



HAL
open science

Approche géomorphologique de la vallée de Deli et étude géoarchéologique du site historique de Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie)

Yohan Chabot

► **To cite this version:**

Yohan Chabot. Approche géomorphologique de la vallée de Deli et étude géoarchéologique du site historique de Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie). Géographie. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, 2017. Français. NNT : 2017PA01H058 . tel-01768642

HAL Id: tel-01768642

<https://theses.hal.science/tel-01768642>

Submitted on 17 Apr 2018

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

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

Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne

Ecole doctorale de Géographie de Paris (ED 434)

Laboratoire de Géographie Physique, Environnements Quaternaires et Actuels

UMR 8591 CNRS

Thèse présentée par

Yohan CHABOT

Soutenue publiquement le 07 décembre 2017 en vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITE DE PARIS 1 PANTHEON-SORBONNE

Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

Approche géomorphologique de la vallée de Deli et étude géoarchéologique du site historique de Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie)

Sous la direction de : **Nicole LIMONDIN-LOZOUET** et **YANN LE DREZEN**

Membres du jury

Nathalie CARCAUD

Professeure, AgroCampus Ouest - Examinatrice

Yanni GUNNELL

Professeur, Université Lyon 2 - Rapporteur

Yann LE DREZEN

Maître de Conférences, Université Paris 1 - Co-directeur

Nicole LIMONDIN-LOZOUET

Directrice de Recherches LGP CNRS - Directrice thèse

Daniel PERRET

Maître de Conférences, EFEO de Jakarta - Examineur

Pierre-Gil SALVADOR

Professeur, Université Lille 1 - Rapporteur

Luc VRYDAGHS

Chercheur, CReA-Patrimoine - Examineur



**LABORATOIRE DE
GÉOGRAPHIE PHYSIQUE**
ENVIRONNEMENTS QUATERNAIRES ET ACTUELS
UMR 8591



**ÉCOLE FRANÇAISE
D'EXTRÊME-ORIENT**

Résumé

La reconstitution des paléoenvironnements et la compréhension des dynamiques géomorphologiques sont de plus en plus appréhendées au regard des recherches archéologiques. Toutefois, en Indonésie, cette approche est encore peu usitée. L'étude du site de Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie) entreprise dans le cadre de cette thèse, est un travail pionnier qui vise à comprendre les changements environnementaux à l'interface Homme/Nature, dans le but d'une reconstitution paléogéographique. Cet ancien comptoir commercial portuaire du Détroit de Malacca, actif entre les XI^{ème} et XIV^{ème} siècles AD, se trouve aujourd'hui à 7 km du rivage. Afin de s'interroger sur les variables de contrôle naturelles et anthropiques de l'évolution paysagère de la région, des investigations ont été menées à Kota Cina et dans la vallée de Deli. Deux approches ont été privilégiées : (1) une approche géomorphologique qui permet de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires du site et de sa vallée ; (2) une approche biogéographique à travers une analyse du contenu phytolithiques des dépôts de Kota Cina, afin de renseigner l'évolution de la végétation du site. Cette étude met en exergue des évolutions paléoenvironnementales notables, en réponse à des forçages singuliers. Le volcanisme pré-holocène de la région a engendré par son détritisme un remplissage majeur de la vallée. La réponse hydro-sédimentaire holocène a modifié la géomorphologie de la région par une forte incision et un important transfert sédimentaire. Enfin, à l'époque historique, une nouvelle transformation paysagère a eu lieu avec l'anthropisation du milieu, notamment à partir du XIX^{ème} siècle avec l'essor des plantations coloniales.

Mots-clés :

Paléoenvironnement ; Géoarchéologie ; Géomorphologie ; Phytolithe ; Sumatra ; Indonésie ; Holocène ; Zone humide côtière ; occupation humaine historique.

Abstract

Geomorphological approach of the Deli Valley and geoarchaeological study of the historic site of Kota Cina (Sumatra North, Indonesia)

Paleoenvironment reconstructions and geomorphological dynamics understanding are increasingly being considered with regards to archaeological research. However, in Indonesia, this approach remains unusual. The present study of Kota Cina site (North Sumatra, Indonesia) is a pioneering work that aims to understand environmental changes dynamics at the human/nature interface for the purpose of paleogeographic reconstruction. Kota Cina is an ancient trade harbour of the Strait of Malacca. It was active between the XIth and the XIVth centuries AD. Nowadays, the site is located at 7 km from the coast. In order to examine the implication of natural and anthropogenic factors in the landscape changes of the region, investigations were carried out at Kota Cina and the Deli Valley. Two approaches were developed: (1) a geomorphological approach to reconstitute the hydro-sedimentary dynamics of Kota Cina site and its valley; (2) a biogeographical approach to reconstruct the vegetation changes at Kota Cina from a phytolith analysis of the site deposits. This work highlights important paleoenvironment changes as response to unique forcings. The pre-Holocene volcanism of the region generated a major filling of the valley by its detritism. The Holocene hydro-sedimentary response has altered the geomorphology of the region through a strong incision and significant sediment transfer. Finally, during the historical period, new landscape changes took place with the environment anthropisation, especially from the XIXth century with the development of colonial plantations.

Keywords:

Paleoenvironment; Geoarchaeology; Géomorphologie; Phytolith; Sumatra; Indonesia; Holocene; Coastal Wetland; Historical human settlement.

Sommaire

Introduction générale.....	9
Première partie : CONTEXTE GENERAL ET APPROCHES METHODOLOGIQUES.....	18
Chapitre 1 - CONTEXTE D'ETUDE.....	20
Introduction	20
1.1. Les changements environnementaux en Asie du Sud-Est au cours du Quaternaire.....	21
1.2. Homme et milieu à Sumatra au Quaternaire	45
1.3. Les changements côtiers à Sumatra.....	60
Conclusion.....	74
Chapitre 2 - LA VALLEE DE DELI ET LE SITE DE KOTA CINA.....	76
Introduction	76
2.1. Spécificités géographiques et fonctionnement du système fluvial de Deli	78
2.2. Le village de Kota Cina.....	132
Conclusion.....	160
Chapitre 3 - METHODOLOGIE ET STRATEGIE D'ACQUISITION DES DONNEES	162
Introduction	162
3.1. Les missions de terrain à Sumatra	164
3.2. Chrono-stratigraphie du fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique de la vallée de Deli	167
3.3. Analyse phytolithique des paysages végétaux du site de Kota Cina.....	186
Conclusion.....	230
Deuxième partie : RESULTATS ET INTERPRETATIONS.....	232
Chapitre 4 - DESCRIPTION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE ET RECONSTITUTION DES DYNAMIQUES DU SYSTEME FLUVIAL DE DELI	234
Introduction	234
4.1. Description chrono-stratigraphique des archives volcano-sédimentaires de la moyenne vallée	234
4.2. Description chrono-stratigraphique des archives volcano-sédimentaires de la basse vallée de Deli.....	310
Conclusion.....	337

Chapitre 5 - INTERACTIONS HOMMES-MILIEUX EN ZONE HUMIDE CÔTIÈRE TROPICALE : LA SÉQUENCE HOLOCÈNE DU SITE DE KOTA CINA.....	340
Introduction	342
5.1. Méthodologie.....	344
5.2. Résultats	352
5.3. Interprétation et discussion.....	365
Conclusion.....	375
Chapitre 6 - PHYTOLITH ANALYSIS FROM THE ARCHAEOLOGICAL SITE OF KOTA CINA (NORTH SUMATRA, INDONESIA).....	378
Introduction	379
6.1. Study context.....	381
6.2. Material and methods	383
6.3. Results and interpretation.....	392
6.4. Discussion	402
Conclusion.....	409
Troisième partie : DYNAMIQUES GEOMORPHOLOGIQUES DE LA VALLEE DE DELI ET RECONSTITUTIONS PALEOENVIRONNEMENTALES DU SITE DE KOTA CINA.....	412
Chapitre 7 - UN REMPLISSAGE VOLCANIQUE PLEISTOCENE	414
Introduction	414
7.1. Le remplissage volcanique de la moyenne vallée	415
7.2. Le remplissage volcanique pléistocène des sites S0 et d'Avros (zone amont et médiane de la basse vallée)	428
7.3. Les impacts post-éruptifs sur le paysage environnant.....	431
Conclusion.....	435
Chapitre 8 - UNE INCISION MAJEURE ET ANCIENNE.....	437
Introduction	437
8.1. L'incision du système fluvial dans la moyenne vallée de Deli	437
8.2. Le remplissage post-incision du système fluvial de la basse vallée de Deli	453
8.3. Le remplissage volcano-sédimentaire du site de Kota Cina (zone côtière).....	462
Conclusion.....	469
Chapitre 9 - UN REMPLISSAGE ALLUVIAL HISTORIQUE	471
Introduction	471
9.1. Le remplissage alluvial du système fluvial de la moyenne vallée de Deli : les sites S5, S3 et S2	472

9.2. Le remplissage alluvial du système fluvial de la basse vallée de Deli : les sites S0 et Avros..	476
9.3. Le remplissage alluvial de la zone côtière au cours du dernier millénaire AD: le site de Kota Cina	480
Conclusion.....	495
Conclusion générale	497
Références bibliographiques	501
Liste des figures	542
Liste des tableaux	552
Table des Matières	553

Introduction générale

Aujourd'hui, la reconstitution des paléoenvironnements et la compréhension des dynamiques géomorphologiques sont de plus en plus appréhendées au regard des recherches archéologiques ; cette approche géoarchéologique contribue à la compréhension du cadre stratigraphique et environnemental dans lequel les sites archéologiques s'insèrent (e.g. Bravard & Prestreau, 1997 ; Brown, 1997 ; Berger *et al.*, 2000 ; Bravard, 2002 ; Salvador *et al.*, 2009 ; Carcaud & Arnaud-Fassetta, 2015). Déjà largement développée en Europe, cette approche est encore peu usitée en Asie du Sud-Est, plus particulièrement dans l'archipel indonésien, pourtant riche et célèbre pour ses gisements archéologiques. Sa renommée tient des grands courants de recherche en préhistoire et en paléontologie qui ont fortement contribué à la lignée humaine et à la connaissance de l'histoire du peuplement humain de la région, à l'instar du Pithécantrophe de Java (Van Heekeren, 1958, 1972 ; Sémah, 1986 ; Swisher *et al.*, 1994 ; Bellwood, 2007), de l'Homme de Florès ou de Wajak, à Java (Heekeren, 1958, 1972 ; Bellwood, 2007). Malgré ces découvertes majeures et l'ancienneté du peuplement de ces îles, les connaissances sur l'occupation humaine de l'archipel indonésien sont encore à ce jour très inégales dans l'espace et dans le temps et beaucoup de terrains sont restés totalement à défricher.

Contexte de l'étude – Etat de l'art

Sumatra est un de ces territoires pour lesquels de grands pans d'histoire humaine et environnementale restent totalement inexplorés. Véritable pont terrestre entre l'Asie continentale et l'archipel indonésien, l'île est longtemps restée en marge des préoccupations archéologiques, à la différence de Java ou de Bornéo, notamment en raison de son contexte environnemental difficile et de l'absence de découverte de site majeur. Aujourd'hui, le passé connu de cette île est très fragmentaire. Pour la période Préhistorique, quelques données ponctuelles sur le Paléolithique ancien et récent, le pré-Néolithique et le Néolithique (e.g. Van Heekeren, 1958, 1972 ; Bronson & Asmar, 1975 ; Glover, 1977, 1979b ; Bronson & Glover, 1984 ; Edwards McKinnon, 1991 ; Simanjuntak & Forestier, 2004 ; Simanjuntak *et al.*, 2005 ; Forestier *et al.*, 2005, 2006 ; Bellwood, 2007 ; Forestier, 2007). Pour ce qui est de la période historique, Sumatra est ancrée dès le début de l'ère chrétienne dans une influence étrangère marquée, principalement d'origine indienne (V^{ème}-XIV^{ème} siècles AD) et chinoise (XV^{ème}-XVI^{ème} siècles AD), ainsi que dans un important réseau commercial, dont les fouilles

intensives de plusieurs gisements archéologiques anciens, dans les Provinces de Sumatra Nord et Sud, ont permis de mettre en évidence depuis les années 1970 (e.g. Guillot *et al.*, 1996, 2003 ; Guillot, 1998 ; Perret & Surachman, 2009, 2014). Ces recherches archéologiques ont considérablement enrichies l'histoire de l'île pour la période IX-XIV^{ème} siècles AD. Plus tard, entre le XVI^{ème} et le XX^{ème} siècle AD, la colonisation hollandaise de l'île marque à son tour une nouvelle influence étrangère confortant ainsi le caractère cosmopolite de Sumatra mais également son intégration commerciale, avec l'essor des grandes plantations de tabac, d'hévéas et de palmiers à huile, dont les produits sont vouées à l'exportation.

En dépit de ces connaissances, l'histoire du peuplement de Sumatra reste en grande partie à étudier, tout comme celle de son environnement, complexe et très changeant, au sein duquel les sociétés n'ont eu de cesse de s'adapter au fil du temps.

Cette région du monde, où les catastrophes naturelles brusques sont fréquentes, n'a fait l'objet, pour l'heure, que d'un nombre relativement limité d'investigations paléoenvironnementales approfondies, comparé à d'autres régions du monde. Les études existantes intégrant l'évolution environnementale quaternaire de l'île concernent la cyclicité des fluctuations climatiques, principalement limitées aux zones montagneuses (e.g. Maloney, 1980, 1981 ; Morley, 1982 ; Flenley, 1984 ; Stuijts, 1984 ; Stuijts *et al.*, 1988) ; les fluctuations eustatiques régionales (e.g. Geyh *et al.*, 1979 ; Tjia, 1980 ; Tjia *et al.*, 1983 ; Hesp *et al.*, 1998 ; Hanebuth *et al.*, 2000 ; Voris, 2000 ; Sathiamurthy & Voris, 2006) et l'instabilité géologique (volcanisme et tectonique) (e.g. Van Bemmelen, 1949, 1970 ; Tjia *et al.*, 1968 ; Katili & Tjia, 1969 ; Verstappen, 1973 ; Hamilton, 1979 ; Bird & Ongkosongo, 1980). Ces changements environnementaux ont très largement impacté le fonctionnement hydro-sédimentaire des systèmes fluviaux et l'évolution géomorphologique, notamment celle des régions côtières, de l'île (e.g. Van Bemmelen, 1949, 1970 ; Verstappen, 1964a, 1973 ; Tjia *et al.*, 1968 ; Chambers & Sobur, 1975, 1977 ; Miksic, 1977, 1980 ; Bird & Ongkosongo, 1980).

Le site de Kota Cina : point de départ de l'étude

Etudié depuis 2011 par une équipe archéologique franco-indonésienne dans le cadre du programme de recherche « **Le site d'habitat ancien de Kota Cina, Sumatra Nord, Indonésie** » dirigé par Daniel Perret, de l'Ecole française d'Extrême-Orient et Heddy Surachman, du Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie, le site de Kota Cina constitue à ce jour la seule référence disponible à Sumatra ayant fait l'objet de

recherches conjointes en archéologie et en paléoenvironnement pour l'époque historique (**cf. 2.2.2.3.2, chapitre 2**) (Perret, 2012 ; Perret *et al.*, 2013, 2016 ; Chabot, 2013 ; Chabot *et al.*, 2013, 2017). Cette approche totalement pionnière et innovante pour l'Indonésie, a été motivé par un contexte archéologique et environnemental particulier.

Kota Cina est un ancien comptoir commercial portuaire de la côte nord-est de Sumatra où s'échangeait des produits forestiers de l'arrière-pays et des marchandises venues de Chine et d'Inde, entre le XI^{ème} et le XIV^{ème} siècle de notre ère. Aujourd'hui, le site se situe dans les terres, à environ 7 km du Déroit de Malacca, au sein d'une zone marécageuse d'arrière-mangrove (**Fig. I.1**). La découverte de plusieurs restes de bateaux et de leurs chargements ainsi que des restes d'infrastructures portuaires à proximité des aires d'habitats ont permis d'identifier et de dater le site au cours d'une première époque de fouille dans les années 1970 (Edwards McKinnon, 1977, 1984b, 2009 ; Milner *et al.*, 1978 ; Manning *et al.*, 1980 ; Manguin, 1989). Les recherches archéologiques ont repris de manière intensive depuis 2011 et intègrent désormais une réflexion sur l'histoire environnementale du site, dans laquelle ce travail de thèse s'inscrit pleinement et dont les questionnements portent sur **les changements environnementaux impliqués par la position du site portuaire de Kota Cina par rapport au rivage actuel et les variables de contrôle naturelles et anthropiques ayant pu intervenir dans l'évolution paysagère de la région**. *In fine*, cette étude a pour objectif principal de reconstituer la **paléogéographie et l'évolution des paysages du site de Kota Cina au cours des derniers 1000 ans**. Cette étude, menée en collaboration, a suscité un vif intérêt pluridisciplinaire à l'origine des orientations méthodologiques de cette thèse (**Fig. I.2**). Deux approches de recherche ont ainsi été privilégiées : **(1) une approche géomorphologique** pour définir la nature, la puissance et la chronologie des dépôts de base afin de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires de la région ; **(2) une approche biogéographique** pour étudier l'évolution de la végétation, par l'analyse du contenu phytolithique des dépôts de Kota Cina. Cette voie de recherche, totalement nouvelle à Sumatra, est également privilégiée pour mettre en évidence l'anthropisation du milieu, par voie de défrichements notamment.

