0,3994 | 0,0000 |
| 618,5 | 8,0956 | 60,4417 | 30,0453 | 1,2479 | 0,1693 | 0,0000 |
| 623,5 | 6,8800 | 64,6231 | 19,7581 | 7,3321 | 1,4047 | 0,0018 |
| 632,5 | 11,1318 | 67,4831 | 15,2734 | 5,3341 | 0,7726 | 0,0046 |
| 644 | 24,6976 | 68,3803 | 5,1511 | 1,5374 | 0,2332 | 0,0002 |
| 652,5 | 48,9541 | 48,3912 | 2,1522 | 0,5023 | 0,0000 | 0,0000 |
| 681,5 | 33,8639 | 61,3994 | 3,2151 | 0,2217 | 1,7431 | 0,0000 |
| 698 | 21,5664 | 74,6553 | 2,8414 | 0,6511 | 0,1919 | 0,0935 |
| 706 | 26,0831 | 71,5956 | 1,9689 | 0,3522 | 0,0000 | 0,0000 |
| 709,5 | 27,5404 | 61,6288 | 7,8359 | 2,3847 | 0,4468 | 0,1631 |

Tableau 2.3. (3) Carotte BLKS 98 22: résultats des analyses granulométriques.

Carotte BLKS 98 23

| Côte cm | Argile % | Silt % | Sable très fin % | Sable fin % | Sable moyen % | Sable grossier % |
|------------|-------------|-----------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|
| | <3,9µm | <63µm | <125µm | <250µm | <500µm | <900µm |
| 3 | 16,6442 | 57,1039 | 18,1994 | 6,7933 | 1,2573 | 0,0019 |
| 7 | 34,7336 | 52,2893 | 6,8959 | 5,4158 | 0,6655 | 0,0000 |
| 9 | 8,3957 | 46,1921 | 20,1322 | 17,7355 | 6,6768 | 0,8676 |
| 10,5 | 11,0839 | 48,7492 | 21,2963 | 14,6622 | 4,1754 | 0,0330 |
| 17 | 3,4397 | 33,2956 | 21,5379 | 24,0202 | 14,9769 | 2,7296 |
| 40 | 2,4792 | 16,9385 | 12,5104 | 18,6399 | 26,4334 | 22,9987 |
| 48 | 24,6746 | 53,5927 | 10,4499 | 9,0780 | 2,2031 | 0,0017 |
| 52 | 26,6917 | 59,8365 | 5,9857 | 5,6251 | 1,8605 | 0,0005 |
| 54,5 | 9,4088 | 65,9209 | 19,0350 | 5,2845 | 0,3507 | 0,0000 |
| 56,5 | 28,4907 | 60,6821 | 5,4283 | 5,3206 | 0,0783 | 0,0000 |
| 60 | 25,2826 | 54,7262 | 9,8937 | 9,7063 | 0,3912 | 0,0000 |
| 67 | 31,9807 | 67,4535 | 0,5659 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 85 | 27,2124 | 57,7770 | 8,8393 | 6,1405 | 0,0308 | 0,0000 |
| 88 | 7,2653 | 82,6856 | 7,3402 | 1,8237 | 0,8832 | 0,0019 |
| 108 | 25,2686 | 67,0808 | 5,1326 | 2,4697 | 0,0483 | 0,0000 |
| 109 | 27,1507 | 66,4039 | 5,5529 | 0,8920 | 0,0005 | 0,0000 |
| 117 | 21,7692 | 69,2407 | 5,4893 | 3,4300 | 0,0708 | 0,0000 |
| 120 | 12,6290 | 63,9571 | 12,5270 | 8,0758 | 2,8061 | 0,0050 |
| 138 | 46,9576 | 52,9325 | 0,1099 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 146 | 9,8231 | 67,8781 | 17,3704 | 4,4848 | 0,4436 | 0,0000 |
| 151 | 50,7976 | 48,5292 | 0,6731 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 154 | 68,9615 | 31,0385 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 167 | 17,3363 | 66,3423 | 10,2858 | 4,2091 | 1,8253 | 0,0012 |
| 180 | 60,2883 | 39,2752 | 0,4364 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 190 | 51,8599 | 36,1621 | 6,3286 | 5,6490 | 0,0003 | 0,0000 |
| 197 | 41,0429 | 54,1418 | 4,4039 | 0,4114 | 0,0000 | 0,0000 |

Tableau 2.4. Carotte BLKS 98 23: résultats des analyses granulométriques.

Carotte BLKS 98 24

| Côte cm | Argile % | Silt % | Sable très fin % | Sable fin % | Sable moyen % | Sable grossier % |
|------------|-------------|-----------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|
| | <3,9µm | <63µm | <125µm | <250µm | <500µm | <900µm |
| 3 | 31,4791 | 43,7890 | 13,1654 | 7,7531 | 3,3009 | 0,5122 |
| 12 | 6,7825 | 39,5945 | 18,6253 | 20,5530 | 13,0218 | 1,4227 |
| 20 | 2,3160 | 23,7084 | 15,3768 | 20,3300 | 22,7640 | 15,5044 |
| 25 | 36,7022 | 44,5639 | 9,3838 | 7,2837 | 2,0645 | 0,0017 |
| 26,5 | 26,1209 | 62,4279 | 8,9550 | 2,3047 | 0,1912 | 0,0000 |
| 35 | 6,6192 | 39,7919 | 37,5772 | 14,0247 | 1,9827 | 0,0039 |
| 44 | 27,4048 | 54,3989 | 15,7357 | 2,3482 | 0,1122 | 0,0000 |
| 50 | 28,8907 | 71,1092 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 54 | 20,4163 | 72,4764 | 0,6889 | 6,4182 | 0,0000 | 0,0000 |
| 62 | 12,5042 | 74,4490 | 3,2003 | 8,4581 | 1,3881 | 0,0000 |
| 75 | 17,7832 | 67,1905 | 14,5484 | 0,4777 | 0,0000 | 0,0000 |
| 82 | 42,6030 | 52,6078 | 3,5351 | 1,2540 | 0,0000 | 0,0000 |
| 93 | 32,9371 | 58,9087 | 3,7952 | 4,3365 | 0,0222 | 0,0000 |
| 110 | 20,8379 | 68,5754 | 6,6866 | 3,5574 | 0,3424 | 0,0000 |
| 123 | 22,3311 | 65,6051 | 3,7613 | 7,7643 | 0,5380 | 0,0000 |
| 135 | 19,7215 | 61,2223 | 7,0650 | 9,5158 | 2,4726 | 8,9973 |
| 147 | 45,7071 | 48,1762 | 5,2971 | 0,8194 | 0,0000 | 0,0000 |
| 150 | 35,5484 | 63,0334 | 1,2666 | 0,1514 | 0,0000 | 0,0000 |
| 160 | 45,6274 | 49,8184 | 1,9685 | 2,5853 | 0,0001 | 0,0000 |
| 168 | 5,3336 | 37,4240 | 39,1033 | 15,6852 | 2,4368 | 0,0167 |
| 179 | 18,2065 | 65,0394 | 7,2347 | 5,6696 | 3,6629 | 8,8131 |
| 196 | 26,9060 | 67,6785 | 1,7365 | 3,4718 | 0,2070 | 0,0000 |
| 211 | 32,6439 | 66,6034 | 0,7526 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 230 | 37,4962 | 56,7221 | 3,2444 | 2,4917 | 0,0454 | 0,0000 |
| 245 | 28,8752 | 66,4010 | 2,8352 | 1,7943 | 0,0940 | 0,0000 |
| 260 | 40,4580 | 54,7443 | 2,9380 | 1,8594 | 0,0000 | 0,0000 |
| 275 | 26,3351 | 68,8772 | 4,0227 | 0,5494 | 0,2153 | 0,0000 |
| 280 | 24,9594 | 69,6969 | 4,0771 | 0,9571 | 0,3083 | 0,0009 |
| 295 | 43,3805 | 53,6052 | 2,1523 | 7,5217 | 0,6164 | 0,0000 |
| 295 | 41,1934 | 50,1236 | 6,8613 | 1,8215 | 0,0000 | 0,0000 |
| 297 | 43,5195 | 54,1252 | 2,1346 | 0,2204 | 0,0000 | 0,0000 |

Tableau 2.5. (1) Carotte BLKS 98 24: résultats des analyses granulométriques.

| Côte cm | Argile % <3,9µm | Silt % <63µm | Sable très fin % <125µm | Sable fin % <250µm | Sable moyen % <500µm | Sable grossier % <900µm |
|------------|-----------------------|--------------------|-------------------------------|--------------------------|----------------------------|-------------------------------|
| 302 | 21,4354 | 64,9813 | 4,4562 | 5,6189 | 3,1878 | 0,3202 |
| 308 | 22,4233 | 72,5447 | 3,0607 | 1,7039 | 0,2672 | 0,0000 |
| 311 | 16,9469 | 65,1412 | 13,6120 | 4,2211 | 0,0786 | 0,0000 |
| 322 | 24,7321 | 65,6320 | 5,6766 | 3,246 | 0,7120 | 0,0007 |
| 336 | 21,6964 | 69,8660 | 5,5076 | 2,4012 | 0,5281 | 0,0003 |
| 345 | 45,4169 | 47,6007 | 6,5000 | 0,4823 | 0,0000 | 0,0000 |
| 362 | 28,1115 | 62,9400 | 6,4516 | 2,4964 | 0,0002 | 0,0000 |
| 363 | 34,0319 | 43,4246 | 5,8604 | 11,9392 | 4,7422 | 0,0014 |
| 377 | 21,0705 | 63,4443 | 7,4336 | 6,7343 | 1,3171 | 0,0000 |
| 393 | 14,4470 | 72,0708 | 8,2462 | 4,3830 | 0,8380 | 0,0147 |
| 407 | 35,2879 | 58,1866 | 3,5645 | 2,9606 | 0,0003 | 0,0000 |
| 409 | 23,4575 | 68,8281 | 3,7322 | 3,8020 | 0,1799 | 0,0000 |
| 425 | 27,8207 | 60,5815 | 6,9674 | 4,4239 | 0,2062 | 0,0000 |
| 440 | 24,7504 | 71,2801 | 3,2981 | 0,5170 | 0,1542 | 0,0000 |
| 458 | 27,8303 | 68,5628 | 3,3664 | 0,2403 | 0,0000 | 0,0000 |
| 468 | 29,0956 | 64,6871 | 4,8690 | 1,3481 | 0,0000 | 0,0000 |

Tableau 2.5. (2) Carotte BLKS 98 24: résultats des analyses granulométriques.