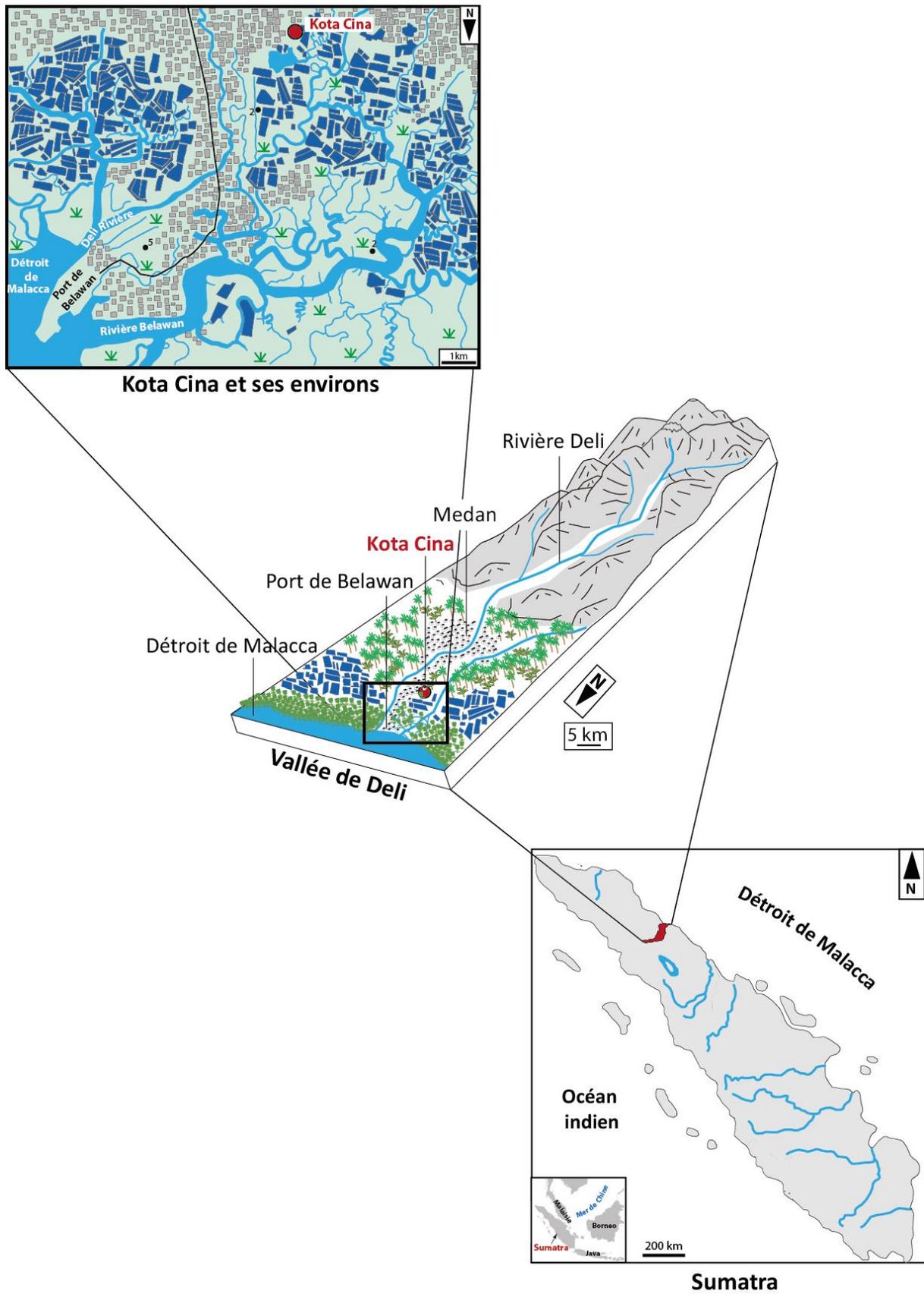


Figure I.1.1 - Localisation du site de Kota Cina et de la vallée de Deli (Sumatra Nord, Indonésie)

(Réalisation : Y. Chabot, 2017).

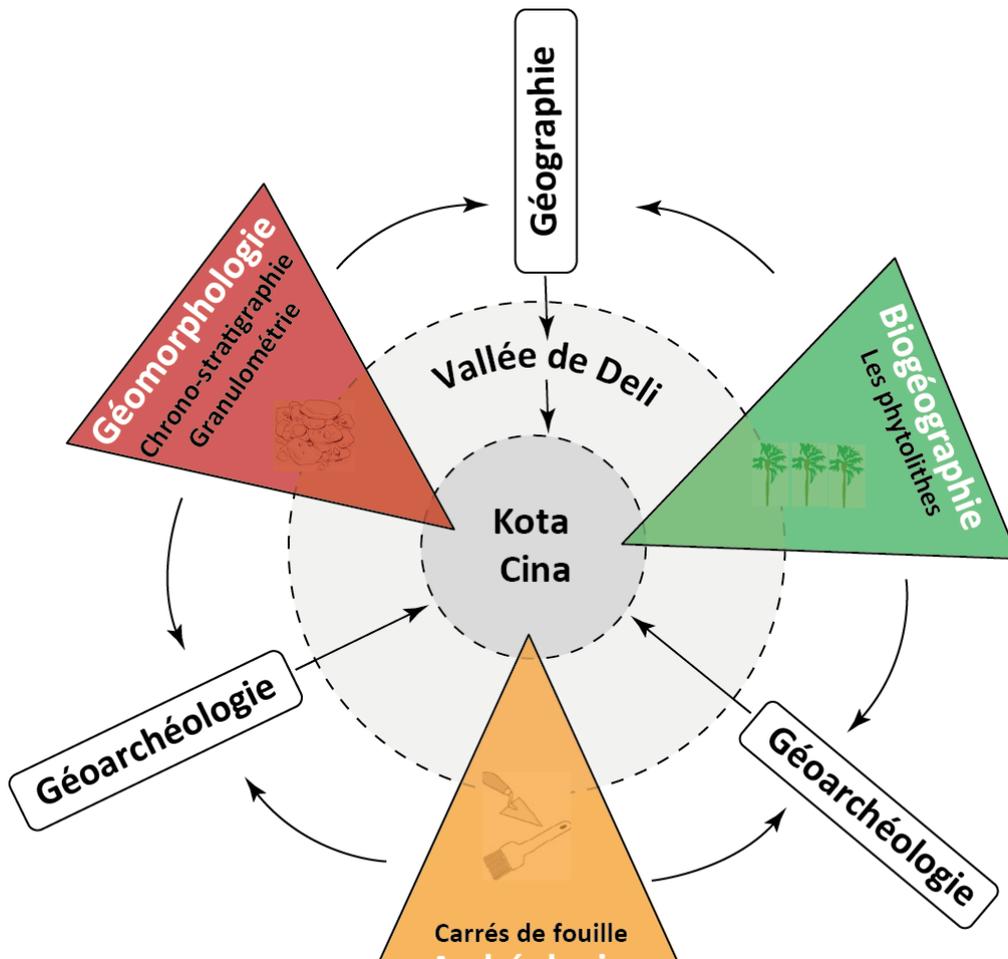


Figure I.2 - Approche méthodologique déployée dans la thèse (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Etudier la vallée de Deli : un élargissement spatial nécessaire pour une meilleure compréhension des relations environnementales entre le site de Kota Cina et sa région

Pour mieux comprendre les dynamiques de changements environnementaux à l'interface Homme/Nature qui ont affectés le site de Kota Cina au cours du dernier millénaire, il s'est avéré nécessaire dans le cadre de cette thèse de dépasser le cadre local du gisement archéologique et de replacer l'étude dans un contexte spatial plus large, à l'échelle de la région. L'étude a ainsi été élargie à l'ensemble de la vallée de Deli (**Fig. I.1**).

Le bassin versant de Deli est un élément important pour la compréhension du fonctionnement hydrologique et des transferts hydro-sédimentaires qui s'exercent entre l'amont et l'aval du site. Les actions en amont du bassin se répercutent en aval (Kota Cina). La multiplication des perturbations, qu'elles soient d'ordre naturelle telle que l'érosion des sols, ou d'ordre anthropique comme les défrichements, peuvent entraîner de grandes dégradations sur l'ensemble du bassin, d'où l'intérêt d'étudier ce dernier dans son ensemble pour une meilleure

compréhension des changements environnementaux et des forçages naturels et anthropiques qui en sont à l'origine.

L'étude du système fluvial de Deli et de sa vallée a nécessité la mise en place d'investigations géomorphologiques et paléoenvironnementales tout le long de la vallée, en inter-sites, depuis le versant nord du volcan Sibayak, là où la rivière Deli prend sa source, jusqu'au Déroit de Malacca, dans lequel la rivière se jette. Les investigations géomorphologiques de plusieurs portions de la vallée et des styles fluviaux associés sont révélatrices d'un bassin versant aux spécificités géographiques naturelles et humaines nombreuses et d'une grande variété et complexité paysagère. Dans le cadre de cette thèse, ces spécificités géographiques sont considérées avec la plus grande importance afin de comprendre les interactions qu'elles entretiennent et ont pu entretenir avec le bassin versant et des impacts qu'elles peuvent et ont pu avoir sur le fonctionnement du système fluvial en tant que variable de contrôle. C'est dans ce contexte que ce travail de thèse doit permettre de définir les échanges hydro-sédimentaires longitudinaux et latéraux dans les différentes sections étudiées du bassin versant, ainsi que les changements d'occupation du sol.

Pour ce qui est des investigations paléoenvironnementales, elles doivent permettre de mettre en évidence des synchronismes révélateurs de fonctionnements du système fluvial ainsi que des spécificités naturelles et anthropiques liés à des conditions locales et régionales.

Enfin, cet élargissement spatial permettra de réaliser des comparaisons avec d'autres données disponibles à Sumatra ou à une échelle supérieure quand cela sera possible. Cette comparaison permettra de mettre en évidence la représentativité des résultats obtenues et les spécificités du bassin versant de Deli, ainsi que l'intégration du site de Kota Cina au sein d'un contexte de changements environnementaux à l'échelle régionale.

Organisation du mémoire

Cette thèse est structurée en trois grandes parties regroupant neuf chapitres.

La première partie est subdivisée en trois chapitres et a pour objectif de présenter **le contexte général de l'étude et les approches méthodologiques** utilisées. Le chapitre 1 présente les éléments généraux de contextualisation et de compréhension en exposant un état des connaissances des thématiques au regard du sujet traité. Le chapitre 2 présente les spécificités géographiques de la vallée de Deli et de son fonctionnement hydro-sédimentaire actuel puis, le cadre géographique du site de Kota Cina ainsi que les recherches

archéologiques et paléoenvironnementales dont a fait l'objet le site depuis sa découverte. Enfin, le chapitre 3 s'attache à définir et à présenter les deux approches méthodologiques privilégiées dans le cadre de cette thèse, que sont la géomorphologie et la biogéographie.

La seconde partie de cette thèse présente **les résultats des investigations géomorphologiques et biogéographiques** conduites dans la vallée de Deli et sur le site de Kota Cina. Elle se compose de trois chapitres dont deux sont constitués d'un article (chapitres 5 et 6). Le chapitre 4 est axé sur l'établissement du cadre chronostratigraphique de la vallée de Deli et la reconstitution de ses dynamiques hydro-volcano-sédimentaires pré-holocènes et holocènes, rendues possibles grâce aux investigations menées *in situ* et en laboratoire. Le chapitre 5 s'attache à présenter la séquence holocène du site de Kota Cina et les principaux vestiges archéologiques qui lui sont associés afin de restituer sa paléogéographie et les processus d'évolutions environnementales qui l'ont affecté entre son occupation initiale et son abandon au cours du dernier millénaire. Enfin, le chapitre 6 est consacré à la présentation du contenu phytolithique des archives sédimentaires de Kota Cina afin de reconstituer l'évolution du couvert végétal pré, per et post occupation, en relation avec le contexte archéologique et paléoenvironnemental du site.

La troisième partie de cette thèse est consacrée à **une discussion des dynamiques géomorphologiques de la vallée de Deli et des changements paléoenvironnementaux impliqués sur le Kota Cina**, au regard des connaissances à ce sujet dans la région. L'objectif est de mettre en évidence les variables de contrôle naturelles et anthropiques dans la transformation paysagère de la région au cours d'une période pré-Holocène et Holocène. *In fine*, une reconstitution des changements paléoenvironnementaux à Kota Cina, au cours du dernier millénaire, est proposée grâce aux croisements méthodologiques des deux approches développées dans cette thèse. Le chapitre 7 s'attache à discuter du rôle du volcanisme, par son détritisme, comme variable majeure de contrôle géomorphologique du système fluvial de Deli à l'origine de l'évolution paysagère de la région au cours du Pléistocène récent. Le chapitre 8 présente les réponses hydro-sédimentaires du système fluvial suite à la forte activité volcanique régionale pré-Holocène, ainsi que les impacts géomorphologique sur la transformation des paysages de la région. Le chapitre 9 est associé à une discussion sur les dynamiques géomorphologiques historiques de la vallée et les changements paléoenvironnementaux impliqués sur le site de Kota Cina, dans laquelle l'anthropisation du milieu apparaît comme l'un des principaux facteurs de contrôle des processus géomorphologiques de la région.

Première partie

CONTEXTE GENERAL ET APPROCHES METHODOLOGIQUES

Chapitre 1 - CONTEXTE D'ETUDE

Introduction

Jusqu'à récemment, les preuves de changements environnementaux dans les régions tropicales au cours du Quaternaire étaient diffuses (Hope, 2005). En dépit de ce constat, Verstappen (1975) a montré pour l'Asie du Sud-Est, que les changements environnementaux ont été importants au cours du Quaternaire, et que de très nombreux marqueurs paysagers en témoignaient. Dans cette région, les fluctuations climatiques ont provoqué des changements du niveau marin qui ont eu des effets majeurs, en raison des très vastes étendues peu profondes du plateau continental de la Sonde¹, largement exondées comme une vaste plaine lors des bas niveaux marins des périodes glaciaires (Hope, 2005). L'instabilité géologique persistante des arcs insulaires indonésiens (volcanisme et tectonique) a également contribué aux changements environnementaux de certaines régions de l'Asie du Sud-Est, notamment par le dépôt de plusieurs centaines de mètres de sédiments (Hope, 2005). Ces changements environnementaux ont très largement impacté la géomorphologie et la configuration côtière, et influencé l'évolution des plaines deltaïques et estuariennes au cours du Quaternaire, et plus spécifiquement, à l'Holocène, par l'apport de conséquent de sédiments (Miksic, 1977 ; Bird & Ongkosongo, 1980 ; Woodroffe, 1993, 2000, 2005). Enfin, le Quaternaire de l'Asie du Sud-Est est marqué par l'apparition des hominidés, vraisemblablement vers 1,5 Ma BP (Sémah, 1986 ; Sémah *et al.*, 2002) et la propagation de l'homme moderne au cours des derniers 100 ka (Détroit, 2002). L'impact de ce dernier sur les changements environnementaux, au moins initialement, a probablement été très limité (Hope, 2005). En revanche, depuis quelques milliers d'années, ou plus récemment, les activités humaines se sont intensifiées et sont devenues dominantes dans l'édification des paysages de la région (Hope, 2005). L'anthropisation commande aujourd'hui les principaux processus géomorphologiques dans de très nombreuses régions de l'Asie du Sud-Est (Hope, 2005).

¹ Extension du continent asiatique composée des îles indonésiennes de Sumatra, Bornéo, Java, ainsi que de la majeure partie de la plate-forme peu profonde de la mer de Chine méridionale, des zones côtières du Cambodge, de la Malaisie péninsulaire, de Singapour, de la Thaïlande et du Vietnam.

L'objectif de ce chapitre est d'apporter des éléments généraux de contextualisation et de compréhension au sujet traité dans ce travail de thèse. Ce chapitre se divise en trois temps. Tout d'abord, nous passerons en revue les principaux changements environnementaux ayant affecté l'Asie du Sud-Est, en particulier l'archipel indonésien, au cours du Quaternaire, notamment au Pléistocène récent et à l'Holocène. Les impacts de ces changements sur les environnements côtiers seront autant que possible mis en avant. Dans un second temps, nous traiterons du rapport entre l'Homme et l'environnement sumatranais depuis le Pléistocène ancien jusqu'à nos jours afin de mieux comprendre depuis quand et dans quelle mesure ce dernier intervient dans la modification de son écosystème. Enfin, dans un troisième temps, nous présenterons spécifiquement les changements côtiers ayant affecté l'île de Sumatra au cours de l'Holocène.

1.1. Les changements environnementaux en Asie du Sud-Est au cours du Quaternaire

1.1.1. Les variations du niveau marin

Les fluctuations du niveau marin en Asie du Sud-Est au cours du Quaternaire ont été considérées à travers différents indicateurs et ont abouti à des reconstitutions parfois contrastées, compliquées par les soulèvements et les abaissements tectoniques locaux et régionaux, notamment dans l'archipel indonésien. Nous présentons ci-dessous les grandes variations du niveau marin depuis le Pléistocène inférieur jusqu'à nos jours.

1.1.1.1. Pléistocène inférieur et moyen (de 2,5 Ma BP à 140 ka BP)

Depuis le Pléistocène inférieur, jusqu'au Pléistocène moyen, de nombreuses variations glacio-eustatiques ont eu lieu dans la région. Au Pléistocène inférieur, entre 2,5 et 0,8 Ma BP, les fluctuations sont de faibles amplitudes. Le niveau d'abaissement moyen est estimé à près de 70 m en dessous du niveau actuel, avec des épisodes bas atteignant jusqu'à -100 m (Prentice & Denton, 1988). A l'aube du Pléistocène moyen, il a 800 ka BP, le niveau marin continue de régresser et s'établit autour de -90 m en dessous du niveau actuel avec un abaissement maximum de l'ordre de -150 m (Prentice & Denton, 1988). Au cours des derniers 250 ka BP, les fluctuations marines ont été bien documentées en association avec les glaciations (Ollier, 1985 ; Dawson, 1992), ainsi qu'à travers l'étude des terrasses de récifs coralliens des littoraux, notamment en zone de soulèvements tectoniques (Bloom & Yonekura, 1990). Les fluctuations du niveau marin ont également été abordées grâce à l'analyse des isotopes de l'oxygène marin conservé dans les tests de foraminifères (Shackleton

& Opdyke, 1973 ; Shackleton, 1987). Entre 280 et 240 ka BP, le niveau marin est compris entre -50 et -120 m par rapport au niveau actuel. Cette baisse se poursuit jusqu'à la fin du Pléistocène moyen. Entre 180 et 140 ka BP, le niveau est estimé à près de -130 m par rapport à aujourd'hui (Zheng & Lei, 1999) (**Fig. 1.1**).