Carotte BLKS 98 25

| Côte cm | Argile % <3,9µm | Silt % <63µm | Sable très fin % <125µm | Sable fin % <250µm | Sable moyen % <500µm | Sable grossier % <900µm |
|------------|-----------------------|--------------------|-------------------------------|--------------------------|----------------------------|-------------------------------|
| 2 | 17,0047 | 52,8415 | 17,358 | 10,3532 | 2,2004 | 0,2413 |
| 5 | 8,4018 | 42,4364 | 17,5779 | 17,6036 | 10,4313 | 3,5487 |
| 11 | 3,4718 | 32,4384 | 17,3488 | 21,8342 | 16,6958 | 8,2106 |
| 30 | 0,7162 | 14,9720 | 11,6914 | 20,7763 | 23,7759 | 28,0679 |
| 43 | 46,5582 | 52,9312 | 0,5105 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 46,5 | 22,0796 | 44,1272 | 15,5235 | 12,8347 | 5,2753 | 0,1595 |
| 55 | 14,0796 | 39,3266 | 19,7290 | 17,2271 | 7,9817 | 1,6556 |
| 65 | 8,9603 | 24,4130 | 21,5934 | 35,2347 | 8,4115 | 1,3867 |
| 69 | 19,2843 | 68,1965 | 7,5911 | 4,3447 | 0,5831 | 0,0001 |
| 82 | 16,4975 | 74,49894 | 4,6328 | 4,1722 | 0,1983 | 0,0000 |
| 86 | 4,4633 | 38,3622 | 36,1376 | 16,9210 | 4,0617 | 0,0539 |
| 92 | 20,8442 | 74,6867 | 3,1492 | 1,1407 | 0,3431 | 0,5222 |
| 98 | 3,0875 | 47,2158 | 40,5695 | 8,7626 | 0,36444 | 0,0000 |
| 108 | 4,4799 | 29,1776 | 33,9114 | 22,9582 | 7,2866 | 2,1861 |
| 112 | 9,0728 | 57,9753 | 24,8645 | 7,4347 | 0,6524 | 0,0000 |
| 117 | 26,1811 | 69,22687 | 3,5198 | 0,8792 | 0,1928 | 0,0000 |
| 133,5 | 27,3054 | 69,1474 | 2,7920 | 0,5258 | 0,2291 | 0,0000 |
| 134,5 | 7,6535 | 61,5653 | 20,5757 | 8,6518 | 1,1133 | 0,4400 |
| 137 | 7,5608 | 53,4460 | 27,6355 | 9,7140 | 1,6198 | 0,0000 |
| 144 | 4,3936 | 43,4831 | 36,6067 | 13,2660 | 2,2408 | 0,0095 |
| 148 | 4,24072 | 45,4713 | 36,3352 | 12,6935 | 1,2589 | 0,0001 |
| 155 | 3,0610 | 12,9140 | 50,7919 | 33,2329 | 0,0000 | 0,0000 |
| 156 | 20,07308 | 67,4651 | 9,2599 | 2,9519 | 0,2497 | 0,0000 |
| 166 | 42,2396 | 54,7858 | 2,9745 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| 175 | 23,1420 | 62,5090 | 10,0885 | 3,4365 | 0,8227 | 0,0010 |
| 192 | 21,7623 | 69,1699 | 6,8955 | 1,7856 | 0,3863 | 0,0002 |
| 208 | 16,3953 | 65,6525 | 15,7665 | 1,9827 | 0,2023 | 0,0005 |
| 220 | 20,7723 | 67,3366 | 8,7508 | 2,6872 | 0,4527 | 0,0001 |
| 254 | 24,2930 | 70,5514 | 4,1451 | 0,9798 | 0,0305 | 0,0000 |
| 265 | 10,1994 | 57,9948 | 24,1199 | 7,2751 | 0,4105 | 0,0000 |
| 275 | 17,9718 | 74,7646 | 5,9888 | 0,9872 | 0,2870 | 0,0004 |
| 277 | 22,9108 | 70,4802 | 4,9863 | 1,1607 | 0,4612 | 0,0005 |
| 300 | 19,4911 | 73,2100 | 6,7733 | 0,5254 | 0,0000 | 0,0000 |
| 323 | 21,5621 | 70,9622 | 6,3019 | 1,1736 | 0,0000 | 0,0000 |
| 340 | 24,9376 | 69,0194 | 4,8929 | 1,1499 | 0,0000 | 0,0000 |
| 365 | 32,3843 | 64,0617 | 3,4043 | 0,1495 | 0,0000 | 0,0000 |
| 374 | 24,6999 | 71,8770 | 3,3497 | 0,0732 | 0,0000 | 0,0000 |
| 400 | 23,2156 | 70,3991 | 5,2990 | 1,0861 | 0,0000 | 0,0000 |
| 415 | 20,2643 | 68,0600 | 9,1708 | 2,5028 | 0,0018 | 0,0000 |
| 435 | 27,7133 | 66,7171 | 5,14132 | 0,4282 | 0,0000 | 0,0000 |

Tableau 2.6. Carotte BLKS 98 25: résultats des analyses granulométriques

Carotte BLKS 98 26

| Côte cm | Argile % | Silt % | Sable très fin % | Sable fin % | Sable moyen % | Sable grossier % |
|------------|-------------|-----------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|
| | <3,9µm | <63µm | <125µm | <250µm | <500µm | <900µm |
| 7 | 11,11054 | 43,2677 | 17,8579 | 15,5865 | 8,4057 | 3,7714 |
| 24 | 3,6902 | 27,4407 | 18,1922 | 25,2627 | 19,5919 | 5,8220 |
| 33 | 9,8245 | 54,2548 | 18,1657 | 12,1786 | 4,4308 | 1,1452 |
| 38 | 22,1946 | 59,7882 | 12,4498 | 4,6081 | 0,8892 | 0,0698 |
| 45 | 5,2844 | 30,03109 | 16,4936 | 20,2018 | 19,4172 | 8,5716 |
| 62 | 3,3415 | 24,3517 | 14,4858 | 17,2005 | 23,3523 | 17,2679 |
| 76 | 6,2973 | 72,8402 | 16,5476 | 4,0042 | 0,3103 | 0,0000 |
| 81 | 16,7046 | 74,88131 | 6,0084 | 2,2550 | 0,1504 | 0,0000 |
| 104 | 27,2823 | 63,05467 | 7,27679 | 2,1356 | 0,2503 | 0,0001 |
| 107,5 | 10,0919 | 56,3895 | 22,8917 | 9,0221 | 1,5777 | 0,0268 |
| 116 | 17,0090 | 67,8157 | 11,54648 | 3,3674 | 0,2608 | 0,0031 |
| 134 | 13,6246 | 67,0039 | 13,7095 | 5,0845 | 0,5773 | 0,0000 |
| 158 | 16,1108 | 75,4796 | 7,1105 | 1,2227 | 0,0761 | 0,0000 |
| 181 | 13,2796 | 74,7337 | 9,1901 | 2,6177 | 0,1762 | 0,0025 |
| 211 | 8,9764 | 72,8836 | 13,2964 | 4,1899 | 0,6534 | 0,0000 |
| 237 | 11,9242 | 66,9353 | 15,3421 | 5,2424 | 0,5558 | 0,0000 |
| 241 | 16,1416 | 69,9104 | 10,4605 | 3,0772 | 0,3302 | 0,0000 |
| 266 | 5,9980 | 53,3051 | 27,8180 | 11,4909 | 1,3875 | 0,0002 |
| 271 | 12,2552 | 73,5275 | 11,7955 | 2,2029 | 0,2186 | 0,0000 |
| 285 | 14,5648 | 74,4627 | 8,6890 | 1,9244 | 0,2914 | 0,0675 |
| 287,5 | 9,2876 | 72,5039 | 13,5819 | 4,2643 | 0,3620 | 0,0000 |
| 288 | 5,7754 | 59,9047 | 26,7973 | 6,9088 | 0,6135 | 0,0000 |
| 311 | 11,1196 | 77,3617 | 9,4692 | 1,7787 | 0,2704 | 0,0002 |
| 334 | 13,9643 | 74,8655 | 9,3725 | 1,6308 | 0,1667 | 0,0000 |
| 354,5 | 5,4397 | 54,3917 | 32,2502 | 7,3455 | 0,5727 | 0,0000 |
| 361 | 8,9330 | 70,92897 | 15,7317 | 3,0905 | 1,1661 | 0,1494 |
| 386 | 13,1959 | 72,3648 | 11,6040 | 2,4252 | 0,3617 | 0,0482 |
| 397,5 | 11,6145 | 71,1688 | 13,5548 | 3,2559 | 0,4058 | 0,0000 |

Tableau 2.7. (1) Carotte BLKS 98 26: résultats des analyses granulométriques.

| Côte cm | Argile % | Silt % | Sable très fin % | Sable fin % | Sable moyen % | Sable grossier % |
|------------|-------------|-----------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|
| | <3,9µm | <63µm | <125µm | <250µm | <500µm | <900µm |
| 421 | 10,6738 | 61,5662 | 20,8003 | 6,2848 | 0,5551 | 0,1196 |
| 451 | 15,6103 | 71,2768 | 10,9588 | 2,0277 | 0,1261 | 0,0000 |
| 468 | 12,2967 | 80,1310 | 6,9604 | 0,5552 | 0,0564 | 0,0000 |
| 486 | 8,5185 | 78,6625 | 11,2593 | 1,5595 | 0,0000 | 0,0000 |
| 497,5 | 10,9838 | 76,6527 | 10,2664 | 1,9393 | 0,1575 | 0,0000 |
| 518 | 11,8762 | 75,9030 | 10,7087 | 1,4029 | 0,1090 | 0,0000 |
| 536 | 11,8942 | 75,9642 | 10,7871 | 1,2037 | 0,1505 | 0,0000 |
| 556 | 10,6709 | 77,7910 | 10,0698 | 1,352 | 0,1156 | 0,0000 |
| 576 | 11,5196 | 76,0567 | 10,9813 | 1,3592 | 0,0829 | 0,0000 |
| 591 | 20,6796 | 71,3418 | 7,0824 | 0,8110 | 0,8501 | 0,0000 |
| 606 | 11,0687 | 75,3221 | 11,7698 | 1,5791 | 0,2474 | 0,0126 |
| 620 | 7,1229 | 69,4009 | 17,6220 | 4,7672 | 1,0866 | 0,0001 |
| 628,5 | 7,9907 | 74,9601 | 11,9988 | 3,8706 | 1,1773 | 0,0021 |
| 639 | 10,0819 | 69,5729 | 17,0219 | 3,0538 | 0,2692 | 0,0000 |
| 656 | 11,7537 | 73,3692 | 13,4743 | 1,344 | 0,0583 | 0,0000 |
| 667 | 12,4475 | 78,4301 | 8,1988 | 0,8747 | 0,0486 | 0,0000 |
| 685 | 12,9091 | 72,2953 | 13,2040 | 1,4503 | 0,1413 | 0,0000 |

Tableau 2.7. (2) Carotte BLKS 98 26: résultats des analyses granulométriques.