1.1.1.2. Pléistocène supérieur (de 36 ka BP à 11 ka BP)

Au Pléistocène supérieur, les variations eustatiques sont plus fortes et se succèdent plus rapidement et régulièrement jusqu'à nos jours. Les tourbières, les faciès hydro-sédimentaires, les coquilles marines ou encore les bois de mangrove ont permis d'aboutir à des reconstitutions précises du niveau marin en Asie du Sud-Est. C'est le cas notamment des travaux de Tjia (1996) pour la Péninsule Malaise, de Geyh *et al.* (1979) pour le Déroit de Malacca, de Hanebuth *et al.* (2000) pour la mer de Chine méridionale ou encore ceux de Horton *et al.* (2005) pour la Thaïlande (**Fig. 1.2**). Geyh *et al.* (1979), estiment à partir de carottages marins et de datations radiocarbone que le niveau marin est inférieur de -40 à -60 m par rapport à aujourd'hui, entre 36 et 10 ka BP. Ils précisent qu'entre 40 et 38 ka BP, de la tourbe se développe à 17 m en dessous du niveau actuel, puis à -67 m aux alentours de 34 ka BP. Des racines, probablement originaires d'une ancienne mangrove marécageuse, et retrouvées à -65 m en dessous du niveau marin actuel, sont datées à 27,4 ka BP. D'autres racines dans des sédiments terrestres et de la tourbe sont observées à -55 m et datées entre 23,8 et 17,2 ka BP. D'autres travaux estiment qu'au dernier maximum glaciaire (LGM), le niveau marin de la région est bien plus bas, s'établissant autour de -120 m (Yang & Xie, 1984 ; Fairbanks, 1989) à -116 m (Hesp *et al.*, 1998 ; Hanebuth *et al.*, 2000 ; Voris, 2000) (**Fig. 1.1 et 1.3 A**). Quoi qu'il en soit, ces minimums eustatiques ont entraîné une émergence des terres. La superficie du Plateau de la Sonde était jusqu'à trois fois plus importante qu'aujourd'hui (Whitten *et al.*, 1984). Elle était très largement exposée à l'air libre (Tjia, 1980 ; Whitten *et al.*, 1984 ; Sathiamurthy & Voris, 2006) par rapport à aujourd'hui.

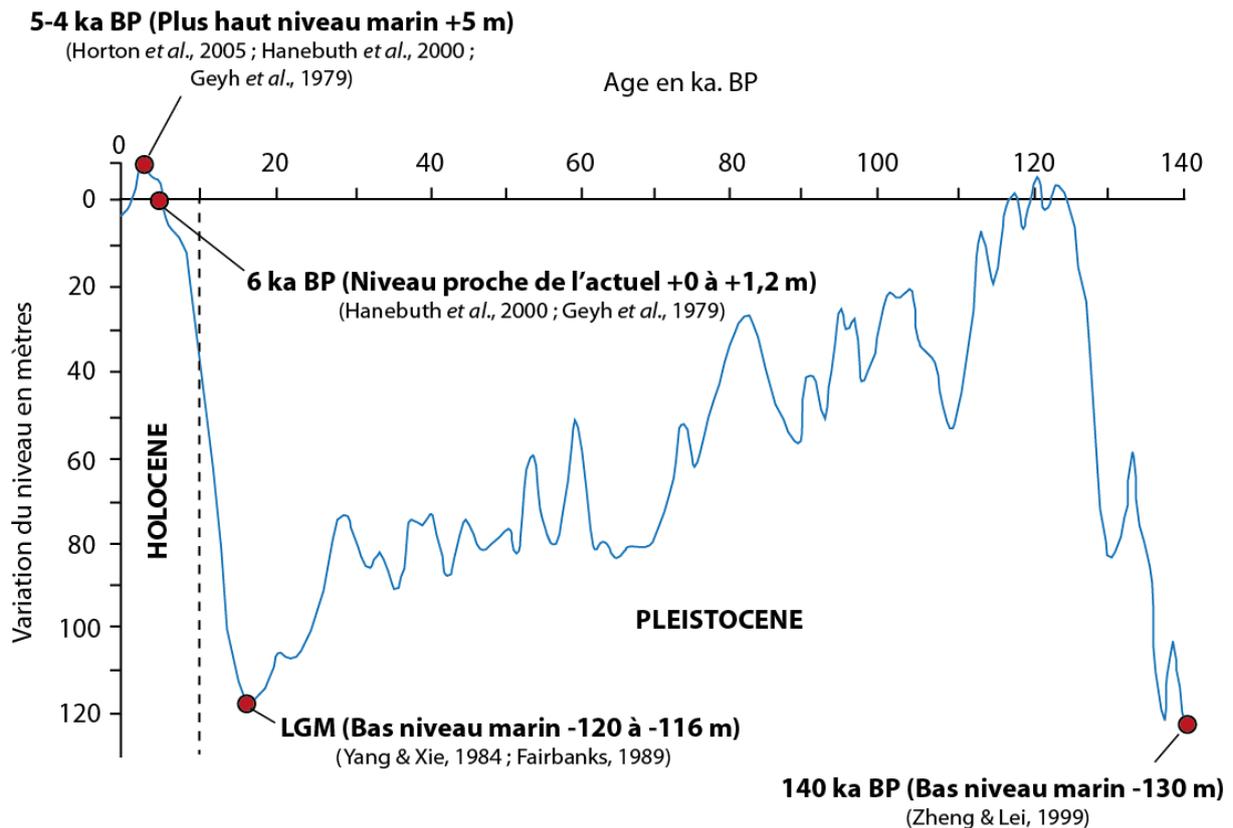


Figure 1.1 - Courbe des fluctuations du niveau marin pour les derniers 140 ka BP, basées sur les données isotopiques de carottages marins profonds et confirmées par les données des récifs coralliens soulevés de la Péninsule de Huon (Papouasie Nouvelle-Guinée) (d'après Shackleton, 1987 ; Chappell *et al.*, 1996, modifié).

Des reconstitutions fines de la transgression marine du dernier maximum glaciaire, entre 21 et 11 ka BP, ont également été tentées en Asie du Sud-Est, à l'image des travaux de Hanebuth *et al.* (2000). Il semble qu'initialement le niveau marin remonte doucement, passant de -116 m il y a 21 ka BP (**Fig. 1.3 A**) à -114 m il y a 19 ka BP, suggérant un taux de transgression de 0,10 m/100 ans. Entre 19 ka et 14,6 ka BP, la remontée s'accélère et passe à 0,41 m/100 ans. Il y a 14,6 ka BP, le niveau marin est d'environ -96 m par rapport au niveau actuel. Entre 14,6 et 14,3 ka BP, la remontée connaît une vive accélération puisque le taux est estimé à 5,33 m/100 ans, soit un gain de +16 m en seulement 300 ans. Cette soudaine accélération serait liée à une pulsation de fonte de glace. Il y a 14,3 ka BP, le niveau est estimé à -80 m. Le niveau marin poursuit ensuite sa remontée à des vitesses plus faibles de l'ordre de 1 m/100 ans. Il s'établit à -64 m il y a 13,1 ka BP, puis à -56 m en dessous du niveau actuel à la fin du Pléistocène. Au cours de cette période de transgression marine (de 22 à 11 ka BP), le Plateau de la Sonde supportait des lacs, alimentés par des rivières et quatre grands bassins fluviatiles, dont la rivière du Détroit de Malacca (Voris, 2000 ; Sathiamurthy & Voris, 2006) (**Fig. 1.3 A**).

Ces grands systèmes fluviaux étaient connectés à de nombreuses rivières et ont drainé les îles de Java, Sumatra et Bornéo, ainsi que le continent asiatique, allant de la Péninsule Malaise à l'Indochine (Tjia, 1980). Dans certains cas, ces larges systèmes fluviaux ont formé des vallées dans lesquelles la mer est venue s'engouffrer lors de la remontée du niveau marin (Hope, 2005). Aujourd'hui, ces systèmes fluviaux sont limités à l'Indochine, à la Péninsule Malaise et aux grandes îles (Sumatra et Bornéo) (Voris, 2000 ; Sathiamurthy & Voris, 2006). Les grands systèmes fluviaux ont servi de voies de communications entre les îles jusqu'à environ 13 ka BP. Les connexions terrestres établies entre les îles du Plateau de la Sonde et le continent asiatique sont probablement restées en place jusqu'à 11 ka BP. Puis, entre 11 ka BP et 9 ka BP, ces connexions ont été ennoyées (Voris, 2000 ; Sathiamurthy & Voris, 2006).

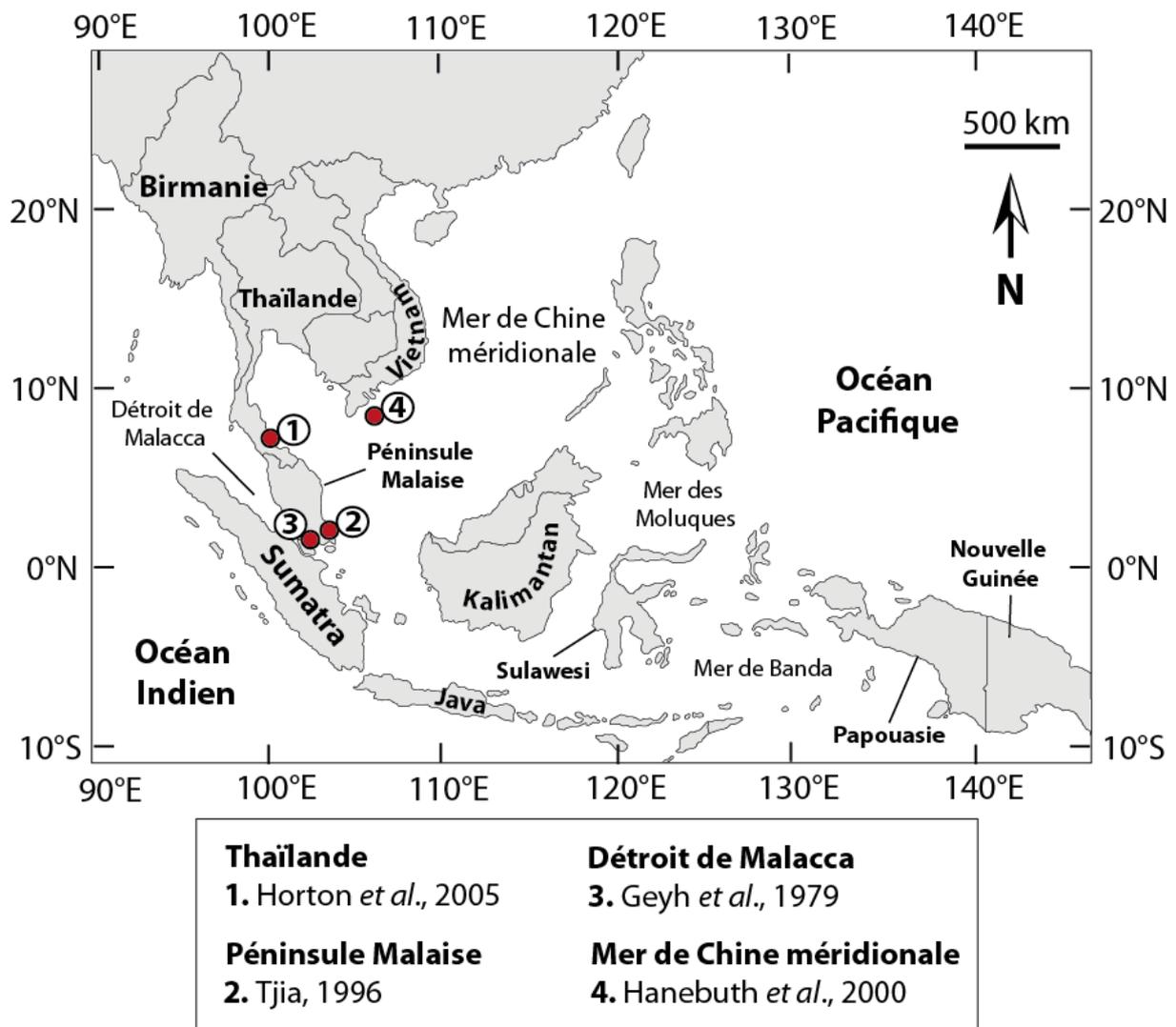


Figure 1.2 - Carte de localisation des sites évoqués dans le texte pour la reconstitution des fluctuations du niveau marin en Asie du Sud-Est au cours du Quaternaire (d'après Woodroffe & Horton, 2005, adapté).

1.1.1.3. La transgression marine holocène (10 ka BP à nos jours)

La transgression marine s'est poursuivie au cours de l'Holocène et a été mise en exergue par un certain nombre de travaux (Geyh *et al.*, 1979 ; Tjia *et al.*, 1983 ; Hesp *et al.*, 1998 ; Sathiamurthy & Voris, 2006), bien que, selon Woodroffe & Horton (2005), les reconstitutions du niveau marin à cette époque, en Asie du Sud-Est, restent limitées et fragmentées. A l'Holocène inférieur, il y a 10 ka BP, le niveau marin est de -51 m par rapport à aujourd'hui (Sathiamurthy & Voris, 2006). Lorsque le niveau marin atteint -30 m, la connexion terrestre entre Bornéo et Sumatra est perdue. Elle l'est également avec la Péninsule Malaise et l'île de Java peu de temps après, lorsque le niveau atteint -20 m par rapport à aujourd'hui, autour de 9 ka BP (**Fig. 1.3 B**). Il est cependant possible que de larges estuaires mettent encore en connexion Sumatra et la Malaisie (Voris, 2000). Il y a 8 ka BP, le niveau marin est de -12,8 m (Geyh *et al.*, 1979). Il approche son niveau actuel à l'Holocène moyen, il y a 6 ka BP (**Fig. 1.1**). A cette époque, Hanebuth *et al.* (2000) l'estiment au même niveau qu'aujourd'hui. Geyh *et al.* (1979) l'estiment quant à eux à +1,2 m. Cette stabilisation du niveau marin a permis de doubler la longueur du trait de côte par la submersion des plaines et la création de nouvelles îles (Bellwood, 1997). Cette stabilisation marine marque également une période de progradation rapide du littoral, associée à des constructions deltaïques et estuariennes et à l'apport de grands volumes de sédiments (Woodroffe, 2000). Puis, le niveau marin augmente de +5,5 mm/an (Horton *et al.*, 2005) et atteint +5 m entre 4,8 et 4,4 ka BP (Horton *et al.*, 2005), 4,2 ka BP (Hanebuth *et al.*, 2000) ou 4 ka BP (Geyh *et al.*, 1979) (**Fig. 1.1**). Cette augmentation, largement reconnue (Woodroffe, 2000), correspond au niveau le plus haut du Quaternaire, et coïncide avec l'optimum Holocène. Les valeurs estimées par les chercheurs ne font toutefois pas consensus et peuvent être très différentes. Haile (1971) et Geyh *et al.* (1979) estiment que le niveau de la mer s'établissait entre +2 m et +6 m par rapport à aujourd'hui. Tjia (1980) estime qu'une différence jusqu'à +50 m était possible. Quoi qu'il en soit, cette transgression marine a engendrée une submersion des plaines côtières et des deltas (Sathiamurthy & Voris, 2006) (**Fig. 1.3 C**). Ensuite se met en place une baisse graduelle à l'Holocène récent, d'environ 1,1 mm/an (Horton *et al.*, 2005), jusqu'à 1 ka BP, période depuis laquelle le niveau marin connaît sa valeur actuelle (Hanebuth *et al.*, 2000). Cet abaissement subséquent est également mis en avant par Geyh *et al.* (1979) à travers la datation d'un échantillon de tourbe récupéré à environ 2 m de profondeur et daté de 2 ka BP, ainsi que par la datation de deux restes de mangroves à 0,80 m de profondeur, datés à 1 ka BP. Depuis

1000 ans, le niveau marin relatif est stable dans la région (**Fig. 1.3 D**). L'extension continentale est submergée sous 40 à 200 m d'eau selon les lieux (*Whitten et al., 1984*).

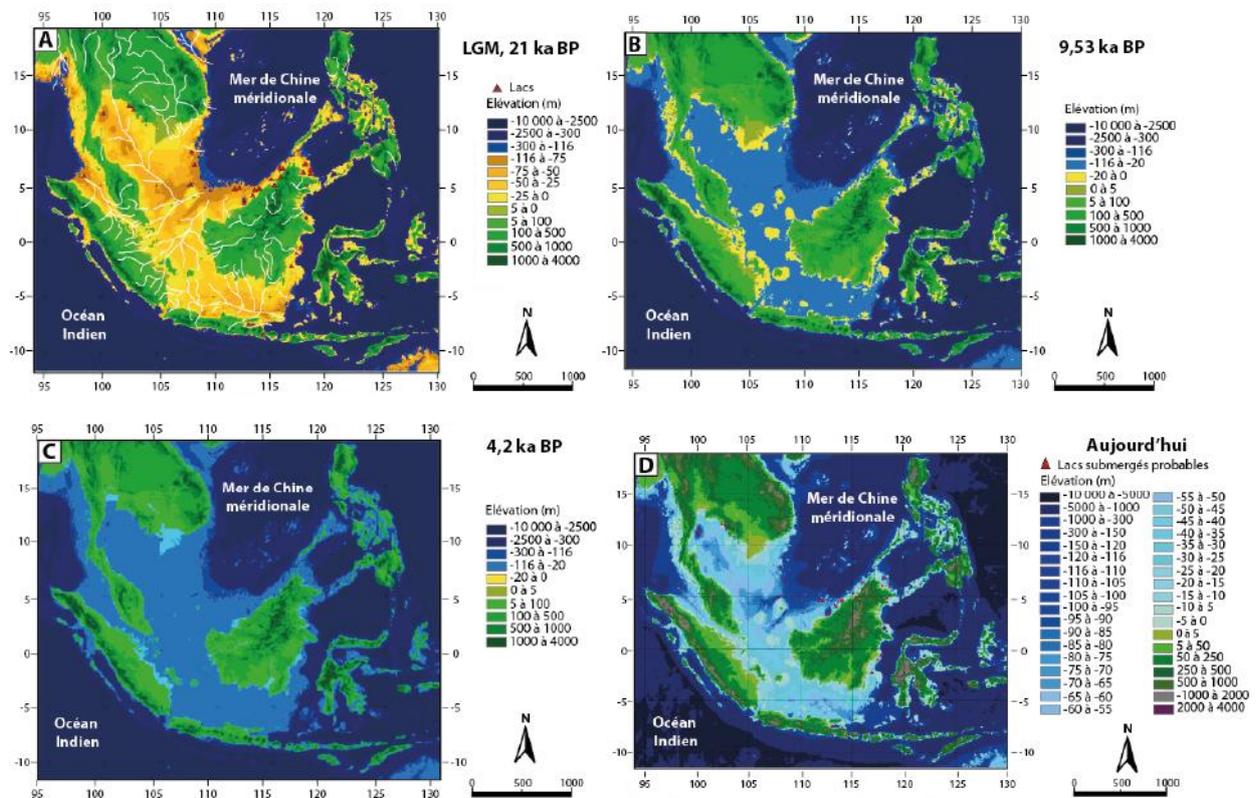


Figure 1.3 - Plateau continental de la Sonde (A) au LGM (21 ka BP), (B) à l'Holocène ancien (9,53 ka BP), (C) à l'Holocène moyen (4,2 ka BP), (D) de nos jours (d'après Voris, 2000 ; Sathiamurthy & Voris, 2006, modifié).