ANNEXE 3

ANALYSE DES FAUNES

Carotte BLKS 98 20

| Côte cm | Ostracodes | Foraminifères |
|---------|---|--|
| 48 | <i>Leptocythere</i> sp. | |
| 52 | <i>Caspiolla acronasuta</i> <i>Leptocythere bendovanica</i> <i>Leptocythere bacuana</i> <i>Loxococoncha</i> sp. | <i>Ammonia beccarii</i> <i>Elphidium pulvereum</i> <i>Miliolina (Quinqueloculina)</i> sp. <i>Protelphidium subgranosum</i> <i>Cibicides lobatulus</i> <i>Bolivina dilatata</i> <i>Nonion</i> cf. <i>boueanus</i> <i>Pseudoglandulina</i> sp. |
| 57 | <i>Cyprideis littoralis</i> <i>Ilyocypris gibba</i> <i>Leptocythere cymbula</i> <i>Leptocythere bendovanica</i> <i>Leptocythere bacuana</i> <i>Limnocythere inopinata</i> <i>Loxococoncha bairdi</i> <i>Loxococoncha gibboides</i> | <i>Ammonia beccarii</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Elphidium pulvereum</i> <i>Elphidium macellum</i> <i>Protelphidium subgranosum</i> <i>Globigerina bulloides</i> <i>Cibicides lobatulus</i> <i>Bulimina</i> sp. |
| 62 | <i>Cyprideis littoralis</i> <i>Leptocythere bendovanica</i> <i>Leptocythere bosqueti</i> <i>Leptocythere reticulata</i> <i>Caspiolla acronasuta</i> <i>Loxococoncha bairdy</i> <i>Loxococoncha eichwaldi</i> | <i>Ammonia beccarii</i> <i>Globigerina bulloides</i> <i>Protelphidium subgranosum</i> <i>Elphidium macellum</i> <i>Elphidium aculeatum</i> <i>Elphidium advenum</i> <i>Milliolina (Quinqueloculina)</i> aff. <i>akneriana</i> <i>Nonion</i> cf. <i>laevis</i> <i>Bulimina pupoides</i> <i>Bolivina dilatata</i> <i>Uvigerina</i> sp. |
| 68,5 | <i>Leptocythere bendovanica</i> <i>Leptocythere cymbula</i> <i>Leptocythere bacuana</i> <i>Leptocythere reticulata</i> <i>Loxococoncha gibboides</i> <i>Loxococoncha eichwaldi</i> <i>Loxococoncha bairdy</i> <i>Limnocythere inopinata</i> <i>Ilyocypris gibba</i> <i>Caspiolla acronasuta</i> <i>Cytherissa bogatschovii</i> <i>Callistocythere floridafusca</i> <i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i> | <i>Ammonia beccarii</i> <i>Ammonia perlucida</i> <i>Ammonia teppida</i> <i>Globigerina bulloides</i> <i>Globigerina trilobus</i> <i>Globigerina</i> sp. <i>Milliolina (Quinqueloculina)</i> sp. <i>Elphidium pulvereum</i> <i>Elphidium aculeatum</i> <i>Elphidium advenum</i> <i>Protelphidium subgranosum</i> <i>Uvigerina mediterranea</i> <i>Uvigerina pygmaea</i> |
| 70 | <i>Leptocythere bendovanica</i> <i>Leptocythere quinquetuberculata</i> <i>Leptocythere bacuana</i> <i>Leptocythere longa</i> <i>Leptocythere reticulata</i> <i>Leptocythere cymbula</i> <i>Cyprideis littoralis</i> <i>Loxococoncha bairdy</i> <i>Paracandona albicans</i> <i>Caspiocypris</i> sp. | <i>Ammonia beccarii</i> <i>Ammonia tepida</i> <i>Elphidium aculeatum</i> <i>Elphidium macellum</i> <i>Protelphidium subgranosum</i> <i>Milliolina (Quinqueloculina)</i> <i>seminulum</i> <i>Uvigerina</i> sp. |

Tableau 3.1. Carotte BLKS 98 20: résultats des analyses paléontologiques. Les faunes ont été déterminées par P. Opreanu (GeoEcoMar Constanta).

Carotte BLKS 98 22

| Côte cm | Ostracodes |
|-----------|---|
| 2-3 | <i>Candona</i> sp. <i>Loxoconcha</i> sp. <i>Euxinocythereis</i> sp. |
| 81-82 | <i>Loxoconcha</i> sp. |
| 91-92 | <i>Caspiocypris lyrata</i> |
| 143-143,5 | <i>Loxoconcha lepida</i> <i>Stepanaitys</i> sp. <i>Advenocypris</i> sp. |
| 148-149 | <i>Candona schweyeri</i> |
| 158-159 | <i>Loxoconcha</i> aff. <i>schweyeri</i> <i>Loxoconcha</i> sp. |
| 174-175 | <i>Caspiocypris</i> sp. <i>Leptocythere ramosa (propinqua)</i> |
| 185-186 | <i>Leptocythere ramosa (propinqua)</i> |
| 197-198 | <i>Candona</i> sp. <i>Leptocythere gubkini</i> |
| 209-210 | <i>Caspiocypris lyrata</i> |
| 383-384 | <i>Loxoconcha</i> sp. |
| 611-612 | <i>Amnocythere quinquetuberculata</i> |
| 618-619 | <i>Candona</i> cf. <i>neglecta</i> <i>Darwinula stevensoni</i> |
| 632-633 | <i>Candoniella albicans</i> |

Tableau 3.2. Carotte BLKS 98 22: résultats des analyses paléontologiques. Les faunes ont été déterminées par P. Opreanu (GeoEcoMar Constanta).

Carotte BLKS 98 26

| Côte cm | Ostracodes | Foraminifères |
|----------|--|--|
| 46-48 | <i>Candona</i> sp. | |
| 72-74 | <i>Candona</i> sp. | |
| 103-105 | <i>Candona schweyeri</i> <i>Loxoconcha lepida</i> (bairdy) <i>Cytherissa</i> sp. | |
| 115-117 | <i>Loxoconcha lepida</i> <i>Candona schweyeri</i> <i>Leptocythere</i> (<i>Amnicythere</i>) <i>saluta</i> | <i>Fissurina</i> sp. <i>Ammonia beccarii</i> |
| 133-135 | | <i>Globorotalia compressa</i> <i>Globigerina bulloides</i> <i>Textularia</i> sp. |
| 157-159 | <i>Leptocythere</i> (<i>Amnicythere</i>) <i>olivina</i> <i>Leptocythere</i> (<i>Amnicythere</i>) <i>gubkini</i> <i>Candona</i> aff. <i>Candona combibo</i> <i>Candona schweyeri</i> | |
| 180- 182 | <i>Candona schweyeri</i> <i>Cytherissa</i> sp. <i>Loxoconcha lepida</i> <i>Leptocythere</i> aff. <i>Leptocythere</i> (<i>Amnicythere</i>) <i>polymorpha</i> | |
| 210-212 | <i>Candona</i> sp. | |
| 240-242 | <i>Candona schweyeri</i> <i>Cytherissa</i> sp. <i>Loxoconcha lepida</i> | <i>Ammonia beccarii</i> |
| 270-272 | <i>Candona</i> sp. | |
| 284-286 | <i>Candona schweyeri</i> <i>Candona</i> aff. <i>Candona combibo</i> <i>Loxoconcha lepida</i> <i>Leptocythere</i> aff. <i>Leptocythere</i> (<i>Amnicythere</i>) <i>getica getica</i> | |
| 310-312 | <i>Cytherissa bogatschovi</i> | |
| 333-335 | <i>Leptocythere</i> (<i>Euxinocythere</i>) <i>bosqueti</i> | |
| 360-362 | <i>Candona schweyeri</i> | |
| 385-387 | <i>Cytherissa</i> sp. | |
| 397-398 | <i>Candona schweyeri</i> <i>Candona</i> aff. <i>Candona combibo</i> <i>Cytherissa bogatschovi</i> | |
| 440-442 | <i>Candona</i> aff. <i>Candona combibo</i> | |
| 450-452 | <i>Candona schweyeri</i> | |
| 467-469 | <i>Candona schweyeri</i> | |

Tableau 3.3. (1) Carotte BLKS 98 26: résultats des analyses paléontologiques. Les faunes ont été déterminées par P. Opreanu (GeoEcoMar Constanta).

| Côte cm | Ostracodes | Foraminifères |
|-------------|--|--|
| 485-487 | <i>Leptocythere (Amnicythere) propinqua</i> <i>Leptocythere (Amnicythere) olivina</i> <i>Candona schweyeri</i> | <i>Globigerinoides trilobus</i> |
| 517-519 | <i>Candona</i> <i>Leptocythere caspia</i> <i>Loxoconcha lepida</i> | |
| 535-537 | <i>Candona</i> aff. <i>Candona combibo</i> | |
| 555-557 | <i>Candona schweyeri</i> | |
| 575-577 | <i>Cytherissa</i> sp. | |
| 590-592 | <i>Candona schweyeri</i> <i>Cytherissa</i> sp. <i>Leptocythere (Amnicythere)</i> sp. | |
| 605-607 | <i>Leptocythere (Amnicythere) olivina</i> <i>Leptocythere (Amnicythere)</i> sp. <i>Candona schweyeri</i> | <i>Ammonia beccarii</i> <i>Globigerina bulloides</i> <i>Globorotalia compressa</i> |
| 638-640 | <i>Candona schweyeri</i> <i>Leptocythere (Amnicythere) gubkini</i> | <i>Globigerina bulloides</i> <i>Textularia</i> sp. |
| 655-657 | <i>Leptocythere (Amnicythere) olivina</i> <i>Leptocythere (Amnicythere) gubkini</i> | <i>Trocamina inflata</i> |
| 665,5-667,5 | <i>Candona schweyeri</i> | |
| 684-686 | <i>Candona schweyeri</i> <i>Loxoconcha lepida</i> | |

Tableau 3.3. (2) Carotte BLKS 98 26: résultats des analyses paléontologiques. Les faunes ont été déterminées par P. Opreanu (GeoEcoMar Constanta).