1.1.2. Fluctuations climatiques et réponses environnementales en Indonésie

La régression du niveau marin au cours des phases glaciaires du Pléistocène en Asie du Sud-Est a permis l'émergence d'une masse continentale plus volumineuse qu'aujourd'hui, en lien direct avec la variation climatique et la fonte des glaces. Ces changements climatiques se sont manifestés par un refroidissement thermique, une réduction globale des précipitations annuelles, et une plus grande saisonnalité des climats (*Heaney, 1991*) qui ont eu des conséquences importantes sur la modification de la couverture végétale et l'érosion des sols. Dans l'archipel indonésien comme ailleurs, il existe un certain nombre d'enregistrements de ces changements au cours du Quaternaire.

1.1.2.1. Constat général

La distribution de la végétation en Indonésie au cours du Pléistocène récent et de l'Holocène a fait l'objet d'une attention toute particulière (e.g. Anshari *et al.*, 2001 ; Dam *et al.*, 2001 ; Flenley & Morley, 1978 ; Haberle, 1998 ; Hope & Tulip, 1994 ; Maloney, 1980, 1981 ; Morley, 1980, 1982 ; Penny, 1999 ; Sémah *et al.*, 2004 ; Stuijts, 1984, 1993 ; Stuijts *et al.*, 1988 ; Sun *et al.*, 2000 ; Van der Kaars, 1991, 1998 ; 2001 ; Van der Kaars & Dam, 1995, 1997 ; Van der Kaars *et al.*, 2000 ; Walker & Flenley, 1979). Toutefois, les plaines de basses altitudes et les régions côtières restent encore relativement peu documentées (Van der Kaars, 2001 ; Hope, 2005) contrairement aux sites de montagnes, plus sensibles aux changements thermiques (Anshari *et al.*, 2001) (**Fig. 1.4**).

Le long des régions côtières ou sur la plateforme continentale de la Sonde, les variations végétales ont été claires entre les périodes glaciaires, marquées par une ouverture du paysage végétal, et les périodes interglaciaires, caractérisées par une expansion de la forêt tropicale humide et de la mangrove (Van der Kaars, 1991 ; Van der Kaars *et al.*, 2000). Dans les hautes et moyennes altitudes, de précieuses données sur les températures à partir des changements altitudinaux de la composition du couvert végétal ont été obtenues et ont permis de montrer l'existence de variations entre les périodes glaciaires et les périodes interglaciaires (Dam *et al.*, 2001). C'est par exemple le cas à Java Ouest (Stuijts, 1984 ; Stuijts *et al.*, 1988 ; Heaney, 1991 ; Van der Kaars & Dam, 1995, 1997), pour le nord et le centre-ouest de Sumatra (Maloney, 1980 ; Morley, 1982 ; Stuijts *et al.*, 1988) ou encore pour la Nouvelle-Guinée (Walker & Flenley, 1979) (**Fig. 1.4**).

1.1.2.2. Refroidissement et assèchement climatique au Pléistocène récent

Dans les régions montagneuses, un abaissement des limites altitudinales de la forêt de montagne à la fin du Pléistocène, suggèrent un climat plus froid qu'aujourd'hui. Pour certains sites, ces abaissements altitudinaux ont été compris entre 200 et 1700 m (Morley & Flenley, 1987 ; Sun *et al.*, 2000), impliquant une diminution de la température moyenne de 2 à 7°C par rapport à aujourd'hui (Sun *et al.*, 2000), ainsi qu'une perte de 0,8°C/100 m, au lieu de 0,6°C actuellement. Les abaissements des limites altitudinales de la forêt de montagne sont probablement liés à une baisse de l'humidité (Flenley, 1984 ; Morley & Flenley, 1987). Ces pertes thermiques ont parfois été très importantes, comme en Nouvelle-Guinée entre 18 ka BP et 15 ka BP (Flenley, 1979) où les valeurs étaient plus basses de 8 à 12°C par rapport à aujourd'hui (Morley & Flenley, 1987). Dans cette région, les prairies ouvertes étaient

largement répandues au-dessus de 2200 m d'altitude (Walker & Flenley, 1979). Les limites forestières supérieures se sont abaissées de 800 à 1000 m par rapport à aujourd'hui, lors du LGM.

A Sumatra et à Java, les limites altitudinales des forêts de montagnes au cours du Pléistocène supérieur étaient également inférieures aux limites actuelles. Des enregistrements polliniques ont montré des abaissements significatifs de l'ordre de 400 m par rapport à aujourd'hui au cours du Pléistocène récent et possiblement jusqu'à 600 à 800 m (Maloney, 1980, 1981 ; Morley 1982 ; Flenley, 1984 ; Stuijts, 1984). Dans la Province de Sumatra Nord, les analyses polliniques des sédiments palustres du marais de Pea Sim-Sim (Plateau sud du Lac Toba, à 1450 m d'altitude) ont révélé l'existence de changements de végétation au cours du Pléistocène supérieur (Maloney, 1980) (**Fig. 1.4**). L'enregistrement, qui couvre les derniers 18,5 ka BP, montre des variations du couvert végétal associées à des fluctuations climatiques froides et chaudes. Jusqu'à 16,5 ka BP, le site de Pea Sim-Sim est caractérisé par une mosaïque de forêts subalpines et de hautes montagnes (Maloney, 1980). Cette période correspond à des conditions climatiques froides. Une forêt de chênes commence à s'établir vers 16,5 ka BP et persiste jusqu'à 12 ka BP. Une amélioration climatique se dessine vers 12 ka BP (Maloney, 1980). Avant la phase d'amélioration climatique, la limite altitudinale de la végétation de montagne se trouve 350 à 500 m plus bas par rapport à aujourd'hui (Maloney, 1980). Les travaux de Stuijts (1984, 1988) dans la zone marécageuse du Lac Diatas (région Kerinci, centre-ouest de Sumatra, à 1535 m d'altitude) et pour le site de Bayongbong (Java Ouest, à 1300 m d'altitude) (**Fig. 1.4**), vont dans le sens des travaux de Maloney (1980) et de Morley (1980, 1982). Stuijts indique qu'au Pléistocène récent, la température en moyenne montagne était inférieure d'au moins 2°C par rapport aujourd'hui, comme l'indique Morley (1982) dans ses travaux à Sumatra Ouest. Il enregistre la présence d'un couvert végétal de haute montagne entre 18,2 ka et 12,4 ka BP à Diatas et Bayongbong, indiquant un abaissement de la limite de la forêt de montagne jusqu'à 1200 m ainsi qu'une baisse de la température moyenne jusqu'à 7°C par rapport à aujourd'hui. Van der Kaars & Dam (1995) confirment également cela pour Java Ouest (région de Bandung) (**Fig. 1.4**). A partir de 12,4 ka BP, Stuijts *et al.* (1988) indiquent que la végétation de montagne décline pour les deux sites et qu'elle disparaît totalement à partir de 11,5 ka BP pour le site Diatas. Ce changement témoigne d'une amélioration climatique qui se manifeste par un réchauffement.

Plus à l'est, à Sulawesi, le Lac Tondaro (680 m d'altitude) enregistre également une modification de la végétation lors de la dernière période glaciaire qui se manifeste par une

réduction majeure de la forêt tropicale humide et une ouverture du paysage par le développement d'une végétation herbacée (Dam *et al.*, 2001) (Fig. 1.4). A la transition Pléistocène supérieur/Holocène inférieur, le climat se réchauffe et la couverture forestière se densifie rapidement (Dam *et al.*, 2001).

Le refroidissement du climat au Pléistocène supérieur dans l'archipel indonésien s'accompagne parallèlement d'un assèchement (Van der Kaars & Dam, 1995, 1997). Ce dernier résulte d'une baisse des précipitations en lien étroit avec les changements du rapport des surfaces mers/terres (Van der Kaars *et al.*, 2000). Lors des épisodes de bas niveau marin, en périodes glaciaires, la surface en eau du Plateau continental de la Sonde, source majeure d'humidité et de chaleur dans la région, diminue drastiquement et laisse émerger de larges masses terrestres. La conséquence immédiate de cette configuration est une diminution de l'évaporation qui induit une baisse des précipitations et la mise en place de contrastes saisonniers plus marqués, sous une influence continentale plus prononcée (Walker, 1982 ; Heaney, 1991 ; Van der Kaars & Dam, 1995). Cet assèchement et cette saisonnalité sont également liés aux changements de circulations des courants marins et atmosphériques (moussons) (Walker, 1982 ; Van der Kaars & Dam, 1995 ; Sun *et al.*, 2000). *A contrario*, lors des hauts niveaux marins, en phase interglaciaire, la surface en eau du Plateau de la Sonde augmente, ce qui permet une évaporation plus importante et donc une augmentation des précipitations et des températures (Heaney, 1991).

L'assèchement du climat au cours du Pléistocène supérieur a conduit à une plus grande aridité perceptible jusqu'au niveau des limites des chaînes de montagnes, et a engendré une diminution du couvert végétal (Hope, 2005) associée à une érosion exacerbée (Gupta *et al.*, 1987). Verstappen (1975) souligne que la présence d'alluvions (sables et graviers) et de colluvions du dernier glaciaire, sur les plaines côtières occidentales de la Péninsule Malaise peut être liée à l'existence de savanes arborées à cette époque, ayant favorisé une intense érosion et conduit à une aggradation dans les régions côtières. Ces dépôts, caractéristiques des périodes glaciaires de la région, se retrouvent jusque sous le niveau marin actuel et sont connus comme étant des sources de cônes alluviaux laissés par le cours inférieur d'anciennes rivières. Gupta *et al.* (1987) soulignent aussi que la baisse des précipitations et leur caractère plus saisonnier lors des périodes glaciaires a entraîné une discontinuité du couvert végétal, une plus grande exposition des pentes, une intensification de l'érosion et une plus grande fourniture sédimentaire. Ils suggèrent que ces caractéristiques peuvent expliquer l'origine des alluvions grossières que l'on trouve à Singapour et le long des côtes de la Péninsule Malaise.

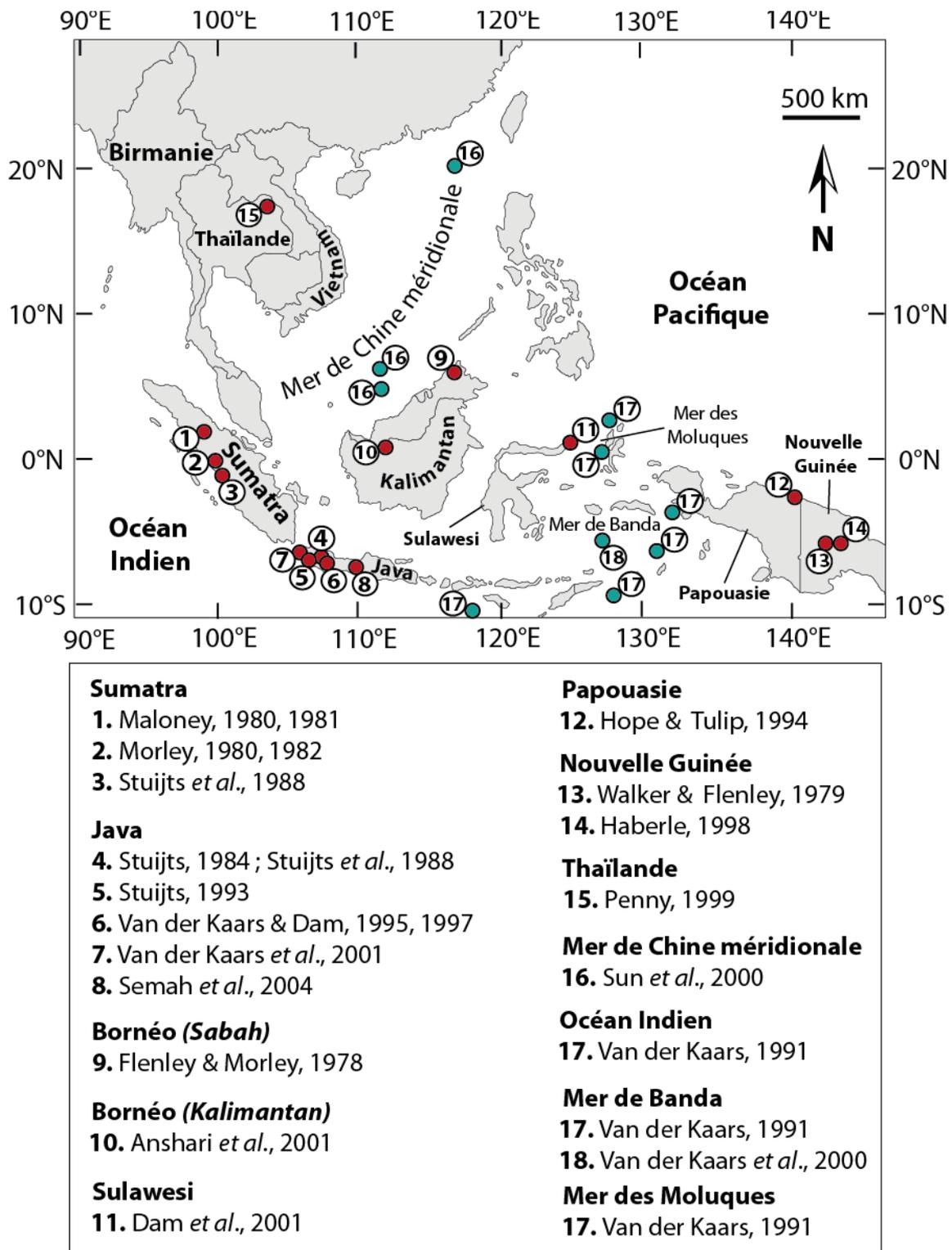


Figure 1.4 - Carte de localisation des études polliniques réalisées en Asie du Sud-Est et évoquées dans le texte (les points rouges se réfèrent aux sites de montagnes, et les points bleus aux sites de plaines ou côtiers) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

L'assèchement du climat indonésien lors des périodes froides n'est toutefois pas aussi généralisé que la baisse des températures et diffère d'un site à l'autre (Sun *et al.*, 2000). Dans le Bassin de Bandung (Java Ouest, à 665 m d'altitude), un assèchement est observé au cours de l'avant dernière glaciation, (135 ka BP), à la transition avec le dernier glaciaire (81 ka BP), puis lors de la dernière période glaciaire (47-16 ka BP) (Van der Kaars & Dam, 1995, 1997) (**Fig. 1.4**). Dans la Plaine de Bandung et les environs montagneux, ces phases d'assèchements climatiques se caractérisent par une réduction de la forêt marécageuse d'eau douce, remplacée par une végétation plus ouverte de type graminéenne. La limite altitudinale de la forêt de montagne s'abaisse légèrement. Van der Kaars & Dam (1995, 1997) suggèrent qu'une baisse de 30% des précipitations lors de ces phases glaciaires est possible et que les effets de cette baisse se sont faits bien plus ressentir sur les sites de plaines que dans les montagnes. Dans la région de Bandung, les effets de l'assèchement sur la végétation de montagne sont limités (Van der Kaars & Dam, 1995, 1997).

Dans le centre de Java, le Bassin d'Ambarawa (à 460 m d'altitude) enregistre également une phase d'assèchement climatique entre 21 ka BP et 15 ka BP (Semah *et al.*, 2004) (**Fig. 1.4**). Cette période est marquée par une couverture végétale herbeuse de prairie et une érosion importante des sols. La couverture forestière montagneuse est également plus basse par rapport à aujourd'hui. Les précipitations commencent à augmenter précocement à partir de 15 ka BP, permettant le développement de formations marécageuses au sein du bassin (Semah *et al.*, 2004).

Dans la Mer de Banda, dans l'extrême Est de l'archipel indonésien, l'analyse pollinique d'un carottage marin a révélé que les deux dernières périodes glaciaires avaient été caractérisées par des conditions climatiques plus sèches et plus froides, favorisant le développement de forêts de montagnes et d'un couvert végétal plus ouvert (Van der Kaars *et al.*, 2000) (**Fig. 1.4**).

1.1.2.3. Des conditions climatiques plus chaudes et plus humides à l'Holocène

Les périodes interglaciaires (SIM 5 et Holocène) se sont avérées être plus chaudes et plus humides et ont permis le développement et l'expansion de la forêt tropicale humide, des fougères et du couvert forestier (Van der Kaars *et al.*, 2000).

A Sumatra, les régions du Lac Toba et de Kerinci, situées entre 1000 et 1500 m d'altitude, ont fait l'objet de plusieurs études palynologiques à partir de carottages lacustres et palustres.

Dans la région de Kerinci, l'analyse des sédiments lacustres provenant du Lac de Padang (Sumatra Ouest), situé à 950 m d'altitude (Morley, 1980, 1982) (Fig. 1.4), révèle l'existence d'un changement de végétation au cours des derniers 10 ka BP. La forêt de haute montagne (1800-2000 m) domine jusqu'à 8,6 ka BP et se compose notamment de conifères. Cette dernière témoigne d'une période froide (Morley, 1982). Une forêt submontagnarde se met ensuite en place avec de nombreux chênes. Cette dernière témoigne d'une amélioration climatique qui se manifeste par un réchauffement. La végétation de haute montagne se réfugie alors vers les plus hautes altitudes (Morley, 1980, 1982). Cette amélioration climatique se manifeste entre 10 ka BP et 8 ka BP, et pourrait être liée à une augmentation de la température d'environ 2°C (Morley, 1982). Après cette phase, la végétation n'évolue guère jusqu'à 4 ka BP, époque à laquelle les premiers défrichements anthropiques se mettent en place dans la région (Morley, 1982).

Dans la Province de Sumatra Nord, des constatations similaires ont été faites grâce aux analyses polliniques des sédiments palustres du marais de Pea Sim-Sim (Plateau sud du Lac Toba, à 1450 m d'altitude) (Maloney, 1980) (Fig. 1.4). Il y a 7,5 ka BP, la végétation de montagne se fait plus rare. Une forêt marécageuse se met en place et domine le site. Cette dernière illustre un réchauffement climatique qui débute vers 9-8 ka BP (Maloney, 1980).

Les travaux de Stuijts (1984, 1988) dans la zone marécageuse du Lac Diatas (région Kerinci, centre-ouest de Sumatra, à 1535 m d'altitude) et pour le site de Bayongbong (Java Ouest, à 1300 m d'altitude) (Fig. 1.4), vont dans le sens des travaux de Maloney (1980) et de Morley (1980, 1982). Stuijts indique qu'à partir de 7,9 ka BP la végétation de montagne disparaît totalement à Bayongbong. Ce changement témoigne d'une amélioration climatique qui se manifeste par un réchauffement.