ANNEXE 4

ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Carotte BLKS 98 22

| Côte cm | CaCO ₃ % | Fe ₂ O ₃ % | TiO ₂ % | MnO % | Rb mg/g | Ni mg/g | Ba mg/g | Sr mg/g |
|-----------------|------------------------|-------------------------------------|-----------------------|----------|------------|------------|------------|------------|
| 2-3 | - | 2,05 | 0,01 | 0,044 | 31 | 62 | 90 | 819 |
| 12-13 | - | 5,08 | 0,14 | 0,079 | 70 | 277 | 104 | 133 |
| 30-31 | 2,93 | 6,8 | 0,56 | 0,17 | 141 | 126 | 36 | 129 |
| 38-39 | 38,22 | 3,38 | 0,3 | 0,122 | 84 | 48 | 174 | 313 |
| 41-42 | 13,64 | 5,07 | 0,34 | 0,122 | 121 | 122 | 154 | 209 |
| 51-52 | 27,1 | 4,76 | 0,43 | 0,15 | 93 | 83 | 212 | 261 |
| 57-59 | 13,64 | 5,91 | 0,41 | 0,114 | 116 | 102 | 192 | 224 |
| 62-63 | 9,65 | 6,88 | 0,66 | 0,062 | 118 | 100 | 126 | 164 |
| 75-77 | 12,12 | 5,21 | 0,81 | 0,094 | 128 | 39 | 392 | 169 |
| 81-82 | 5,26 | 6,53 | 0,78 | 0,067 | 153 | 119 | 223 | 158 |
| 88-89 | 7,64 | 5,5 | 0,63 | 0,062 | 83 | 20 | 518 | 147 |
| 91-92 | 5,81 | 6,9 | 0,81 | 0,07 | 155 | 81 | 194 | 156 |
| 93-94 | 10,3 | 5,48 | 0,79 | 0,089 | 128 | 54 | 326 | 161 |
| 96-97 | 8,89 | 6,23 | 0,74 | 0,077 | 142 | 93 | 285 | 175 |
| 100-101 | 15,07 | 4,91 | 0,77 | 0,104 | 120 | 45 | 321 | 171 |
| 105-106 | 10,47 | 5,77 | 0,84 | 0,074 | 134 | 51 | 327 | 176 |
| 112-113 | 7,63 | 4,74 | 0,62 | 0,052 | 79 | 29 | 316 | 142 |
| 120-121 | 15,37 | 6,32 | 0,6 | 0,143 | 134 | 79 | 323 | 200 |
| 135-136 | 13,4 | 6,46 | 0,64 | 0,106 | 134 | 90 | 323 | 195 |
| 145-146 | 18,66 | 5,55 | 0,65 | 0,138 | 127 | 73 | 403 | 208 |
| 148-149 | 15,77 | 5,55 | 0,62 | 0,112 | 132 | 83 | 288 | 208 |
| 158-159 | 18,91 | 5,89 | 0,61 | 0,124 | 125 | 66 | 350 | 208 |
| 166-167 | 18,93 | 5,95 | 0,65 | 0,136 | 127 | 83 | 363 | 211 |
| 185-186 | 18,05 | 5,79 | 0,52 | 0,129 | 137 | 89 | 383 | 212 |
| 196-197 | 19,59 | 5,75 | 0,59 | 0,127 | 125 | 80 | 307 | 208 |
| 208-209 | 17,88 | 5,87 | 0,62 | 0,117 | 131 | 89 | 393 | 205 |
| 225-226 | 6,67 | 6,75 | 0,66 | 0,06 | 150 | 89 | 278 | 166 |
| 240.5- 241.5 | 7,27 | 9,48 | 0,6 | 0,054 | 69 | 30 | 285 | 141 |
| 242-243 | 10,34 | 4,77 | 0,74 | 0,068 | 109 | 49 | 234 | 196 |
| 244-245 | 11,87 | 3,79 | 0,6 | 0,064 | 94 | 42 | 237 | 189 |

Tableau 4.1 (1) Carotte BLKS 98 22: résultats des analyses géochimiques. Les mesures ont été effectuées par D. Secieru (GeoEcoMar Constanta).

| Côte cm | CaCO ₃ % | Fe ₂ O ₃ % | TiO ₂ % | MnO % | Rb mg/g | Ni mg/g | Ba mg/g | Sr mg/g |
|------------|------------------------|-------------------------------------|-----------------------|----------|------------|------------|------------|------------|
| 257-258 | 24,09 | 4,33 | 0,55 | 0,09 | 90 | 58 | 292 | 220 |
| 286-287 | 22,36 | 4,69 | 0,56 | 0,084 | 91 | 59 | 320 | 212 |
| 314-315 | 28,99 | 4,65 | 0,58 | 0,124 | 96 | 75 | 261 | 238 |
| 315-316 | 22,58 | 5,99 | 0,51 | 0,09 | 77 | 58 | 333 | 194 |
| 339-340 | 26,73 | 5,05 | 0,68 | 0,131 | 97 | 65 | 256 | 230 |
| 340-341 | 21,68 | 3,81 | 0,65 | 0,077 | 107 | 49 | 222 | 223 |
| 382-383 | 25,92 | 4,84 | 0,63 | 0,124 | 96 | 54 | 268 | 231 |
| 383-384 | 21,68 | 3,83 | 0,66 | 0,075 | 83 | 52 | 247 | 221 |
| 412-413 | 21,91 | 3,63 | 0,6 | 0,07 | 80 | 47 | 227 | 218 |
| 449-450 | 27,1 | 4,78 | 0,67 | 0,125 | 92 | 60 | 287 | 231 |
| 450-451 | 25,28 | 4,49 | 0,74 | 0,11 | 88 | 60 | 313 | 229 |
| 464-465 | 22,21 | 5,44 | 0,63 | 0,113 | 113 | 79 | 332 | 220 |
| 497-498 | 27,9 | 5,05 | 0,58 | 0,125 | 98 | 65 | 280 | 237 |
| 498-499 | 25,66 | 4,72 | 0,59 | 0,101 | 96 | 67 | 260 | 226 |
| 509-510 | 24,82 | 5,31 | 0,56 | 0,114 | 108 | 68 | 318 | 231 |
| 534-535 | 25,76 | 4,96 | 0,63 | 0,127 | 95 | 70 | 277 | 233 |
| 535-536 | 22,85 | 4,42 | 0,66 | 0,095 | 92 | 67 | 286 | 221 |
| 556-557 | 22,24 | 5,34 | 0,67 | 0,111 | 113 | 113 | 314 | 227 |
| 557-558 | 25,17 | 5,01 | 0,68 | 0,122 | 100 | 77 | 279 | 228 |
| 597-598 | 26,23 | 5,17 | 0,59 | 0,117 | 104 | 71 | 311 | 236 |
| 598-599 | 27,51 | 5,07 | 0,59 | 0,123 | 106 | 63 | 324 | 240 |
| 611-612 | 22,58 | 4,59 | 0,61 | 0,1 | 97 | 63 | 273 | 224 |
| 618-619 | 19,85 | 3,98 | 0,6 | 0,068 | 88 | 66 | 321 | 216 |
| 621-622 | 25,85 | 5,31 | 0,59 | 0,121 | 108 | 70 | 336 | 235 |
| 623-624 | 21,76 | 4,37 | 0,57 | 0,077 | 92 | 56 | 262 | 217 |
| 627-628 | 24,85 | 5,08 | 0,62 | 0,118 | 102 | 70 | 343 | 229 |
| 632-633 | 20,75 | 4,51 | 0,66 | 0,095 | 100 | 65 | 260 | 219 |
| 652-653 | 30,38 | 5,68 | 0,48 | 0,122 | 102 | 63 | 270 | 245 |
| 681-682 | 27,05 | 5,43 | 0,54 | 0,116 | 108 | 65 | 305 | 236 |
| 709-710 | 25,02 | 4,87 | 0,62 | 0,116 | 99 | 72 | 292 | 225 |