Parallèlement, ce réchauffement s'accompagne de conditions climatiques plus humides comme cela est avéré pour Java Ouest, au niveau du Lac Rawa (à 100 m d'altitude), où le couvert végétal s'est progressivement densifié, passant d'un couvert ouvert lors des périodes froides et sèches, à un couvert forestier associé à des fougères, à l'Holocène, sous des conditions plus chaudes et plus humides (Van der Kaars, 2001) (Fig. 1.4).

Cette tendance plus humide à l'Holocène semble correspondre à un événement d'ampleur régionale car on observe également des conditions climatiques plus humides vers 10 ka BP dans le nord-est de la Thaïlande (Penny, 1999), en Papouasie (Hope & Tulip, 1994), en Nouvelle-Guinée (Haberle, 1998), ou encore dans l'est de Java (Stuijts, 1993) (Fig. 1.4). En

revanche, pour ce qui est de Sumatra, rien n'indique à ce jour que le climat était plus sec au cours du Pléistocène supérieur ou plus humide à l'Holocène par rapport à aujourd'hui (Flenley, 1979 ; Morley, 1982 ; Morley & Flenley, 1987 ; Stuijts *et al.*, 1988).

1.1.3. Néotectonisme et impacts côtiers

L'Asie du Sud-Est insulaire (Sumatra, Java, Sulawesi, Timor, Papouasie, Nouvelle-Guinée) est le résultat de la collision des plaques tectoniques indo-australienne, eurasiennne, philippine et pacifique, depuis plusieurs millions d'années et notamment entre 15 et 3 Ma (Hamilton, 1979) (**Fig. 1.5**). La subduction de la plaque indo-australienne sous la plaque continentale eurasiennne se fait à la vitesse de 5,2 à 5,8 cm/an (Prawirodirdjo *et al.*, 1997). Au Quaternaire, bien que les caractéristiques majeures n'aient que peu évoluées (Hall, 2001), de nombreux changements paysagers ont eu lieu et ont été engendrés, entres autres, par des mouvements tectoniques de soulèvements et de subsidences (Katili & Tjia, 1969). Ces mouvements tectoniques ont laissé des traces distinctes dans le paysage, notamment le long des régions côtières, à l'image de ceux laissés par les changements du niveau marin, avec lesquelles ils interagissent étroitement dans cette région du monde (Verstappen, 1973). Ces manifestations tectoniques sont rarement datées (Katili & Tjia, 1969), et les taux moyens de soulèvements et de subsidences, difficiles à calculer et sans réelle utilité tant la tectonique régionale est complexe et variable (Bird & Ongkosongo, 1980). Les fluctuations du niveau marin quaternaire ajoutent également une difficulté supplémentaire (Miksic, 1977 ; Bird & Ongkosongo, 1980). Des recherches beaucoup plus détaillées sont nécessaires pour établir l'emplacement et l'étendue des différents rivages élevés et abaissés en Indonésie, et pour séparer les effets des oscillations climatiques sur le niveau de la mer de celles de l'élévation tectonique et de la subsidence (Miksi, 1977 ; Bird & Ongkosongo, 1980) ainsi que leur impact (quantitatif) réel sur les changements côtiers (Miksic, 1977). A Sumatra, il n'en reste pas moins que l'activité tectonique est un facteur majeur des changements côtiers (Miksic, 1977).

Loin de présenter l'ensemble des caractéristiques tectoniques de la région au cours du Quaternaire qui ont déjà fait l'objet de travaux très complets, notamment par Van Bemmelen (1949) et Hamilton (1979), nous nous focalisons ici sur quelques exemples de régions ayant fait l'objet de mouvements tectoniques notables, et de leurs impacts sur les changements côtiers, au cours du Quaternaire.

1.1.3.1. Les récifs coralliens et les terrasses de récifs élevés

L'une des manifestations les plus communes des soulèvements tectoniques quaternaires dans la région, et plus particulièrement dans l'est indonésien, est celles des récifs coralliens et des terrasses de récifs élevés le long des régions côtières (Bird & Ongkosongo, 1980). Leur soulèvement est généralement intermittent comme en atteste la succession de plusieurs niveaux. Cette élévation des régions côtières est la preuve de soulèvements récents datant du Quaternaire supérieur, au sein d'une zone géographique particulièrement dynamique d'un point de vue tectonique (Tjia *et al.*, 1974).

Dans l'est indonésien, à Sulawesi, au Timor, ou encore à Sumbawa, des taux de soulèvements rapides jusqu'à 12,5 mm/an au cours du Pléistocène récent ont été déduits à partir de datations radiocarbone des terrasses de récifs coralliens élevés (Tjia *et al.*, 1974). Cependant, le taux de soulèvement moyen dans cette partie de l'archipel est plus proche de 5 mm/an (Tjia *et al.*, 1974). Des récifs de corail ont ainsi été élevés jusqu'à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau marin actuel (Katili & Tjia, 1969). Au Timor, sur le Mont Dirun (**Fig. 1.5**), des récifs ont été signalés jusqu'à une hauteur de 1283 m au-dessus du niveau marin actuel (Kuenen, 1950). A l'est du Timor, dans la Mer de Banda, l'île de Dai (**Fig. 1.5**) révèle 15 niveaux de terrasses atteignant 620 m au-dessus du niveau marin actuel (Katili & Tjia, 1969). Sur l'île d'Atauro (**Fig. 1.5**), des terrasses de récifs soulevées ont été datées, et leur taux de soulèvement a été estimé à 0,5 m par millénaire au cours du Quaternaire récent (Chappel & Veeh, 1978). Au large de la Papouasie occidentale, dans la Mer de Banda, sur l'île de Nuhuroa (**Fig. 1.5**), une dizaine de niveaux plats sont présents dans des calcaires de récifs à une altitude de seulement 22 m au-dessus du niveau de la mer actuel (Tjia, 1965). A Sulawesi, où les côtes ont été très dynamiques d'un point de vue tectonique, de nombreuses terrasses issues des soulèvements ou des basculements tectoniques sont observables sur de nombreux secteurs côtiers. Les récifs coralliens élevés jusqu'à 600 m au-dessus du niveau marin actuel en témoignent (Bird & Ongkosongo, 1980). Des hautes terrasses de récifs sont également présentes. Au sud de Sulawesi, l'île de Binongko (**Fig. 1.5**) présente par exemple une succession de 14 terrasses de récifs élevées, dont la plus haute se situe à 200 m au-dessus du niveau marin actuel (Kuenen, 1933, in Bird & Ongkosongo, 1980). L'île de Muna (**Fig. 1.5**), qui est inclinée, se compose de terrasses de récifs allant jusqu'à 445 m de haut par rapport au niveau de la mer (Verstappen, 1960).

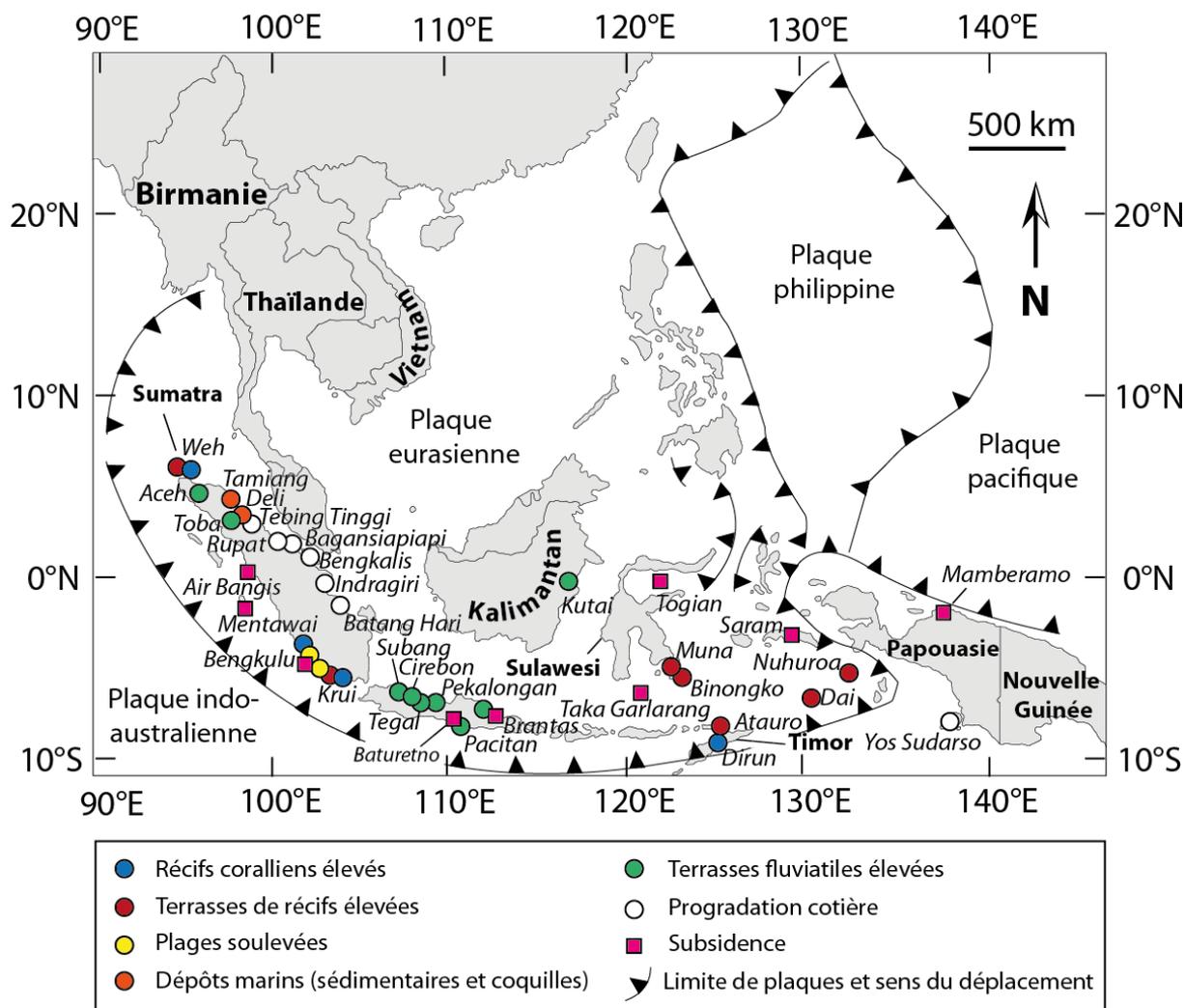


Figure 1.5 - Carte du système tectonique indonésien de zone de subduction (d'après Hamilton, 1979) et localisation des traces laissées par les mouvements tectoniques dans le paysage côtier indonésien, évoquées dans le texte (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Dans l'ouest indonésien, des soulèvements tectoniques ont également été enregistrés et ont aussi mis en place des récifs coralliens et des terrasses de récifs élevées le long des côtes. A Sumatra, sur la façade occidentale, dans les Provinces de Bengkulu et de Lampung, au sud-ouest de l'île, les récifs coralliens soulevés du Pléistocène et de l'Holocène sont très répandus, en particulier sur les promontoires près de Krui et Bengkulu (**Fig. 1.5**) où ils sont élevés à 30 m au-dessus de la mer (Bird & Ongkosongo, 1980). Près de Krui se trouve une terrasse d'une hauteur de 100 m qui diminue à 50 m sur une distance de 15 km vers le nord-ouest (Verstappen, 1973). Cette terrasse et sa configuration témoignent d'un soulèvement tectonique (Van Bemmelen, 1949). Dans l'extrême nord de l'île, au large de la Province d'Aceh, l'île de Weh (**Fig. 1.5**) présente de nombreuses terrasses à 20, 40 et 100 m d'altitude

(Zwierzycki, 1916, in Verstappen, 1973) avec des restes de récifs coralliens, marquant un soulèvement tectonique considérable de l'île (Verstappen, 1973). Ces traces de soulèvements se retrouvent également le long de la côte orientale de cette petite île volcanique où l'on trouve des blocs inclinés et une zone de graben. D'autres terrasses et récifs sont également observés ailleurs sur certains promontoires dans le nord de Sumatra (Verstappen, 1973). Sur la côte orientale, certains secteurs des Provinces de Sumatra Nord et de Riau ont également fait l'objet de soulèvements tectoniques récents. C'est notamment le cas de Tebing Tinggi (à 60 km au sud-est de Medan) (**Fig. 1.5**), de la Péninsule de Bagansiapiapi et des îles de Rupa et Bengkalis (**Fig. 1.5**) (Verstappen, 1973). Plus au sud, l'estuaire d'Indragiri, situé au sud de la Province de Riau, ainsi que l'estuaire de Batang Hari (**Fig. 1.5**), dans la Province de Jambi, traversent d'immenses étendues marécageuses d'époque Holocène, dans lesquelles de grandes quantités de sédiments provenant de l'érosion des tufs volcaniques amonts, ont été déposés par les rivières. Le soulèvement tectonique de la région a très probablement été l'un des facteurs explicatifs majeurs de l'importante largeur de ces plaines et de leur rapide progradation sur le Détroit de Malacca (Verstappen, 1973). Toutefois, il semble que la région du Détroit de Malacca a été stable au moins au cours de l'Holocène (Keller & Richards, 1967 ; Geyh *et al.*, 1979).

1.1.3.2. Les plages quaternaires soulevées et les dépôts marins

A Sumatra, le long de la côte ouest, des bancs de sable ont été identifiés jusqu'à 200 m au-dessus du niveau de la mer (Fennema, 1887, in Katili & Tjia, 1969). Dans les Provinces de Bengkulu et de Lampung, les plages soulevées du Pléistocène et de l'Holocène sont répandues et étendues (Bird & Ongkosongo, 1980). Dans la région de Deli, sur la côte est de Sumatra Nord (**Fig. 1.5**), des sédiments quaternaires marins ont été observés et atteignent une hauteur de 60 m au-dessus du niveau de la mer (Fennema, 1887, in Katili & Tjia, 1969). De l'argile marine noire avait déjà été rapportée à environ 8 km de la côte actuelle et à seulement 1 m de profondeur (Koekstra 1893, in Obdeijn, 1941 ; Tjia *et al.*, 1968). Aussi, la distribution des dépôts de coquilles marines au sein de la plaine de Deli (**cf. 1.2.1.3 de ce chapitre**) fournit des preuves de soulèvements tectoniques au cours du Quaternaire récent pour la région (Van Bemmelen, 1970). Leur élévation de plusieurs mètres au-dessus du niveau marin actuel est dû à des soulèvements tectoniques de l'ordre de 5 m dans la région de Medan, et de 10 m dans la région de Tamiang (100 km plus au nord) (**Fig. 1.5**) (Van Bemmelen, 1970).

A Java, dans la partie sud-ouest de l'île, ce sont des crêtes de plages soulevées de 400 m depuis le Pléistocène moyen qui ont été décrites (Pannekoek, 1949, in Katili & Tjia, 1969). Plus à l'est, au Timor, dans le graben central de l'île, des sédiments littoraux ont été identifiés entre des récifs du Pléistocène et sont situés jusqu'à 655 m au-dessus du niveau marin actuel (De Bruyne, 1941, in Katili & Tjia, 1969). A Sulawesi, des dépôts de plages associés à de jeunes récifs coralliens ont été mentionnés à partir d'une trentaine de mètres au-dessus du niveau marin actuel (Katili & Tjia, 1969). En Papouasie, les mouvements tectoniques ont également influencé l'évolution des régions côtières, notamment dans le nord et le sud (Bird & Ongkosongo, 1980). Au sud par exemple, l'île de Yos Sudarso, située près de l'embouchure de l'estuaire de la rivière Digul (Fig. 1.5 et 1.6), a progradé de manière substantielle au cours de la période 1903-1945 (selon la comparaison d'une carte de 1903 et d'une photographie aérienne de 1945) du fait d'un soulèvement tectonique récent (Fig. 1.6) (Verstappen, 1964 a).

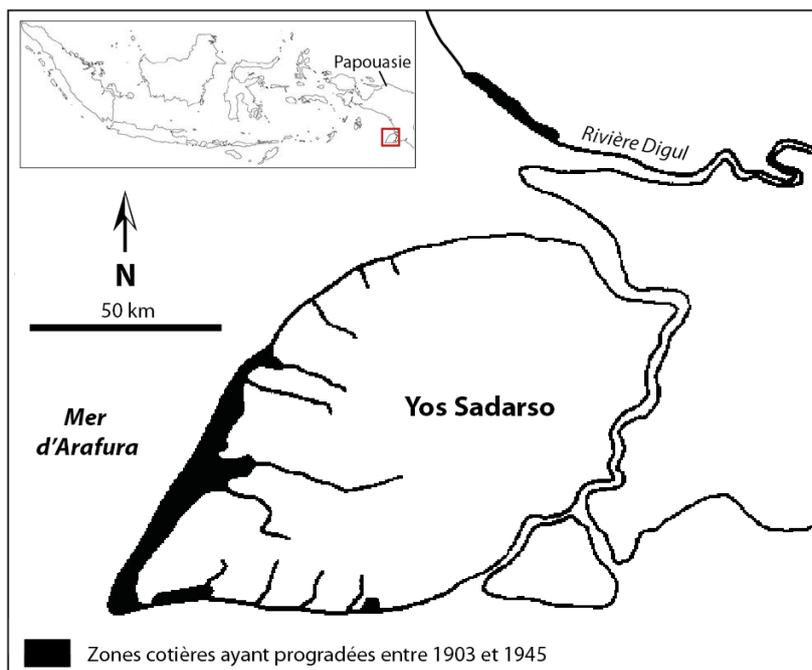


Figure 1.6 - Progradation côtière (1903-1945) de l'île de Yos Sudarso, sur la côte sud-ouest de la Papouasie (d'après Verstappen, 1964 a)

1.1.3.3. Les terrasses fluviales élevées

Dans les terres, ce sont les terrasses fluviales élevées qui enregistrent les mouvements tectoniques verticaux (Katili & Tjia, 1969). A Sumatra Nord, les terrasses du Lac Toba (Fig. 1.5) ont été soulevées de plus de 110 m après leur formation au Pléistocène récent (Verstappen, 1961). Plus au nord, la Province d'Aceh (Fig. 1.5) offre également des terrasses

fluviales jusqu'à une centaine de mètres de hauteur, témoignant de soulèvements tectoniques récents (Van Bemmelen, 1949).