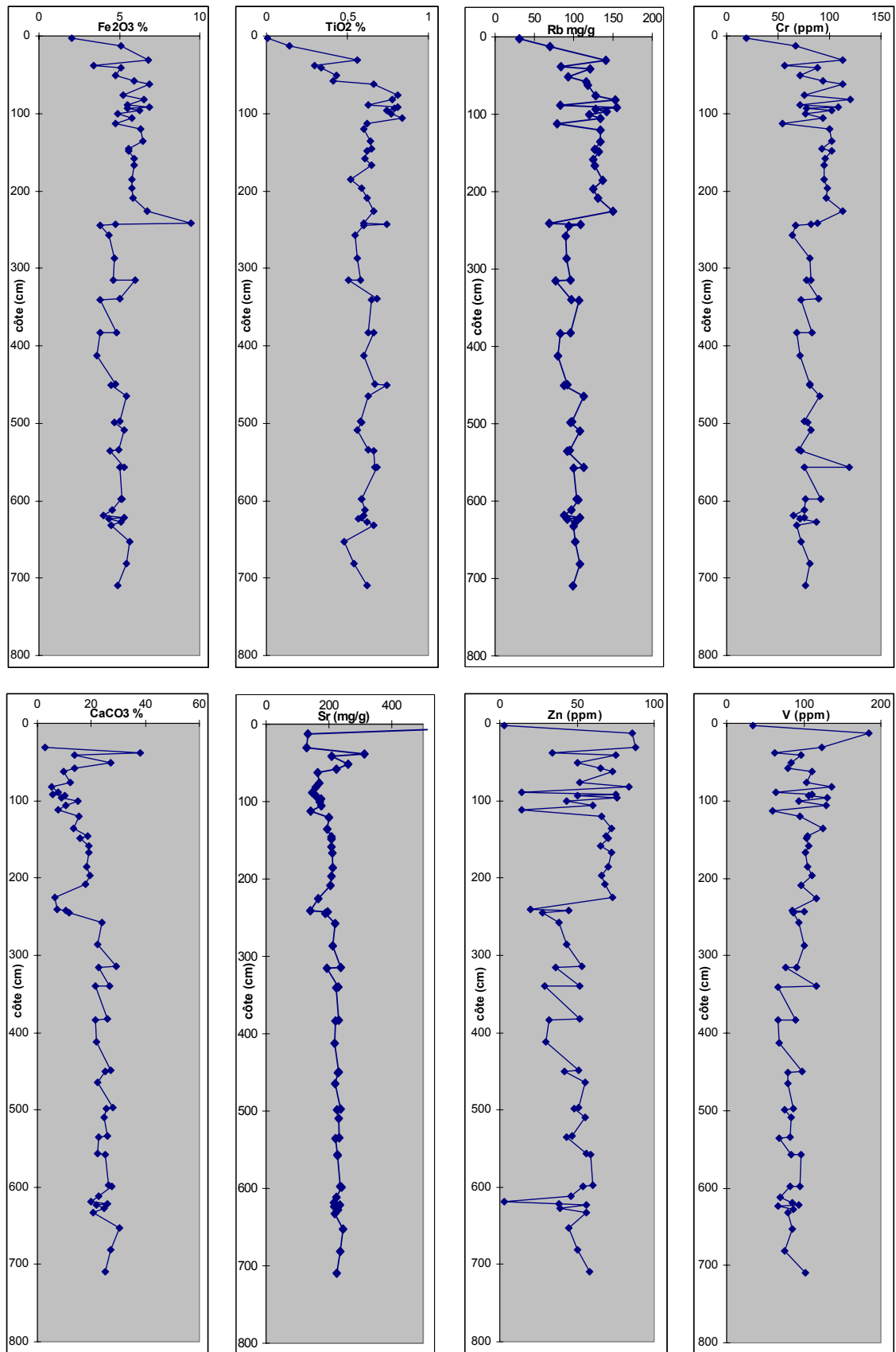
Tableau 4.1 (2) Carotte BLKS 98 22: résultats des analyses géochimiques. Les mesures ont été effectuées par D. Secrieru (GeoEcoMar Constanta).

| Côte cm | Zn ppm | Cr ppm | V ppm | Zr ppm | Co ppm | Cu ppm | Pb ppm | Cd ppm |
|-----------------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 2-3 | 3 | 19 | 34 | 88 | 25,8 | 54,88 | 7,51 | 0,87 |
| 12-13 | 86 | 67 | 184 | 58 | 23,89 | 166,28 | 21,5 | 1,185 |
| 30-31 | 88 | 113 | 124 | 99 | 20,41 | 66,85 | 16,51 | 0,37 |
| 38-39 | 34 | 56 | 63 | 107 | 10,22 | 31,93 | 12,04 | 0,248 |
| 41-42 | 75 | 88 | 97 | 96 | 13,46 | 104,22 | 11,89 | 0,64 |
| 51-52 | 50 | 71 | 83 | 113 | 15,95 | 50,65 | 12,21 | 0,232 |
| 57-59 | 65 | 94 | 80 | 108 | 16,03 | 63,64 | 12,17 | 0,384 |
| 62-63 | 73 | 113 | 111 | 117 | 20,45 | 40,03 | 12,32 | 0,143 |
| 75-77 | 52 | 76 | 104 | 188 | 13,02 | 26,63 | 7,78 | 0,313 |
| 81-82 | 84 | 120 | 136 | 135 | 18,59 | 48,47 | 14,85 | 0,441 |
| 88-89 | 14 | 71 | 64 | 372 | 6,61 | 19,97 | 0,83 | 0,07 |
| 91-92 | 75 | 108 | 110 | 143 | 16,91 | 36,59 | 9,31 | 0,247 |
| 93-94 | 50 | 78 | 106 | 208 | 15,16 | 20,71 | 6,31 | 0,201 |
| 96-97 | 76 | 102 | 131 | 144 | 16,25 | 40,67 | 10,77 | 0,25 |
| 100-101 | 43 | 77 | 93 | 185 | 13,14 | 22,37 | 7,35 | 0,183 |
| 105-106 | 60 | 94 | 129 | 178 | 14,62 | 27,75 | 9,62 | 0,185 |
| 112-113 | 14 | 54 | 60 | 331 | 9,36 | 13,48 | 1,21 | 0,092 |
| 120-121 | 66 | 100 | 95 | 95 | 16,26 | 28,57 | 12,91 | 0,249 |
| 135-136 | 72 | 102 | 125 | 107 | 15,82 | 35,78 | 12,85 | 0,246 |
| 145-146 | 69 | 93 | 105 | 112 | 16,28 | 33,91 | 10,28 | 0,239 |
| 148-149 | 70 | 102 | 103 | 113 | 15,69 | 40,29 | 9,07 | 0,364 |
| 158-159 | 65 | 96 | 106 | 109 | 16,17 | 37,02 | 9,73 | 0,27 |
| 166-167 | 72 | 95 | 102 | 103 | 15,44 | 38,91 | 12,3 | 0,321 |
| 185-186 | 70 | 95 | 105 | 98 | 15,2 | 37,15 | 13,8 | 0,272 |
| 196-197 | 66 | 98 | 111 | 105 | 14,81 | 30,22 | 12,9 | 0,239 |
| 208-209 | 68 | 97 | 97 | 99 | 16,04 | 32,63 | 13,75 | 0,176 |
| 225-226 | 73 | 113 | 117 | 104 | 14,44 | 28,09 | 13,31 | 0,125 |
| 240.5- 241.5 | 20 | 88 | 85 | 165 | 12,1 | 18,51 | 6,13 | 0,102 |
| 242-243 | 45 | 82 | 101 | 226 | 10,77 | 22,84 | 8,29 | 0,184 |
| 244-245 | 28 | 67 | 86 | 240 | 9,49 | 15,92 | 8,05 | 0,158 |

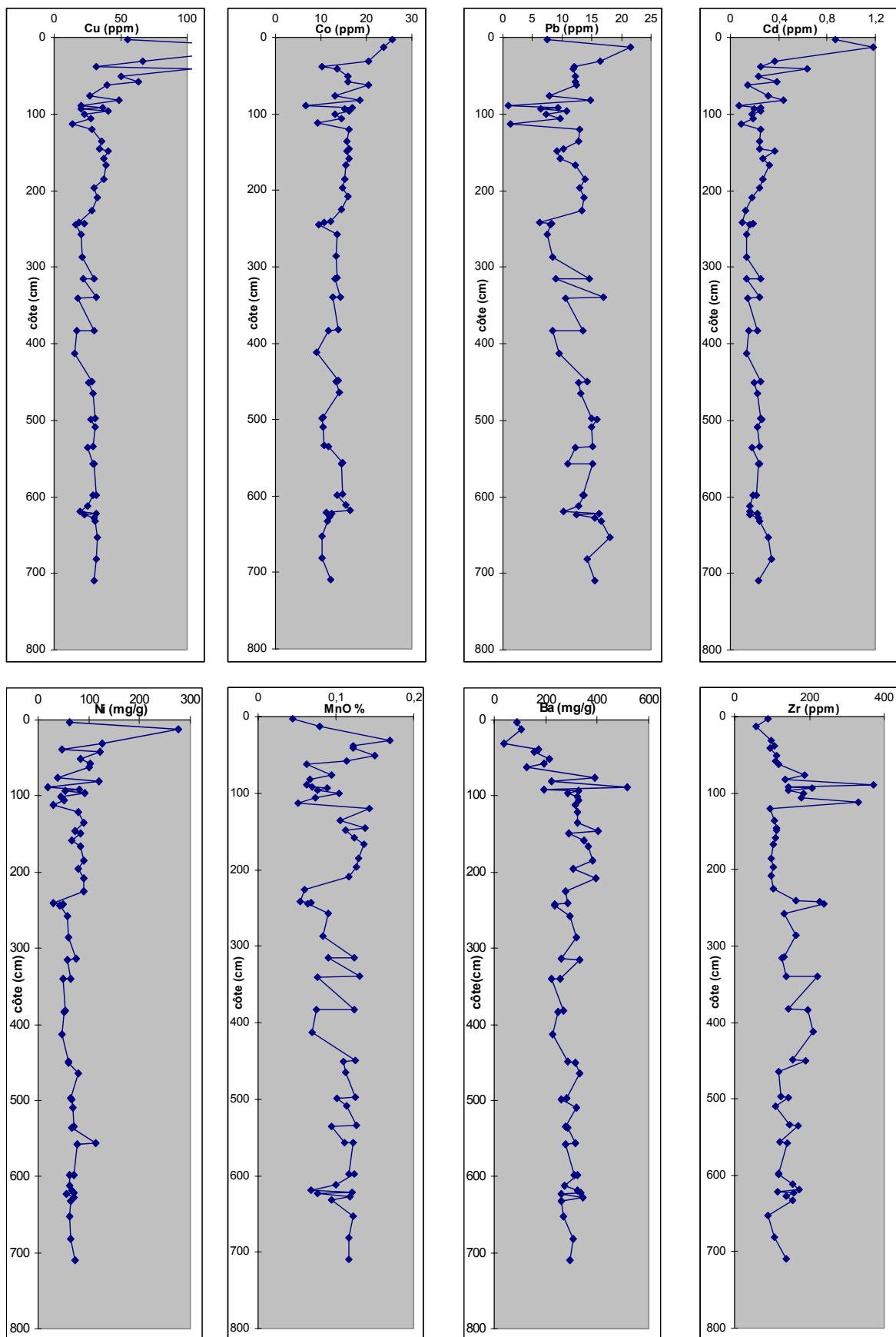
Tableau 4.2. (1) Carotte BLKS 98 22: résultats des analyses géochimiques. Les mesures ont été effectuées par D. Secieru (GeoEcoMar Constanta).

| Côte cm | Zn ppm | Cr ppm | V ppm | Zr ppm | Co ppm | Cu ppm | Pb ppm | Cd ppm |
|------------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 257-258 | 38 | 64 | 94 | 133 | 13,57 | 20,69 | 7,49 | 0,137 |
| 286-287 | 43 | 81 | 101 | 165 | 13,22 | 21,53 | 8,36 | 0,132 |
| 314-315 | 53 | 82 | 91 | 131 | 13,68 | 29,89 | 14,59 | 0,252 |
| 315-316 | 36 | 78 | 76 | 127 | 13,2 | 21,66 | 9 | 0,138 |
| 339-340 | 52 | 89 | 117 | 139 | 14,39 | 31,99 | 16,9 | 0,238 |
| 340-341 | 29 | 72 | 66 | 221 | 12,52 | 17,67 | 10,63 | 0,14 |
| 382-383 | 52 | 83 | 90 | 145 | 13,8 | 29,76 | 13,43 | 0,221 |
| 383-384 | 32 | 68 | 66 | 195 | 11,59 | 17,37 | 8,31 | 0,148 |
| 412-413 | 30 | 71 | 68 | 211 | 9,13 | 15,13 | 9,4 | 0,134 |
| 449-450 | 51 | 81 | 98 | 154 | 13,76 | 28,86 | 14,18 | 0,253 |
| 450-451 | 42 | 81 | 79 | 191 | 13,33 | 26,31 | 12,69 | 0,198 |
| 464-465 | 55 | 90 | 80 | 118 | 14,16 | 29,14 | 13,08 | 0,228 |
| 497-498 | 51 | 75 | 86 | 124 | 10,42 | 30,7 | 15 | 0,247 |
| 498-499 | 48 | 79 | 75 | 144 | 10,19 | 27,7 | 15,8 | 0,26 |
| 509-510 | 55 | 82 | 83 | 109 | 10,46 | 31,27 | 14,96 | 0,222 |
| 534-535 | 47 | 70 | 82 | 146 | 10,61 | 29,56 | 15,18 | 0,242 |
| 535-536 | 43 | 72 | 68 | 171 | 11,74 | 24,96 | 12,23 | 0,179 |
| 556-557 | 56 | 119 | 84 | 122 | 14,82 | 29,48 | 10,88 | 0,244 |
| 557-558 | 59 | 76 | 96 | 140 | 14,63 | 30 | 15,1 | 0,233 |
| 597-598 | 60 | 91 | 95 | 119 | 14,7 | 31,33 | 13,59 | 0,212 |
| 598-599 | 54 | 77 | 82 | 118 | 13,64 | 29,59 | 13,74 | 0,189 |
| 611-612 | 46 | 75 | 70 | 154 | 15,49 | 25,03 | 12,85 | 0,159 |
| 618-619 | 3 | 65 | 85 | 173 | 16,51 | 19,47 | 10,3 | 0,16 |
| 621-622 | 38 | 75 | 93 | 115 | 11,15 | 31,37 | 16,31 | 0,224 |
| 623-624 | 56 | 71 | 66 | 159 | 12,31 | 22,9 | 12,49 | 0,159 |
| 627-628 | 39 | 87 | 87 | 137 | 11,91 | 29,93 | 15,6 | 0,233 |
| 632-633 | 56 | 68 | 79 | 156 | 11,41 | 30,87 | 16,63 | 0,245 |
| 652-653 | 45 | 72 | 85 | 88 | 10,26 | 32,37 | 18,07 | 0,311 |
| 681-682 | 50 | 81 | 75 | 107 | 10,26 | 31,34 | 14,29 | 0,338 |
| 709-710 | 58 | 77 | 102 | 139 | 12,09 | 30,25 | 15,45 | 0,237 |

Tableau 4.2. (2) Carotte BLKS 98 22: résultats des analyses géochimiques. Les mesures ont été effectuées par D. Secieru (GeoEcoMar Constanta).



Carotte BLKS 98 22 Variation verticale de la composition géochimique.



Carotte BLKS 98 22 Variation verticale de la composition géochimique.

LISTE DES FIGURES

Liste des figures

Introduction

Fig. I. Le chenal du Danube (en rouge), le dernier système chenal-levée du Danube.

Chapitre I

Fig. I.1. La mer Noire, situation générale.

Fig. I.2. Les provinces physiographiques de la mer Noire (d'après Black Sea GIS, 1997).

Fig. I.3. Schéma structural de la mer Noire dans son environnement tectonique (d'après Robinson et al., 1996).

Fig. I.4. Reconstruction de la formation du bassin Ouest de la mer Noire (situation à la fin du Jurassique). Le bassin s'est ouvert le long de deux failles transformantes: l'une à l'est sur la limite de la Ride Mid-Mer Noire ("Mid-Black Sea High"); l'autre à l'ouest, situé actuellement en dessous des Balkanides. La reconstruction montre que les Pontides Centrales et les Pontides de l'Ouest étaient adjacentes à la plate-forme Moesienne et à la Crimée, avant l'ouverture du bassin (d'après Robinson et al., 1997).

Fig. I.5. La Paratéthis à l'Oligocène: C=Paratéthis Centrale, E=Paratéthis de l'Est. La Paratéthis de l'Est comprenait les bassins de la mer Noire et de la mer Caspienne (d'après Jones et Simmons, 1997).

Fig. I.6.a. Echelle stratigraphique régionale de la Paratéthis (Oligocène-Holocène). La calibration est basée sur la courbe des variations eustatiques globales de Haq et al., 1988 (d'après Jones et Simmons, 1997).

Fig. I.6.b. Echelle stratigraphique régionale de la Paratéthis (Pliocène-Holocène). La calibration est basée sur la courbe des variations eustatiques globales de Haq et al., 1988 (d'après Jones et Simmons, 1997).

Fig. I.7.a. Modèle stratigraphique du bassin Ouest de la mer Noire, sur un profil SSE-NNW. Les intervalles de temps considérés représentent: la fin de l'Albien (97 mil. ans), la fin du Crétacé (65 mil. ans), la fin de l'Eocène (35 mil. ans), intra-Sarmatien (10 mil.), et la fin du Pliocène (2 mil. ans). Le modèle prédit une baisse majeure du niveau marin (1500 m par rapport au niveau actuel) il y a 10 mil. ans (d'après Robinson et al., 1995).

Fig. I.7.b. Modèle stratigraphique du bassin Est de la mer Noire, sur un profil SSW-NNE. Les intervalles de temps considérés représentent: la fin de l'Albien (97 mil. ans), la fin du Crétacé (65 mil. ans), la fin de l'Eocène (35 mil. ans), intra-Sarmatien (10 mil.), et la fin du Pliocène (2 mil. ans). Le modèle prédit une baisse majeure du niveau marin (1500 m par rapport au niveau actuel) il y a 10 mil. ans (d'après Robinson et al., 1995).

- Fig. I.8.** Les variations du niveau de la mer Noire au Pléistocène Supérieur:
- l'hypothèse classique (courbe d'après Chepalyga, 1985); le milieu lacustre, saumâtre ou marin est indiqué;
- l'hypothèse catastrophiste (courbe d'après Ryan et al., 1997a, b)
- l'hypothèse anti-catastrophiste (courbe d'après Aksu et al., 1999 et Aksu et al., 2002).
- Fig. I.9.** Carte présentant les terrasses d'érosion identifiées sur la plate-forme roumaine, qui pourraient correspondre au Surozhien et au Néo-euxinien.
- Fig. I.10.** La terrasse d'érosion interprétée comme correspondant au Surozhien. Localisation dans la Fig. I.9.
- Fig. I.11.** Reconstruction de la dernière connexion entre la mer Noire et la Méditerranée (par la mer de Marmara):
a. Hypothèse classique (d'après Chepalyga, 1985; Ross et al., 1970),
b. Hypothèse catastrophiste (d'après Ryan et al., 1997a, 1997b),
c. Hypothèse anti-catastrophiste (ou "outflow hypothesis", d'après Aksu et al., 1999).
- Fig. I.12.** Les bassins versants des rivières qui débouchent dans la mer Noire (d'après Black Sea GIS, 1997).
- Fig. I.13.** Les unités morphologiques du delta du Danube (modifié d'après Panin, 1983).
- Fig. I.14.** La répartition des dépôts littoraux dans le delta du Danube (d'après Panin, 1983).
- Fig. I.15.** L'évolution du delta du Danube (modifié d'après Panin, 1983):
A. Le cordon initial Letea-Caraorman
B. Le delta Sf. Gheorghe I
C. Le delta Sulina
D. Les deltas Sf. Gheorghe II et Chilia
- Fig. I.16.** Les environnements sédimentaires au nord-ouest de la mer Noire (d'après Panin et Jipa, 1998).
- Fig. I.17.** La répartition des unités litho-stratigraphiques à la surface du sédiment (d'après Radan, données non-publiées).
- Fig. I.18.** L'unité I: alternance de lamines blanches (à coccolites) et noires (terrigènes).
- Fig. I.19.** La zone des volcans de boue (la position des volcans d'après Gaynanov et al., 1998).
- Fig. I.20.** Schéma présentant le mélange des eaux dans la mer Noire, à la sortie du Bosphore. Le niveau séparé par l'halocline permanente (à la base) et par la thermocline saisonnière (au sommet) est défini comme "Cold Intermediate Layer" CIL, caractérisé par un minimum de température. Les eaux chaudes et salées de la Méditerranée se mélangent avec les eaux froides du CIL et descendent sur la pente continentale (d'après Öszoy et Ünlüata, 1997).
- Fig. I.21.** La circulation générale des eaux de surface dans la mer Noire. En gras, le courant cyclonique connu comme le "Courant Principal de la mer Noire" ou Rim Current (d'après Öszoy et Ünlüata, 1997).

Chapitre II

Fig. II.1. Plan de localisation des données utilisées pour cette étude.

Fig. II.2. Segment du profil sismique 39 HR (24 traces): A. après le traitement SITHERE, B. après le traitement PROMAX. Le traitement supplémentaire avec PROMAX s'est avéré particulièrement utile à l'intérieur des chenaux.

Fig. II.3. Carottier à piston type Kullenberg (d'après Bourillet, 2000).

Fig. II.4. Fiche de synthèse des résultats des analyses sédimentologiques (carotte BLKS 98 22, premier tronçon).

Fig. II.5. Les concepts de base d'une séquence de dépôt (d'après Mitchum et al., 1977a).

En haut: Coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les limites de la séquence sont définies par les surfaces A et B. Ces surfaces de discontinuité avec troncature des strates sous-jacentes passent latéralement à des surfaces conformes.

En bas: Coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les relations stratigraphiques montrées en haut sont reportées en une coupe chronostratigraphique où l'échelle de temps est arbitraire.

Fig. II.6. Les relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence (d'après Mitchum et al., 1977).