A Java Ouest et Centre, près de Subang (**Fig. 1.5**), des niveaux de terrasses fluviales jusqu'à 65 m au-dessus des cours d'eau actuels sont présents (Tjia, 1964, 1965). Des terrasses fluviales reposant sur des sédiments pliocènes ou plus récents, sont également observées dans les régions voisines de Pekalongan, Tegal et Cirebon (**Fig. 1.5**), jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de hauteur au-dessus des cours d'eau actuel (Kemmerling, 1915 ; Morh, 1909, in Tjia *et al.*, 1968). On retrouve aussi des terrasses d'une trentaine de mètres de hauteur dans la partie orientale de l'île, le long de la rivière Solo, au niveau des collines de Kendeng (**Fig. 1.5**) (Tjia., 1964, 1965). Toujours dans la région de Java Est, la région de Pacitan (**Fig. 1.5**) offre trois séries successives de terrasses fluviales à 250 m, 125 m et 50 m au-dessus des cours d'eau actuels. Le début de leur mise en place est daté du Pléistocène moyen et leur succession témoigne de soulèvements tectoniques intermittents (Pannekoek, 1949, in Tjia *et al.*, 1968 ; Katili & Tjia, 1969).

Enfin, sur l'île de Bornéo, dans la partie orientale de Kalimantan, la région de Kutai (**Fig. 1.5**) est pourvue de plusieurs successions de niveaux de terrasses holocènes de 90-80 m, 50-40 m, 25 m, 10-12 m et 1 m de hauteur (De Sitter, 1948, in Katili & Tjia, 1969).

Dans les terres, les soulèvements tectoniques augmentent les taux de dénudations des sols, lesquels sont directement reflétés par la charge sédimentaire transportée par les cours d'eau (Tjia *et al.*, 1968). Les bassins versants abrupts et très actifs tectoniquement, comme ceux que l'on rencontre dans l'arrière-pays indonésien, qui plus est, sujet à une mousson importante, augmentent de manière disproportionnée les volumes de sédiments apportés sur les littoraux (Milliman & Meade, 1983 ; Milliman & Syvitski, 1992). Par exemple, à Java, les taux de sédiments évacués par les rivières Solo et Brantas (1200-1600 t/km²/an) (Hoekstra, 1993) sont parmi les plus élevés au monde et sont directement comparables aux quantités évacuées par le Gange, le Brahmaputra ou encore le Meghna, en Inde. L'évacuation de ces sédiments vers les zones avals côtières conduit dans l'arc insulaire indonésien à l'édification rapide de grands deltas et à une mobilité et un changement régulier des distributaires (Woodroffe, 2000). Dans divers cas, il a été montré que plusieurs milliers de mètres cubes de sédiments avaient été évacués par dénudation vers les zones côtières dans les régions tectoniques au cours d'une partie du Quaternaire (Rutten, 1938).

1.1.3.4. Les mouvements de subsidence

Des mouvements de subsidence quaternaires ont également été enregistrés dans l'archipel Indonésien bien que moins facilement démontrés (Bird & Ongkosongo, 1980). Les abaissements les plus importants ont notamment été recensés dans la partie orientale de l'archipel où le jeune âge des dépressions marines est avéré. Les mouvements de subsidence ont très certainement débuté au Néogène supérieur pour se prolonger graduellement au cours du Quaternaire, impliquant des soulèvements actifs au niveau des zones terrestres bordant les dépressions profondes au large (Katili & Tjia, 1969). Des sédiments pliocènes ont par exemple été élevés jusqu'à 3000 m d'altitude sur l'île de Séram, dans l'Archipel des Moluques (Fig. 1.5). Dans la Mer de Séram, des récifs ennoyés ont été identifiés à des profondeurs comprises entre 1300 et 1600 m sur une distance de près de 5 km (Umbgrove, 1947, in Katili & Tjia, 1969). Toutes proches, les îles de Togian (Fig. 1.5), au large de Sulawesi, dans la Mer des Moluques, ont récemment fait l'objet d'une subsidence d'une quarantaine de mètres, tout comme le groupe d'atoll de Taka Garlarang (Fig. 1.5) au sud de Sulawesi, dans la Mer de Florès, qui a été abaissé au cours du Pléistocène d'environ 2 mm/an.

En Papouasie, la subsidence a grandement influencé l'évolution du littoral (Bird & Ongkosongo, 1980). Sur la côte nord par exemple, le delta Mamberamo (Fig. 1.5 et 1.7) sujet à une subsidence tectonique active et récente, est en cours d'évolution majeure. Ce dernier a cessé de progresser sur la mer au cours des dernières décennies. Ses rives occidentales montrent un élargissement des cours d'eau et une migration vers la terre des mangroves tandis que le flanc oriental est bordé de crêtes de plages partiellement submergées avec des arbres morts. Toutes ces caractéristiques indiquent une subsidence en cours, probablement due au compactage des sédiments sous leur propre poids et à une diminution de la production sédimentaire de la rivière due à une zone de subsidence intérieure qui intercepte les sédiments. Cette dernière se caractérise par une vaste zone humide composée de lacs, de zones marécageuses et de mangroves (Fig. 1.7) (Vertsappen, 1964). Selon Bird & Ongkosongo (1980), il est probable que dans l'archipel indonésien, l'affaissement isostatique soit en cours dans les zones occupées par les grands deltas où les charges massives de sédiments dépriment la croûte sous-jacente. Woodroffe (2000) affirme que les sédiments apportés par les rivières chargent les plateformes côtières et augmentent leur subsidence. Dans certains cas, le poids des sédiments et l'eau causent une subsidence généralisée qui est compensée par l'apport de nouveaux sédiments ou la formation de marécages d'eau douce à l'arrière des mangroves ou des barrières de plages (Hope, 2005). Pour ce qui est des systèmes

deltaïques, là où ils ne sont plus maintenus ou dans le cas où ils progradent par sédimentation fluviale ou littorale (dérive littorale), ils sont susceptibles de développer des embouchures et des baies car leur immersion accompagne leur affaissement (Bird & Ongkosongo, 1980).

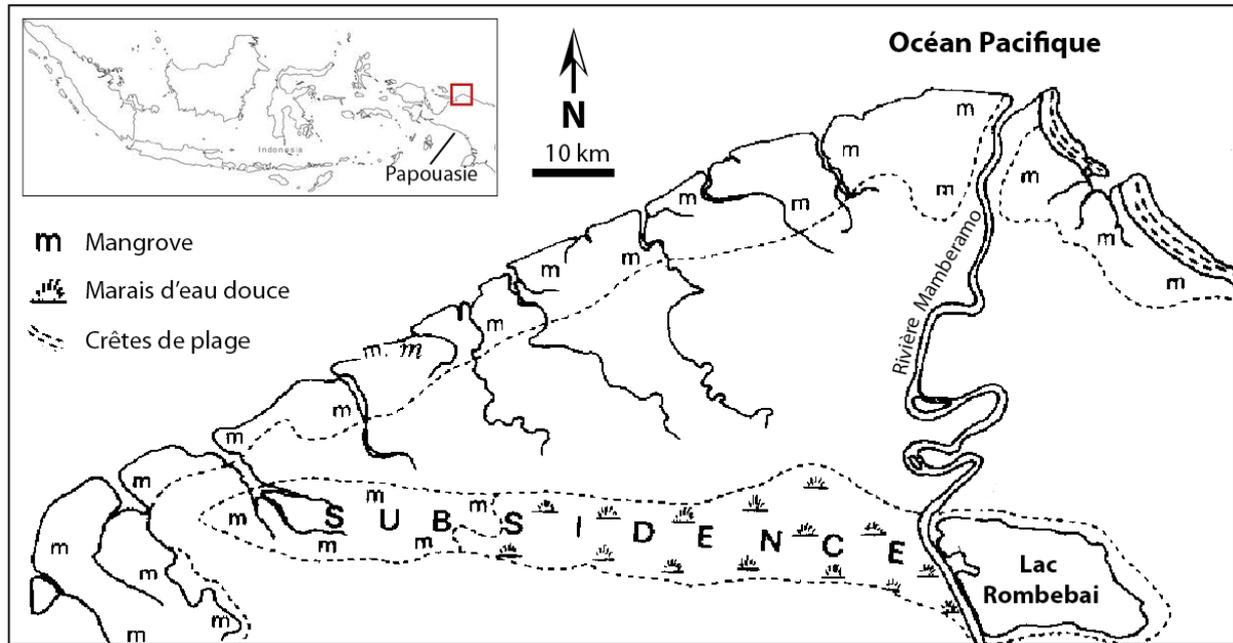


Figure 1.7 - Le delta de Mamberamo sur la côte nord de la Papouasie (d'après Verstappen, 1964 a).

Dans la partie occidentale de l'archipel indonésien, des abaisssements tectoniques ont également été rapportés le long des côtes. C'est le cas à Sumatra, le long des côtes ouest de l'archipel des Mentawai (Fig. 1.5) (Hondius van Herwerden, 1910, in Tjia *et al.*, 1968 ; Verstappen, 1973). Plus au sud, au large de la Province de Bengkulu, un plateau submarin a été identifié à une cinquantaine de mètres de profondeur et a été interprété comme étant le résultat d'une subsidence au cours du Quaternaire. Cet abaisssement a engendré en contrepartie la formation de terrasses côtières de 45 m au-dessus du niveau marin actuel le long de la côte de Bengkulu (Van Es, 1916, in Katili & Tjia, 1969). Plus au nord, dans la Province de Sumatra Ouest, à la limite avec la Province de Sumatra Nord, la nature marécageuse de la plaine côtière d'Air Bangis (Fig. 1.5) pourrait être due à un affaissement tectonique (Verstappen, 1973). Selon Verstappen (1973), la répartition et la largeur des plaines alluviales et des zones marécageuses le long de la côte orientale de Sumatra fournit des informations quant à l'emplacement des zones de soulèvements et de subsidences. Selon lui, ces plaines ne sont pas strictement déterminées par le seul taux de sédimentation des rivières mais le sont également en grande partie par la tectonique récente (Quaternaire) qui résulte de mouvements crustaux verticaux de subsidences et de soulèvements. Par exemple, la plaine orientale

alluviale est plus étroite au nord qu'au sud soit parce que la sédimentation a été plus lente, soit au moins parce que la subsidence subséquente a été plus rapide (Verstappen, 1973).

A Java, le Bassin intérieur de Baturetno (**Fig. 1.5**) a été causé par un affaissement local au cours du Pléistocène récent ou plus récemment et a engendré une inversion du drainage par la mise en place d'une importante vallée sèche au sud en direction de l'océan Indien (Pannekoek, 1949, in Katili & Tjia, 1969). Sur la côte nord-est de l'île, la présence d'argile marine à plus d'une centaine de mètres de profondeur dans le delta de la rivière Brantas (**Fig. 1.5**) témoigne de sa subsidence (Duyfjes, 1938, in Tjia *et al.*, 1968). Malgré son abaissement tectonique, le delta continue à prograder de 50 à 100 m/an grâce aux apports sédimentaires considérables que la rivière Brantas transporte et dépose. La ville de Modjokerto atteste de cette progradation, car au XIV^{ème} siècle AD elle était accessible aux navires. Aujourd'hui, elle est située à environ 40 km du littoral (Duyfjes, 1938 ; Pannekoek, 1949, in Tjia *et al.*, 1968).

1.1.4. Volcanisme et impacts sur les changements côtiers

Les paysages volcaniques quaternaires sont très répandus au sein de l'archipel indonésien, notamment à Sumatra et à Java (Hope, 2005). Ils sont associés aux zones de subduction des plaques tectoniques indo-australienne et pacifique, au contact avec la plaque eurasiatique, et édifient des strato-volcans andésito-basaltiques (**Fig. 1.8**) (Van Bemmelen, 1949 ; Verstappen, 1973) caractéristiques des zones de subductions terre/océan (Van Bemmelen, 1949).

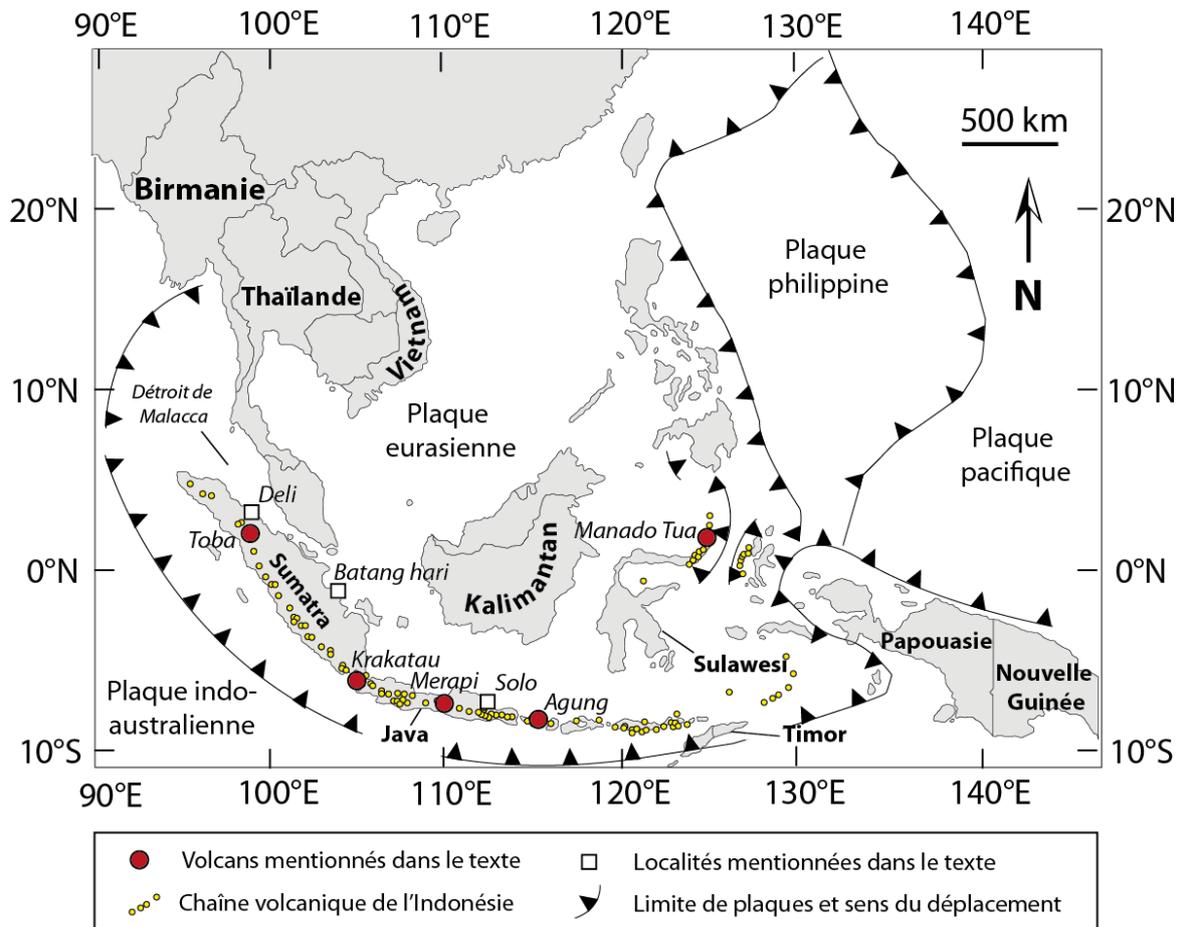


Figure 1.8 - Carte du système volcanique indonésien de zone de subduction, et localisation des volcans évoqués dans le texte (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

L'activité volcanique de la région, très intense, contribue à augmenter la dénudation par l'édification des reliefs et la production de matériel pyroclastique, de lahars et de cendres (Tjia *et al.*, 1968). Ce matériel est parfois redistribué très loin de sa source d'émission et peut s'étendre sur de vastes zones, jusqu'au niveau des régions côtières, qu'il peut modifier en profondeur (Verstappen, 1973). C'est le cas à Sumatra, à la suite de la dernière grosse éruption du Toba (**Fig. 1.8**), il y a 74 ka BP (Chesner & Rose, 1991 ; Chesner, 1998 ; Chesner & Luhr, 2010 ; Chesner, 2012). Considérée comme la plus grande éruption du Quaternaire (Chesner, 2012), elle a fourni 2800 km³ de tufs volcaniques (Chesner & Rose, 1991 ; Chesner, 1998 ; Chesner & Luhr, 2010 ; Chesner, 2012). Ces dépôts d'ignimbrites ont recouvert une large partie nord de Sumatra, jusqu'au niveau de l'Océan Indien et du Détroit de Malacca, de part et d'autre de l'île (Westerveld, 1947 ; Van Bemmelen, 1949 ; Aldiss & Ghazali, 1984 ; Chesner, 2012). Ces dépôts ont eu un impact majeur sur le drainage de certaines vallées de l'île (Verstappen, 1973 ; Cameron *et al.*, 1982), et très certainement sur la progradation du trait de côte. Cependant, aucune étude pouvant en attester n'a été recensée.

Plus largement, des dépôts de cendres couvraient également de grandes portions de l'Asie du Sud, y compris tout le sous-continent de l'Inde (Chesner, 2012), la Péninsule Malaise (Westerveld, 1947), la Mer Arabique et la Mer de Chine méridionale (Chesner & Lurh, 2010). Au total, 20 000 à 30 000 km² de surface ont été recouverte par des dépôts d'ignimbrites du Toba (Westerveld, 1947 ; Aldiss & Ghazali, 1984 ; Chesner & Rose, 1991 ; Chesner, 2012) sur une épaisseur moyenne de 400-500 m, et localement jusqu'à 600 m, diminuant à une cinquantaine de mètres dans les zones de plantation de la plaine côtière orientale (Druif, 1932, in Westerveld, 1947).

Qu'ils soient issus ou non du Toba, les produits des éruptions volcaniques quaternaires à Sumatra recouvrent la plupart de la côte orientale septentrionale (Druif, 1938, in Miksic, 1979 ; Verstappen, 1973) et méridionale de l'île (Verstappen, 1973) ainsi que les piémonts de la chaîne montagneuse des Barisan. Seule une étroite bande côtière récente formée d'alluvions sépare les dépôts volcaniques de la plaine du Détroit de Malacca (Verstappen, 1973). La plaine de Deli est par exemple entièrement recouverte de produits fluvio-volcaniques provenant de l'altération des tufs Toba et des laves d'autres éruptions (Verstappen, 1973)

La progradation du littoral indonésien à partir de dépôts volcaniques est avérée seulement pour quelques secteurs de l'archipel. C'est notamment le cas des îles Krakatau, dans le Détroit de la Sonde, à la suite de l'explosion du volcan Krakatau en 1883 (**Fig. 1.8**) (Ongkosongo, 2010). Ce dernier a entraîné l'éjection d'environ 18 km³ de pierres ponceuses et de cendres qui ont largement recouverts les environs et notamment les côtes. L'accrétion des dépôts côtiers a entraîné une progradation de certaines îles, ainsi que l'édification temporaire d'îles. L'explosion a également entraîné l'effondrement de la caldeira du volcan (Bird & Ongkosongo, 1980). Depuis 1927, une nouvelle île s'est développée au centre de la caldeira avec des phases de progradations rapides dans les années 1940 et au début des années 1960 (**Fig. 1.9**) (Zen, 1969, in Bird & Ongkosongo, 1980). À Java comme à Bali, les volcans actifs du Merapi et d'Agung ont également fourni de grandes quantités de sédiments pyroclastiques à la côte (**Fig. 1.9**) (Ongkosongo, 2010). Les volcans éteints représentent aussi d'importants stocks de matériaux volcaniques et sédimentaires qui par leur démantèlement lié aux processus d'érosion, fournissent à la côte de volumineux dépôts, comme sur l'île de Manado Tua à Sulawesi (**Fig. 1.9**) (Ongkosongo, 2010).