Chapitre III

Fig. III.1. La localisation du canyon du Danube. Le canyon entaille la plate-forme continentale particulièrement large au nord-ouest de la mer Noire, figurée ici de couleur foncé.

Fig. III.2. La morphologie de la marge dans la zone du canyon du Danube.

Fig. III.3. La carte bathymétrique (EM1000) du canyon du Danube.

Fig. III.4. La carte des pentes du canyon du Danube, réalisée à partir des données bathymétriques EM1000. En blanc, le tracé du chenal axial incisé. Le profil le long de ce tracé (et de ses ramifications 1 à 4) est indiqué dans la figure III.6.

Fig. III.5. Image acoustique (EM1000) du canyon du Danube.

Fig. III.6. Fig. 5 La morphologie du canyon du Danube:

a. Les segments A à E (description dans le texte),

b. La pente le long du chenal axial incisé. Dans le segment B, le profil le long de la plus récente ramification du chenal axial (4) est le plus stable.

Fig. III.7. Profil sismique HR - 24 traces, no. 53 (position indiquée dans la fig. III.2). Les bords du canyon sont en prolongation de la plus ancienne des surfaces érosives. Les réflecteurs à l'intérieur du canyon sont perturbés par la présence du gaz.

Fig. III.8. Profil sismique pétrolier, no. 44 (position indiquée dans la fig. III.2). Le flanc SW du canyon correspond à la plus ancienne des surfaces érosives.

Fig. III.9. La localisation des remontées de gaz au nord-ouest de la mer Noire (modifié d'après Egorov et al., 1998). On remarquera la superposition étroite de ces remontées de gaz avec les tracés du canyon du Danube, incisant la plate-forme continentale et dans son prolongement vers le NW. L'autre site préférentiel correspond au rebord de la plate-forme. Leur rôle déstabilisateur est évident.

Chapitre IV

Fig. IV.1. Plan de localisation des données utilisées pour l'analyse de l'éventail profond du Danube.

Fig. IV.2. Le chenal du Danube et la localisation des profils sismiques et des carottages utilisés. A1, A2 = zones d'avulsion.

Fig. IV.3. Exemple de faciès sismique HAR (High Amplitude Reflectors) identifié dans l'axe du chenal (profil 39 HR monotrace). Localisation dans la Fig. IV.2.

Fig. IV.4. Exemple de faciès sismique de levée (profil 39 HR monotrace). Localisation dans la Fig. IV.2.

Fig. IV.5. Exemple de faciès sismique de levées distales (profil 6 HR monotrace). Localisation dans la Fig. IV.2.

Fig. IV.6. Exemple de faciès sismique de levée confinée à l'intérieur du chenal principal (profil 51 HR 24-traces). Localisation dans la Fig. IV.2.

Fig. IV.7. Exemple de faciès sismique HARP (High Amplitude Reflector Packets) identifié à la base des systèmes chenaux-levées en aval d'une bifurcation (profil 7 HR 24-traces). Localisation dans la Fig. IV.2.

Fig. IV.8. Développement d'un lobe de type HARP (A) et d'un nouveau système chenal-levée (B) après l'avulsion (d'après Flood et al., 1991).

Fig. IV.9. Exemple de faciès sismique MTD - Mass Transport Deposits (profil 7 HR 24-traces). Localisation dans la Fig. IV.2.

Fig. IV.10. Exemple de faciès sismique type MTD identifié à l'intérieur du chenal, uniquement dans la partie supérieure de l'éventail (profil 25 HR 24-traces). Localisation dans la Fig. IV.2.

Fig. IV.11. Exemple de faciès sédimentaire A2: sable très fin sans organisation interne, avec des galets mous (carotte BLKS 98 20, 45-74 cm).

Fig. IV.12. Exemple de faciès sédimentaire A3: sable organisé - avec granoclassement normal (carotte BLKS 98 25, 90-115 cm).

Fig. IV.13. Exemple de faciès sédimentaire A4: silt sans organisation interne (carotte BLKS 98 26, 80-100 cm).

Fig. IV.14. Exemple de faciès sédimentaire A4: silt coloré sans organisation interne (carotte BLKS 98 22, 70-90 cm).

Fig. IV.15a. Exemple de faciès sédimentaire A5: silt organisé - avec granoclassement, stratification parallèle (carotte BLKS 98 26, 230-250 cm).

- Fig. IV.15b.** Exemple de faciès sédimentaire A5: silt organisé - avec granoclassement, stratification parallèle (carotte BLKS 98 25, 470-490 cm).
- Fig. IV.15c.** Exemple de faciès sédimentaire A5: silt organisé - avec granoclassement, stratification parallèle (carotte BLKS 98 24, 340-360 cm).
- Fig. IV.16.** Exemple de faciès sédimentaire A6: silt/argile – alternance de lamines (carotte BLKS 98 27, 350-370 cm).
- Fig. IV.17.** Exemple de faciès sédimentaire A7: silt en lamines ou niveaux discontinus (carotte BLKS 98 25, 190-220 cm).
- Fig. IV.18.** Exemple de faciès sédimentaire A8-9: silt et argile avec des franges et des taches noires (carotte BLKS 98 25, 120-142 cm).
- Fig. IV.19.** Exemple de faciès sédimentaire D1: vase avec des poches sableuses (carotte BLKS 98 25, 220-240 cm).
- Fig. IV.20.** Exemple de faciès sédimentaire D2: vase héli-pélagique – Unité I vase à coccolites et Unité II vase à sapropèles (carotte BLKS 98 26, 35-55 cm).
- Fig. IV.21.** Exemple de faciès sédimentaire D3: vase homogène (carotte BLCP 98 20, 15-35 cm).
- Fig. IV.22.** La zone d'apparition du faciès sédimentaire D3 (la position des volcans de boue d'après Gaynanov et al., 1998).
- Fig. IV.23.** Profil sismique 39 HR monotraces. Localisation dans la Fig. IV.2.
- Fig. IV.24.** La carte bathymétrique (EM1000) de la zone supérieure du chenal du Danube (dans le cadre) par rapport au canyon du Danube. La flèche indique une loupe d'arrachement exceptionnellement large, qui semble associée à une zone de remontée de gaz (Fig. III.8).
- Fig. IV.25.a.** Profil sismique 25 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.
I, II, III, IV = surfaces de discontinuité érosives.
- Fig. IV.25.b.** Profil sismique 51 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.
I, II, III, IV = surfaces de discontinuité érosives.
- Fig. IV.25.c.** Profil sismique 57 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.
I, II, III, IV = surfaces de discontinuité érosives.
- Fig. IV.26.** La morphologie de la partie supérieure du chenal du Danube:
A. Les discontinuités érosives à l'intérieur du chenal et les terrasses correspondantes,
B. La pente le long du chenal axial incisé. La limite entre le canyon et le chenal du Danube est marquée par une rupture de pente et par le passage à un profil concave.
- Fig. IV.27.a.** Profil sismique 39 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.
I, II, III, IV = surfaces de discontinuité érosives.
- Fig. IV.27.b.** Profil sismique 18 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.
I, II = surfaces de discontinuité érosives.
- Fig. IV.28.** Image acoustique de la partie supérieure du chenal du Danube (mosaïque OKEAN traitée par G.L. et V.B. Podshuveit, 1995).
- Fig. IV.29.a.** Carotte BLKS 98 27 (651 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.
- Fig. IV.29.b.** Carotte BLKS 98 27: position sur le profil chirp 52.

- Fig. IV.30.** Carotte BLKS 98 26 (920 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.
- Fig. IV.31.** Schéma de développement d'un chenal sous-marin: (A) Section transversale, (B) Vue 3D (d'après Peakall et al., 2000)
Stade 1 – migration latérale associée à l'élargissement du méandre,
Stade 2 – aggradation verticale du chenal qui constitue une zone de by-pass,
Stade 3 – abandonnement du chenal.
- Fig. IV.32.** Le remplissage sédimentaire de la Vallée du Petit Rhône (d'après Torres et al., 1997).
- Fig. IV.33.** Profil sismique 7 HR 24-traces. Localisation dans la Fig. IV.2.
- Fig. IV.34.** Vue 3D de la bathymétrie de l'éventail du Danube. Le chenal du Danube constitue la plus importante forme de relief positif dans cette partie du bassin. La zone d'avulsion A2 est marquée par une brèche dans la levée gauche.
- Fig. IV.35.** Profil sismique 18 HR monотре. Localisation dans la Fig. IV.2.
- Fig. IV.36.** Profil sismique 6 HR monотре. Localisation dans la Fig. IV.2.
- Fig. IV.37.** Image acoustique de la partie nord de l'éventail du Danube et de l'éventail du Dniepr (mosaïque MAK-1M). Sa position est corrélée avec les profils sismiques BlaSON et les carottes utilisés pour cette étude.
- Fig. IV.38.** Image acoustique de la partie nord de l'éventail du Danube (mosaïque MAK-1M). Sa position est corrélée avec les profils sismiques BlaSON et les carottes utilisés pour cette étude.
- Fig. IV.39.a.** Carotte BLKS 98 25 (1762 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.
- Fig. IV.39.b.** Carotte BLKS 98 25: position sur le profil 7 chirp.
- Fig. IV.40.a.** Carotte BLKS 98 24 (1862 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.
- Fig. IV.40.b.** Carotte BLKS 98 24: position sur le profil 7 chirp.
- Fig. IV.41.a.** Carotte BLKS 98 23 (2090 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.
- Fig. IV.41.b.** Carottes BLKS 98 23 et BLKS 98 22: position sur le profil 7 chirp.
- Fig. IV.42.** Carotte BLKS 98 22 (2100 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.
- Fig. IV.43.a.** Carotte BLKS 98 21 (2135 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.
- Fig. IV.43.b.** Carotte BLKS 98 21: position sur le profil 6 chirp.
- Fig. IV.44.a.** Carotte BLKS 98 20 et son pilote BLCP 98 20 (2001 m de profondeur): description des faciès sédimentaires. Localisation dans la Fig. IV.2, description détaillée dans l'annexe 1.
- Fig. IV.44.b.** Carotte BLKS 98 20: position sur le profil 6 chirp.
- Fig. IV.45.** La mise en place des unités d'avulsion: (a) l'unité 1, (b) l'unité 2, (c) l'unité 3, (d) l'unité 4.

Chapitre V

- Fig. V.1.** Plan de localisation des données utilisées pour l'analyse du contexte paléogéographique de la plate-forme continentale.
- Fig. V.2.** Terrasse à proximité de la côte actuelle, supposée Surozhien (d'après Panin et Popescu, 2002): A. Profil sismique THR (3,5 KHz) 2/82, B. Profil sismique THR (3,5 KHz) 3/83. Localisation dans la Fig. V.4.
- Fig. V.3.** Chenaux fluviatiles remplis sur la plate-forme continentale (profil sismique THR (3,5 KHz) L/81). Localisation dans la Fig. V.4.
- Fig. V.4.** Carte paléogéographique de la plate-forme continentale au large de la Roumanie au cours de la dernière période active du chenal du Danube.
- Fig. V.5.** Tracé d'un bras du paléo-Danube (en blanc) déduit à partir des données de sondeur de sédiments (2,5 kHz). Les chenaux remplis et couverts par des dunes sableuses ne sont pas visibles dans la bathymétrie (données bathymétriques EM1000 d'après Lericolais et al., en prep.).
- Fig. V.6.** Chenal fluvial avec une barre de méandre (d'après Lericolais et al., en prep.): A. Profil chirp sonar 90, B. Profil sismique THR (2,5 KHz) 90). Localisation dans la Fig. V.4.
- Fig. V.7.** Carte paléogéographique de la partie nord de la mer Noire (d'après Scherbakov et al., 1978).
- Fig. V.8.** Terrasse immergée sur la plate-forme continentale externe au sud du canyon du Danube: A. Profil sismique THR (3,5 KHz) 2/83, B. Profil sismique THR (3,5 KHz) 3/83, C. Profil chirp sonar 59 (BlaSON). Localisation dans la Fig. V.4.
- Fig. V.9.** Terrasse immergée sur la plate-forme continentale externe au nord du canyon du Danube (profil sismique THR (3,5 KHz) L/81). Localisation dans la Fig. V.4.
- Fig. V.10.** Dépôts progradants chenalisés sur la plate-forme continentale externe au nord du canyon du Danube: A. Profil sismique THR (3,5 KHz) 34/80, B. Profil sismique THR (3,5 KHz) S/81. Localisation dans la Fig. V.4.
- Fig. V.11.** Dépôts chenalisés à proximité de la côte (profil sismique THR (3,5 KHz) 13/81). Localisation dans la Fig. V.4.
- Fig. V.12.** Dépôts progradants sur la pente (profil sismique THR (3,5 KHz) H/81). Le prisme progradant est couvert en onlap par un deuxième prisme. Localisation dans la Fig. V.4.
- Fig. V.13.** Terrasse correspondant à un niveau de stationnement situé à environ -30 m (profil sismique THR (3,5 KHz) 9/82). Localisation dans la Fig. V.4.

Chapitre VI

- Fig. VI.1.** Plan de position des profils sismiques et forages pétroliers utilisés pour la corrélation plate-forme – éventail profond.

Fig. VI.2. La position des systèmes chenaux-levées dans l'éventail profond et des canyons incisés dans la plate-forme.

Fig. VI.3. Le chenal du Danube et les systèmes chenaux-levées antérieures (profil sismique pétrolier 41). Localisation dans la Fig. VI.2.

Fig. VI.4. Le chenal du Danube et deux des systèmes chenaux-levées antérieures, dénommés S2 et respectivement S5b par Winguth, 1998 (profil sismique 39 HR monotrace). Localisation dans la Fig. VI.2.

Fig. VI.5. Deux générations de canyons incisés dans les dépôts Plio-Quaternaires de la plate-forme. La position de la surface R est également marquée (profil 84 HR 24 traces). Localisation dans la Fig. VI.2.

Fig. VI.6. Le plus récent des canyons remplis (profil 71 sparker). Localisation dans la Fig. VI.2.

RÉSUMÉ

Ce travail est consacré à l'étude de l'architecture et de l'évolution sédimentaire récente de l'éventail profond du Danube, en particulier de son dernier système chenal-levée: **le chenal du Danube**. L'étude a été réalisée dans le cadre du projet de coopération franco-roumaine BlaSON, à partir des données sismiques, bathymétriques-acoustiques et sédimentologiques acquises en 1998 lors d'une campagne en mer Noire réalisée par IFREMER et GeoEcoMar. Des données sismiques et acoustiques antérieures ont été également utilisées.

L'éventail profond du Danube s'enserme dans la catégorie des grands éventails vaseux. Comme les autres systèmes de ce genre (tel que les éventails de l'Amazone, du Mississippi ou de l'Indus) il est constitué d'une succession de systèmes chenaux-levées intercalés avec des dépôts de transport en masse. Le fonctionnement de l'éventail était conditionné par la baisse du niveau marin lors des périodes glaciaires. Ses faciès sismiques et sédimentaires s'apparentent aux faciès qui caractérisent la plupart des éventails de ce type. L'éventail du Danube constitue néanmoins un cas particulier parmi les autres systèmes étudiés, du fait de son **fonctionnement dans un bassin lacustre**. Ceci est dû à la situation spécifique de la mer Noire dont la connexion avec la Méditerranée, par le détroit de Bosphore et la mer de Marmara, a été successivement interrompue (au cours de périodes de bas niveau) et reprise (quand le niveau marin remontait en dépassant le seuil du Bosphore). L'absence de l'apport d'eau salée pendant les périodes glaciaires, associée avec l'augmentation de l'apport fluvial, ont déterminé l'installation d'un milieu d'eau douce dans la mer Noire à chaque fois que la baisse du niveau permettait la reprise du fonctionnement de l'éventail profond. Cette situation particulière aurait favorisé la formation des courants hyperpycnaux à l'embouchure d'un fleuve du débit du Danube qui déversait ses eaux turbides dans un bassin lacustre, et aurait donc influencé l'apparition de courants de turbidité dans l'éventail profond.

Le chenal du Danube s'est développé sur la pente continentale en prolongation du **canyon du Danube** (ou Viteaz) auquel il est directement connecté. Le canyon est incisé de manière significative (26 km) dans la plate-forme continentale. Au cours de bas-niveaux marins il constituait la principale voie de transfert des sédiments terrigènes vers le bassin profond dans cette partie de la marge. Le canyon est constitué par une entaille avec des flancs abrupts et un talweg axial incisé, qui montre l'importance du processus d'érosion du fond pour le développement du canyon. Les segments qui ont été identifiés le long du canyon, avec des morphologies, des orientations et des pentes spécifiques, sont interprétés comme des phases d'avancement du canyon vers la côte. Plusieurs incisions sont visibles dans la structure interne du canyon et témoignent que la morphologie actuelle du canyon est le résultat de son évolution polyphasée. L'instabilité de la zone du canyon est en relation avec les apports sédimentaires importants à l'embouchure du Danube, avec la présence du gaz dans les sédiments superficiels, et possiblement sous un contrôle structural.

Sur la pente supérieure (entre le canyon du Danube et ~1400 m de profondeur) le chenal du Danube présente des levées bien développées et fortement asymétriques, avec la levée droite plus haute et plus large que la levée gauche. Le chenal est légèrement sinueux, partiellement comblé et incisé par un talweg axial qui représente la continuation sur la pente du talweg incisé dans le canyon du Danube. L'analyse sismique détaillée du remplissage de la vallée montre plusieurs phases de dépôt, séparées par des discontinuités érosives. Ces surfaces d'érosion correspondent à des terrasses emboîtées, relativement parallèles le long de la vallée, visibles dans la bathymétrie. Les dépôts qui constituent le remplissage du chenal présentent un faciès sismique de type HAR (High Amplitude Reflections) dans l'axe du chenal, partiellement (ou parfois totalement) enlevé par les phases d'érosion subséquentes, qui continue latéralement avec des réflexions litées correspondant à un faciès sédimentaire de levée. Le remplissage de la vallée a été donc associé avec des écoulements dans le chenal, et non pas avec l'interruption de son fonctionnement.

Sur la pente inférieure, le chenal unique bifurque plusieurs fois par avulsion et forme de nouveaux systèmes chenaux-levées méandriiformes. Ces systèmes se succèdent verticalement en onlap, ce qui montre qu'un seul chenal a été actif à la fois. Chaque phase d'avulsion a eu comme résultat la mise en place d'une unité constituée par un lobe défini comme "High Amplitude Reflection Packets" (HARP, Flood et al., 1991) à la base, et un système chenal-levée au sommet. Le dépôt d'un lobe HARP est associé avec de l'érosion dans le chenal en amont du point d'avulsion pour l'ajustement de son profil après la rupture de la levée. Quand le chenal a retrouvé son profil d'équilibre, l'érosion a cessé et des levées ont commencé à se développer au-dessus des HARPs (Pirmez et al., 1997). Toutes les phases d'avulsion se sont développées d'après le même modèle: (1) la rupture de la levée gauche, plus étroite; (2) le dépôt d'un lobe HARP par les écoulements non-chenalisés en aval du point d'avulsion, et l'abandon de l'ancien chenal; (3) l'initiation d'un nouveau système chenal-levée. La migration systématique du chenal vers le nord est influencée par l'assymétrie des levées (donc par la force de Coriolis), et confinée entre les grandes levées de la phase initiale du chenal du Danube, au sud, et le relief abrupt de l'éventail du Dniepr au nord.

La structure sédimentaire du chenal du Danube indique que **les surfaces érosives à l'intérieur du remplissage du chenal se seraient formées en réponse aux avulsions**, du fait de l'ajustement du profil du chenal après la rupture d'une levée. Les sédiments du chenal érodés au cours de ce processus ont formé les lobes HARP. Quand le chenal a retrouvé son profil d'équilibre, un système chenal-levée s'est développé en aval du point d'avulsion au dessus du lobe HARP, mais aussi en amont de ce point, où il se trouve confiné dans la vallée érosive.

Les incisions fluviales identifiées sur la plate-forme continentale et la position de la ligne de côte pendant la dernière période d'activité du chenal du Danube montrent que le paléo-Danube se dirigeait directement vers la tête du canyon du Danube. Son embouchure était située à proximité du canyon, qui alimentait le chenal du Danube. Cependant, les courants hyperpycnaux devaient prévaloir dans le milieu de salinité réduite qui caractérisait la mer Noire lors des périodes actives de l'éventail. Ces conditions auraient favorisé la mise en place d'un **système quasi-continu fleuve-canyon-éventail profond**, qui contrôlait le transfert des sédiments entre la côte et le bassin profond.