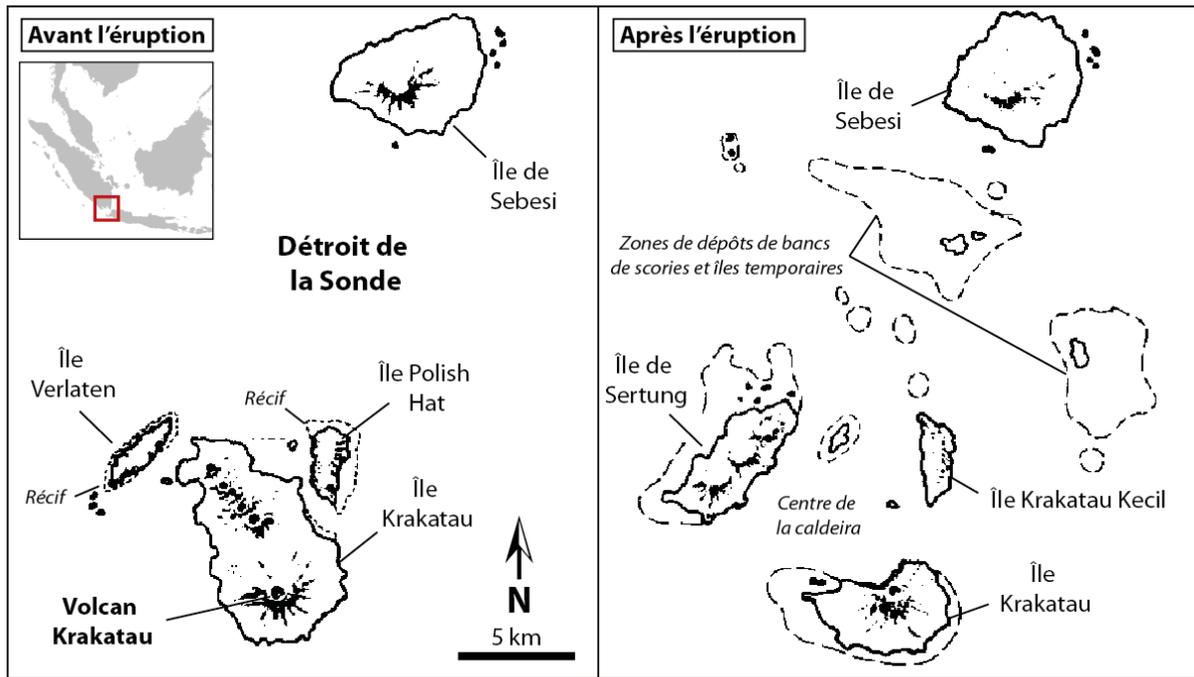


Figure 1.9 - Le Krakatau et ses environs avant et immédiatement après l'éruption de 1883 (in Bird & Ongkosongo, 1980, adapté).

Ces sédiments volcaniques, transportés par les rivières et déposés en contre-bas le long des côtes, ont rapidement édifiés de grands deltas et de vastes plaines côtières, à l'image du delta Solo, à Java Est (**Fig. 1.9**) dont la majorité des sédiments limoneux et argileux qui le compose sont dérivés de l'intense altération de l'arrière-pays volcanique (Bird & Ongkosongo, 1980). Les crêtes de plage, nombreuses sur le littoral nord de l'île, sont également issues de sédiments volcaniques apportés par les rivières drainant l'arrière-pays volcanique, et contribuent à l'avancée du littoral (Bird & Ongkosongo, 1980). A Sumatra, dans les Provinces de Jambi et de Sumatra Sud, les débris volcaniques qui ont rempli et fait prograder la plaine côtière au cours de périodes antérieures, pourraient avoir provoqué les taux d'accrétion les plus élevés (Chambers, 1980). La plaine deltaïque de Batang Hari, dans la Province de Jambi, est riche en tufs volcaniques quaternaires provenant de l'arrière-pays (Verstappen, 1973).

Verstappen (1973) souligne également que les roches volcaniques se prêtent particulièrement bien à la dégradation rapide et intensive des reliefs sous des conditions climatologiques tropicales humides, comme à Sumatra, et que cette dégradation induit un fort taux de limons dans les rivières et une rapide progradation des plaines alluviales côtières. Aussi, lorsque des sources volcaniques fournissent à ces rivières une charge suffisante de matériaux grossiers, des cônes fluvio-volcaniques peuvent se déverser dans les plaines. C'est le cas dans la plaine

de Deli avec la « formation de Medan » qui constitue un vaste dépôt fluvio-volcanique quaternaire en forme d'éventail (Cameron *et al.*, 1982).

1.2. Homme et milieu à Sumatra au Quaternaire

1.2.1. Les relations Homme-Milieu au cours de la période préhistorique

Dans l'archipel indonésien, les hommes sont présents depuis bien longtemps. Sur l'île de Java, les premiers hominidés, appelés *Homo erectus* ou *Pithecanthropus erectus* (Van Heekeren, 1972 ; Bellwood, 2007) sont datés entre 1,8 et 1,6 Ma BP (Sémah, 1986 ; Swisher *et al.*, 1994). Malgré cette ancienneté, l'histoire du peuplement en Indonésie reste relativement mal connue et très fragmentaire pour ce qui est de la Préhistoire. Nous présentons ci-dessous les principaux moments du peuplement de l'île de Sumatra et les interactions que l'Homme a entretenues avec son milieu.

1.2.1.1. Les premiers hominidés (Pléistocène moyen)

A Sumatra, peu de sites préhistoriques ont été découverts. Les connaissances sur cette période sont encore assez pauvres. Toutefois, des traces lithiques du passage d'*Homo erectus* ont été enregistrées près du village de Padang Bindu (**Fig. 1.10**), dans la Province de Sumatra Sud (Forestier, 2007). Les bifaces qui y ont été retrouvés sont typiquement acheuléens et sont attribués au Paléolithique ancien. Ils sont estimés entre 400 et 200 ka BP (Forestier, 2007). L'impact de ces premiers hominidés sur le milieu reste imperceptible, comme ailleurs dans l'archipel (Hope, 2005). Toutefois, vivant de chasse et de cueillette, l'*Homo erectus* n'a probablement eu que peu d'effets sur son environnement.

1.2.1.2. L'arrivée et le peuplement de l'Homme moderne (Pléistocène récent/Holocène ancien)

L'arrivée de l'Homme moderne *Homo sapiens* dans l'archipel indonésien a lieu vraisemblablement vers 100 ka BP (Détroit, 2002), voire plus récemment (Swisher *et al.*, 1996), depuis l'Asie continentale, par une vague successive, par la mer et la terre (Bellwood, 2007). A cette époque, *Homo sapiens* n'est encore qu'un chasseur-cueilleur itinérant (Bellwood, 2007).

A Sumatra, des traces de son passage ont été observées dans la grotte de Tjianko Panjang (**Fig. 1.10**), sur les hauteurs de la région de Kerinci, à l'ouest de la Province de Jambi (Bronson & Asmar, 1975). Tjianko Panjang fournit des restes fauniques et des fragments d'os

humains, associés à un grand nombre d'outils en obsidiennes (Forestier, 2007), dont un niveau a été daté par radiocarbone à 10 ka BP (Bronson & Asmar, 1975). Aussi, aucune trace d'agriculture, ni même de domestication animale n'a été retrouvée parmi les vestiges. Il semble que les habitants de Tjianko Panjang ont exploité les produits de la forêt sauvage sans pratiquer une véritable agriculture, et que leur impact sur l'environnement a été peu marqué.

1.2.1.3. Le Hoabinhien et l'enregistrement des premières interactions avec le milieu (Pléistocène récent/Holocène ancien)

L'enregistrement des premiers impacts humains avérés sur l'environnement sumatranais coïncide en partie avec la civilisation des chasseurs-cueilleurs Hoabinhiens². Cette civilisation, originaire du continent asiatique (Glover, 1977, 1979), s'est installée dans l'archipel indonésien via la Thaïlande et la Péninsule Malaise peu de temps avant la remontée du niveau marin maximale, au début de l'Holocène (Forestier, 2007). A Sumatra, des groupes d'Hoabinhiens se sont installés sur le littoral oriental nord, entre l'actuelle ville de Medan et la rivière Tamiang (**Fig. 1.10**) (Van Heekeren, 1972 ; Forestier, 2007). Ces groupes ont laissé des vestiges de leur passage, tels que de gigantesques accumulations coquillères correspondant à leurs rejets culinaires, associés à des outils, des os d'animaux et d'humains, et des artefacts (Van Heekeren, 1972 ; Glover, 1977 ; Edwards McKinnon, 1991 ; Forestier, 2007). L'ancienneté de ces amas de coquilles à Sumatra Nord a été avérée grâce à l'obtention d'une première datation (non calibrée) de 7340 ± 360 ans BP à Sukajadi (**Fig. 1.10**), près de Medan (Bronson & Glover, 1984), confirmée peu de temps après par Edwards McKinnon (1990) qui obtient une date de 7500 ans BP sur le site de Sukajadi Pasar III, dans la même zone (**Fig. 1.10**). Toutefois, dans ses recherches sur l'histoire du peuplement de Sumatra, Edwards McKinnon (1990) fait débiter les accumulations de coquilles auxquelles sont associés les outils taillés hoabinhiens à 10-12 ka BP et suggère que ces accumulations devaient probablement se trouver sur le littoral au début de l'Holocène (Edwards McKinnon, 1991). De nos jours, la plupart de ces accumulations ont été ensevelies sous les sédiments

² Le Hoabinhien désigne originellement un faciès lithique du paléolithique supérieur sud-est asiatique et tire son nom du site éponyme de Hoa Binh (Nord Viêt Nam) (Forestier, 2007). Il s'agit d'une culture attribuée à l'homme moderne, caractérisée par des instruments taillés avec des types assez variés et de façonnements assez primitifs. Les outils sont souvent taillés sur une seule face, avec un nombre plus ou moins important d'instruments en os (Forestier, 2007).

déposés le long de la côte progradante au cours des deniers millénaires et se situent à une distance d'environ 10-15 km du littoral (Van Heekeren, 1972 ; Bellwood, 2007).

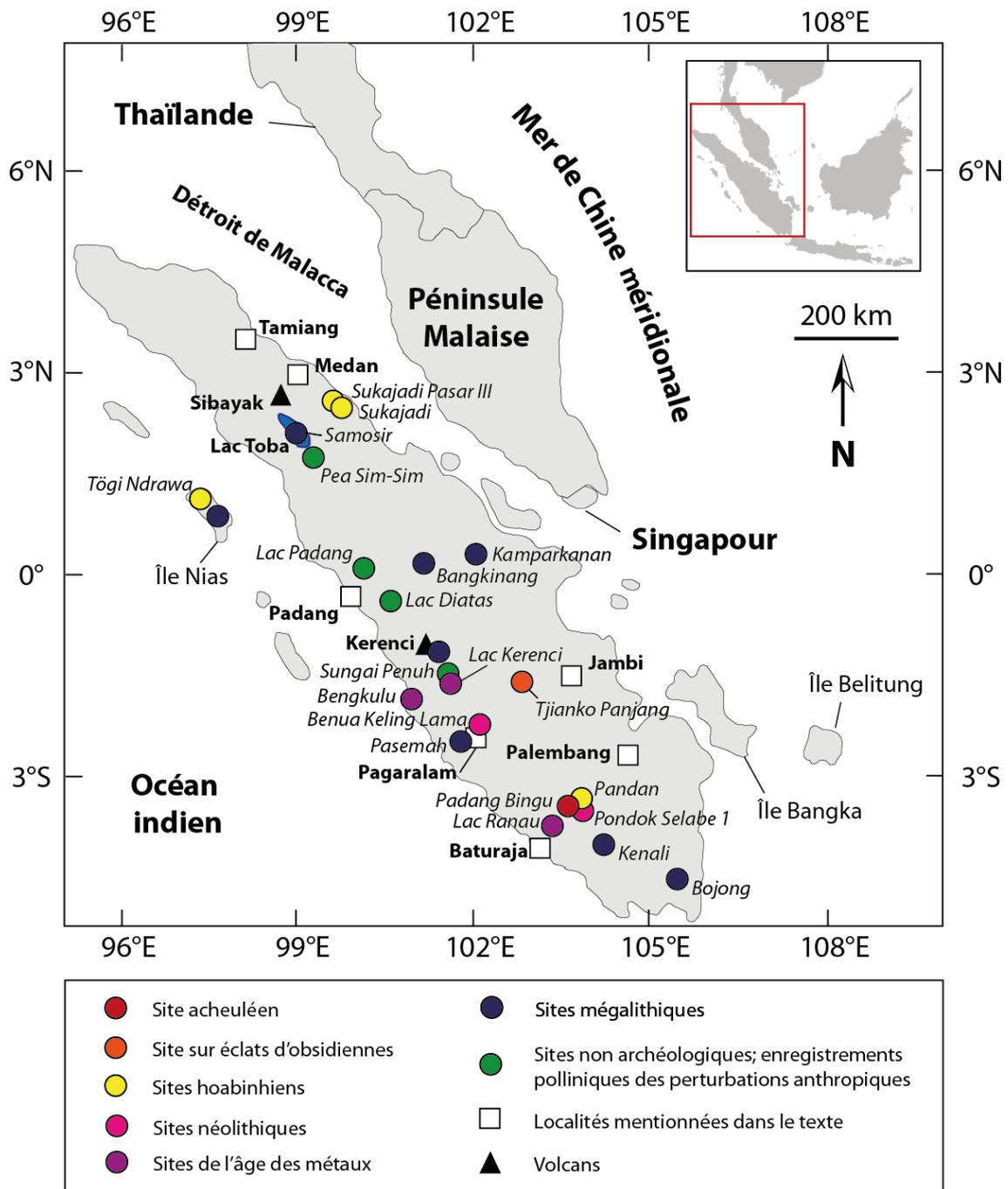


Figure 1.10 - Sites préhistoriques et enregistrements polliniques des perturbations anthropiques à Sumatra, évoqués dans le texte (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

D'autres sites hoabinhiens, en grotte cette fois-ci, ont également été découverts et fournissent des données sur les migrations de ces groupes sur l'île au début de l'Holocène, il y a 10 ka BP, depuis les rivages de la région de Medan (Forestier, 2007). Par exemple, sur l'île de Nias

(côte occidentale de Sumatra Nord), la grotte de Tögi Ndrawa (**Fig. 1.10**) offre une imposante stratigraphie qui marque la transition entre le Pléistocène et l'Holocène où le remplissage archéologique mis au jour est compris entre 12 000 et 900 ans BP (Forestier *et al.*, 2005). L'assemblage lithique, notamment composé d'unifaces hoabinhiens, associé à des milliers de coquilles brûlées consommées, confirment l'ancienneté de l'occupation des Hoabinhiens sur l'île, comme le suggérait Edwards McKinnon en 1991.

D'autres groupes se sont également installés plus au sud de l'île, au début de l'Holocène, dans la grotte de Pandan (**Fig. 1.10**), dans le massif de Mandang Bindu, non loin de Baturaja (Sumatra Sud) là même où des sites acheuléens avait déjà été découverts (Forestier *et al.*, 2006). Les fouilles qui y ont été entreprises récemment indiquent l'occupation des chasseurs-cueilleurs Hoabinhiens entre 9 et 6,5 ka BP (Forestier *et al.*, 2006).

Peu de choses sont connues sur cette civilisation, mais leur culture semble avoir été l'un des principaux instigateurs du développement de l'agriculture en Asie du Sud-Est (Glover, 1979 a). Les Hoabinhiens ont probablement défriché et sélectionné des espèces de plantes pour leur consommation (Bellwood, 2007). Glover (1977, 1979a) suggère qu'ils ont récolté des plantes sauvages ou semi-domestiquées. Il semble également qu'ils aient apporté avec eux un certain nombre d'espèces de plantes consommables telles que le bancoulier (*Aleurites*), le palmier à bétel (*Areca*), le concombre (*Cucumis*), le bétel (*piper*) ou encore la courge (*Lagenaria*), pour ne citer qu'eux (Glover, 1979 a). Cependant, les preuves de telles pratiques ne sont pas avérées partout (Bellwood, 2007).

A Sumatra, les données provenant des séquences polliniques, bien que rares et diffuses (Whitten *et al.*, 1984) sont principalement issues des hautes terres et attestent d'une influence anthropique sur le couvert végétal, en lien avec les activités de déforestation et d'agriculture, à partir de 7,5 ka BP. Ces influences sont très bien enregistrées sur le site de Pea Sim-Sim, dans la région du Lac Toba, dans la Province de Sumatra Nord (**Fig. 1.10**) (Maloney, 1980). Dans la Province, des preuves d'agriculture plus anciennes, à partir de 9,2-8 ka BP ont également été avancées mais sont moins convaincantes. Les enregistrements les plus concluants apparaissent à partir de 6,2 ka BP (Maloney, 1980), comme dans la Province de Sumatra Ouest, au niveau du Lac Diatas, près de Padang (**Fig. 1.10**) où des preuves de perturbations anthropiques sur le couvert végétal sont enregistrées à partir de 6 ka BP (Stuijts, 1984 ; Stuijts *et al.*, 1988).

Ailleurs en Asie, l'enregistrement des premières pratiques agricoles, à partir des séquences polliniques, est très mitigé et diffus (Hope, 2005 ; Bellwood, 2007). Les premières déforestations ont lieu à partir de 11 ka BP à Taïwan (Tsukada, 1967) et l'agriculture débute entre 14 et 8 ka BP en Thaïlande (Gorman, 1969, 1971). En Thaïlande, Penny (2001) a trouvé des augmentations constantes de charbons de bois après 6,4 ka BP, lesquelles ont été suivies par une importante diminution de certains taxons d'arbres. L'agriculture impliquant la production de céréales, telles que le riz et le mil, est en cours en Chine depuis 8 ka BP (Chang, 1986) et se serait ensuite répandue à Taïwan, en Thaïlande, ainsi qu'à Sumatra, il y a au moins 5 ka BP (Maloney, 1996). La culture de tubercules dans les hautes terres apparaît à la même époque en Nouvelle-Guinée. Dans cette région, des preuves archéologiques de la pratique de l'agriculture, datant de 9 ka BP, ont été enregistrées (Golson, 1977 ; White & Allen, 1980), tout comme pour la culture du riz, probablement pratiquée à partir de 6 ka BP à Sulawesi (Glover, 1977, 1979).

Le développement des activités agricoles en Asie est probablement lié au réchauffement climatique postglaciaire ainsi qu'à l'augmentation de la population et à sa sédentarisation (Bellwood, 2007). Ces pratiques agricoles ont engendré des déforestations dès l'Holocène ancien (à partir de 7 ka BP) au sein des principales vallées montagneuses, et ont eu pour conséquences une augmentation de la fourniture sédimentaire des pentes les plus exposées (Golson & Hughes, 1980). Cependant, à Sumatra, il n'existe aucune étude montrant l'impact direct et intrinsèque que ces déforestations pionnières ont eu sur l'apport sédimentaire.

1.2.1.4. Les hominidés modernes du Néolithique (Holocène moyen à récent)

En Asie du Sud-Est, le Néolithique débute entre 3,5 et 2,5 ka BP selon Van Heekeren (1972) et entre 3 et 2 ka BP selon Bellwood (2007), avec l'intensification de la dégradation de la forêt primaire et de l'activité agricole. Cette dernière devient fixe et est associée à une augmentation de la population (Haberle, 1994). Cette période marque notamment le début de la domestication du mil sauvage (*Setaria italica*) et du riz glutineux (*Oryza sativa* et *Oryza perennis*) dans les hautes terres, bien qu'il ne soit pas possible à ce jour de dire avec précision quand le riz domestiqué est arrivé en Asie du Sud-Est (Van Heekeren, 1972). A ces céréales, et depuis plus longtemps, sont associées les cultures du Taro (*Colocasia antiquorum*), de l'igname (*Dioscorea alata*), de la banane (*Musa sapientum*) de l'arbre à pain (*Artocarpus communis*), de la coco (*Cocos nucifera*) le long des côtes ou encore du Sagoutier (*Metroxylon sagu*), notamment dans l'est indonésien (Van Heekeren, 1972). La domestication de certains

animaux marque également l'entrée dans le Néolithique qui, avec le développement de l'agriculture, engendre une sédentarisation de l'Homme moderne (Van Heekeren, 1972).

Le Prénéolithique et le Néolithique sont de loin les époques préhistoriques les moins bien connues à Sumatra, du fait d'un manque crucial de prospections, de repérages de sites, de fouilles programmées et d'analyses (assemblage lithique, céramiques, datations, *etc.*) (Forestier, 2007). Les données sont principalement issues de ramassages en surface qui attestent de la présence de lames polies, en silex ou en calcédoine, de sections quadrangulaire (Duff, 1970, in Forestier, 2007) et de poteries plus ou moins variées, décorées et élaborées (Bellwood, 2007). Les données tirées de fouilles archéologiques sont assez rares et souvent dépourvues d'informations stratigraphiques (Forestier, 2007).

A Sumatra, l'existence d'un Néolithique est avérée pour la partie sud (Bellwood, 2007). La grotte de Pondok Selabe 1 (**Fig. 1.10**), fournit une chronologie et une succession culturelle holocène remarquable et inédite de l'île (Forestier, 2007). Ce site offre une stratigraphie présentant trois niveaux archéologiques et chronologiques très bien définis, compris entre 4,5 ka et 1,8 ka BP (Simanjuntak & Forestier, 2004 ; Simanjuntak *et al.*, 2005 ; Forestier *et al.*, 2006). D'autres sites néolithiques encore plus vieux ont été découverts, à l'image de Benua Keling Lama, près de Pagaram (**Fig. 1.10**), où un niveau avec des restes de céramiques et un fragment d'herminette polie a été daté à 3,5 ka BP (Guillaud, 2006, in Forestier, 2007).

Bellwood (2007) suggère qu'à Sumatra, comme à Java, les sites néolithiques qui étaient localisés le long des anciennes régions côtières ont été ensevelis sous plusieurs mètres d'alluvions, à l'image des amas coquilliers du Hoabinhien de Sumatra Nord, et qu'ils sont ainsi indisponibles pour la recherche.

A l'Holocène récent (Néolithique), la plupart des sites montrent des signes de l'impact de l'Homme sur les forêts et les tourbières qui se manifestent par une augmentation des charbons de bois, l'apparition de plantes domestiques et de végétations secondaires, très bien enregistrées dans les diagrammes polliniques, ainsi qu'une augmentation des dépôts sédimentaires fins argileux et limoneux (Haberle, 1994). Les déboisements deviennent permanents à partir de 3 ka BP (Bellwood, 2007). A Sumatra, ces perturbations ont été enregistrées dans les assemblages polliniques. Toutefois, les données disponibles sont rares et concernent principalement la région du Toba, dans la Province de Sumatra Nord, ainsi que celle de Kerinci, plus au sud (**Fig. 1.10**).

Dans la région du Toba, l'enregistrement pollinique du site marécageux de Pea Sim-Sim (1450 m d'altitude) (**Fig. 1.10**), indique des déboisements au Néolithique, à 4,5 BP ([Maloney, 1980](#)). Ces derniers s'accroissent et deviennent majeur à la fin du Néolithique, à 1 ka BP. L'augmentation des pollens de graminées dans les enregistrements polliniques devient alors importante ([Maloney, 1980](#)). La région fournit également des preuves d'existence de la culture du riz vers 2 ka BP ([Maloney, 1990](#)). Cette culture apparaît ensuite continue à partir de 1,7 ka BP jusqu'à nos jours ([Maloney, 1990](#)). Plus au sud, dans la région de Kerinci, la haute vallée de Sungai Penuh (**Fig. 1.10**) fournit des preuves de perturbations du couvert végétal liées aux activités humaines à 4 ka BP ([Morley, 1980, 1982](#)). Des enregistrements assez similaires ont aussi été obtenus dans la Province de Sumatra Ouest à partir d'un marais situé sur le pourtour du Lac de Padang (950 m) dans la région de Kerinci (**Fig. 1.10**). L'enregistrement pollinique indique un défrichage du marais et des feux de déboisements plus récents à partir de 2 ka BP ([Morley, 1980, 1982](#)). [Maloney \(1985\)](#) indique que les hautes terres de Sumatra Nord et centre sont sujettes à des déboisements majeurs à partir de 2,5 ka BP. D'autres enregistrements polliniques n'indiquent toutefois aucun déboisement important avant 1 ka BP ([Flenley, 1988](#) ; [Stuijts, 1993](#)).

Plus généralement en Asie du Sud-Est et au cours de l'Holocène récent, les déboisements et les changements d'utilisation des terres dans les bassins versants ont entraîné une augmentation des taux de sédiments apportés aux vallées puis aux systèmes deltaïques et estuariens, accélérant leur remplissage et leur progradation sur la mer. Des augmentations sédimentaires allant jusqu'à trois fois les charges de sédiments pré-déforestation ont été estimées pour les rivières de Java et Bornéo ([Bird, 1985](#) ; [Staub & Esterle, 1993](#)). A Sumatra, à notre connaissance, les études à ce sujet manquent. Nous n'avons à ce jour recensé aucun travail géomorphologique quant à l'apport de charges sédimentaires directement lié à l'anthropisation, au cours du Néolithique.

1.2.1.5. Les Hommes de la période des métaux (Holocène récent)

Le début de l'âge des métaux dans l'archipel indonésien débute avec l'apparition en simultané d'artefacts en cuivre, en bronze et en fer, provenant essentiellement du continent asiatique au cours des derniers siècles BP ([Bellwood, 2007](#)). L'importance réelle de cette période n'est pas clairement établie du fait d'un manque de documentation, de données et de datations ([Bellwood, 2007](#)).

A Sumatra, la période des métaux n'est pas clairement définie. Souvent, les découvertes archéologiques n'ont pas de localisation précise et le nombre de trouvailles est relativement faible (Van Heekeren, 1958). Des artefacts en bronze datant d'environ 3 ka BP ont été découverts près du Lac Kerenci et du Lac Ranau (Sumatra Sud), et près de Bengkulu et de Bangkinang (Province de Riau) (Fig. 1.10) (Van Heekeren, 1958). A cette époque, l'île est également connue pour abriter les principales concentrations de monuments en pierres (mégolithes) préhistoriques d'Indonésie (Fig. 1.10) dont la principale concentration se situe dans la Province de Sumatra Sud, sur le Plateau de Pasemah, près de Pagaralam (Fig. 1.10) (Van Heekeren, 1958). Les mégolithes de Pasemah sont contemporains de l'âge du Bronze-Fer (moins de 3 ka BP), probablement de 100 AD (Van Heekeren, 1958 ; Heine-Gelde, 1972 ; Glover, 1979 b). Des mégolithes plus récents ont été découverts dans la Province de Sumatra Nord, au niveau de la région du Toba (Fig. 1.10). Ces derniers pourraient dater de 2 ka BP (Van Heekeren, 1972).

Très peu de choses sont connues sur le mode de vie des populations vivant à Sumatra au cours de l'âge du Bronze-Fer, si ce n'est qu'elles pratiquaient l'agriculture. Cependant, rien n'est connu quant à leurs interactions avec leur environnement (Whitten *et al.*, 1984).

1.2.2. Les impacts humains sur la côte-est de Sumatra Nord au cours de la période historique

A Sumatra, la frontière entre la Préhistoire et l'Histoire n'est pas clairement établie. Les archéologues et les historiens ont souvent produit des données contradictoires (Bronson, 1979). En dépit de cette constatation, l'Histoire de l'île est bien mieux documentée et connue que celle des périodes les plus reculées de la Préhistoire. Miksic (1979) en donne un aperçu dans sa thèse. Ci-dessous, nous présentons les grandes interactions Hommes/milieu de la côte-orientale de la Province de Sumatra Nord, au cours de la période historique.

1.2.2.1. Cultures traditionnelles et commerce international

Dans la Province de Sumatra Nord, les étrangers ont un attrait précoce pour les produits de la région (Perret, 1994). En effet, des sources écrites montrent que dès les premiers siècles de notre ère, les chinois font venir des produits originaires des forêts montagneuses, notamment du camphre, du benjoin ainsi que de la résine de pin (Wolters, 1967). Le camphrier et l'arbre à benjoin, les plus recherchés, poussent au-dessus de 300 m, d'altitude, dans la chaîne volcanique des Barisan, au nord et à l'ouest du Lac Toba (Fig. 1.11 B) (Perret, 1994). Le camphrier pousse naturellement dans les bois sans être cultivé (Marsden, 1783).

Probablement à partir de 200 AD, les Indiens s'établissent sur la côte (Heine-Gelde, 1972) et s'intéressent au camphre à partir du IV^{ème} siècle AD. Ils en importent de grandes quantités à partir du début du VI^{ème} siècle AD (Wolters, 1967).

Ces exportations commerciales précoces de produits naturels illustrent l'intégration ancienne de cette région dans un réseau commercial international (Wolters, 1967). Cette situation a entraîné la mise en place d'un réseau d'échanges entre les hautes terres productrices et les basses terres dépourvues de produits (Miksic, 1979). Des traces d'anciennes installations anthropiques datant de la première moitié du dernier millénaire AD, retrouvées sur la côte, ainsi que dans l'arrière-pays de Deli jusque dans la région du Lac Toba, attestent de l'existence de ces relations (**Fig. 1.11 A**) (Miksic, 1979, 1980). Les effets sur l'environnement de ces installations anthropiques et de leurs activités traditionnelles d'horticultures, tournées vers le commerce, ont probablement été très faibles (Whitten *et al.*, 1984). Toutefois, il convient de souligner que les sources historiques traitent peu des régions productrices de l'arrière-pays et qu'elles se concentrent principalement sur les centres d'échanges commerciaux et d'exportations des basses terres (Miksic, 1980).

Plus tard, au début du XVI^{ème} siècle AD, la bande côtière de la côte nord-est de Sumatra n'a toujours pas de produits de grande valeur à offrir aux marchands étrangers. Les plus importants, tels que le camphre, le benjoin, l'or, le rotin, proviennent toujours de l'arrière-pays (Perret, 1994).

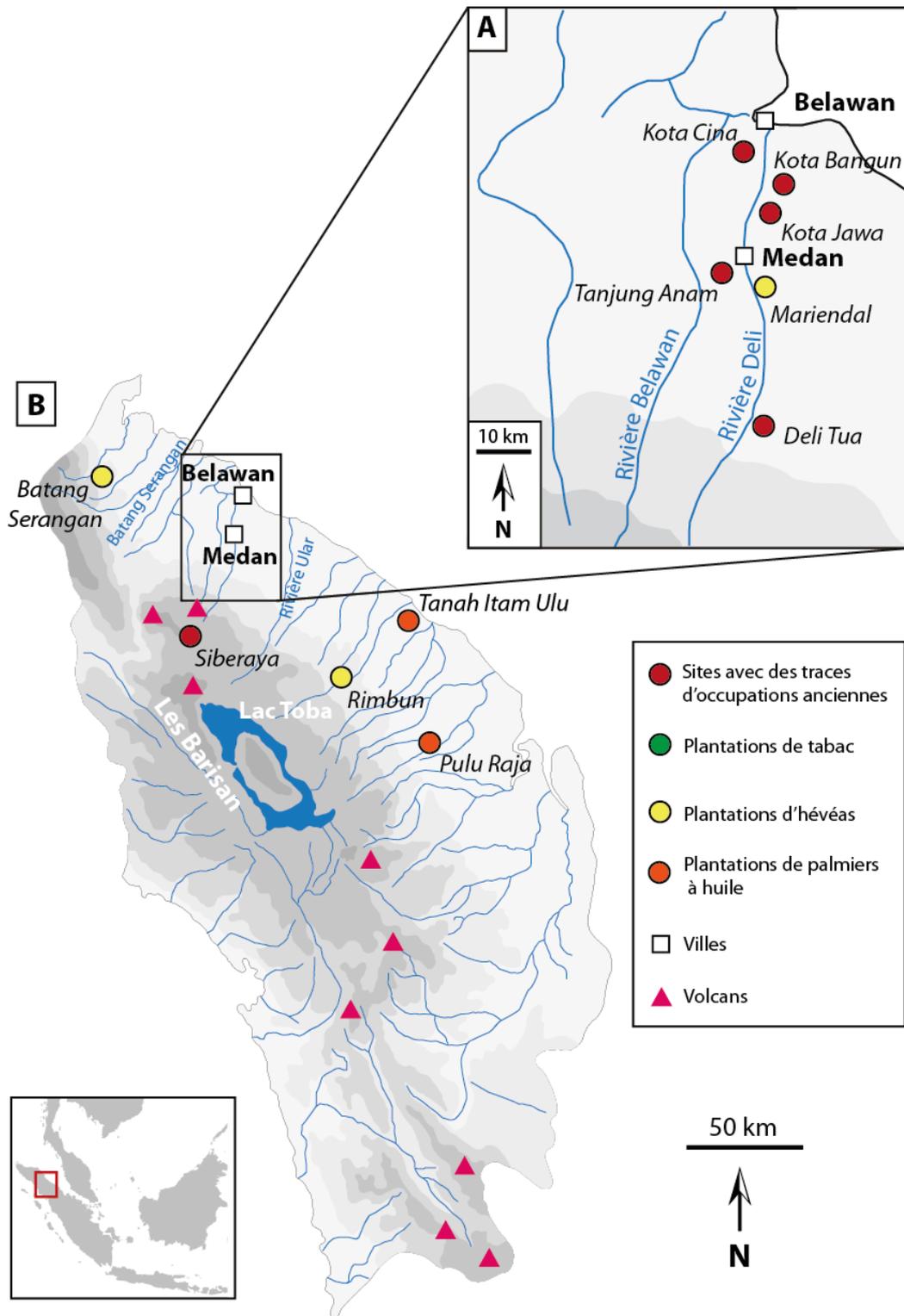


Figure 1.11 - Carte de localisation des traces d'occupation humaines historiques et des plantations coloniales évoqués dans le texte (A) dans la région de Deli (B) dans le reste de province de Sumatra Nord (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Au XVII^{ème} siècle AD, la région de Deli développe la production de la riziculture grâce à l'importation de ferraille permettant la confection d'outils pour le défrichement (Perret, 1994). Le riz est exporté au moins à partir du XV^{ème} siècle AD (Perret, 1994). Tomé Pires, premier européen portugais à fournir une description de l'Asie du Sud-Est insulaire, visite Sumatra au début du XVI^{ème} siècle AD et raconte que sur la côte-est de Sumatra, dans l'actuelle région de Deli, le riz abonde. Il précise également que le camphre est très présent, ainsi que l'or et le benjoin (Cortesao, 1944)³.

Au milieu du XVII^{ème} siècle AD, les Hollandais viennent chercher des produits forestiers comme de la cire et le « bois d'aigle »⁴ (Perret, 1994). Marsden (1783) observe également l'existence de cultures du riz au XVIII^{ème} siècle AD, qui se fait au détriment de la forêt par la coupe et l'utilisation du feu, dans les hautes terres de l'arrière-pays sumatranais. Il note également l'existence d'une culture sur brûlis pratiquée par la population locale et souligne également qu'au XVIII^{ème} siècle AD, le coton, le café, ou encore le dammar sont exportés en grande quantité.

L'activité horticole traditionnelle n'a probablement pas nécessité de grands défrichements, à la différence de la riziculture sur le Plateau du Lac Toba ou encore dans la plaine côtière de Deli (Perret, 1994). Cependant, aucune donnée disponible n'atteste véritablement des impacts réels de ces pratiques agricoles anciennes sur l'environnement de la région à l'époque.

1.2.2.2. Les plantations autochtones précoloniales et les premiers grands défrichements

Au début du XIX^{ème} siècle AD, John Anderson, explore la côte nord-est de Sumatra (Anderson, 1826). Il est le premier européen témoin direct de l'existence de plantations dans la région de Deli (Perret, 1994). Alors que dans l'arrière-pays montagneux, l'activité horticole de cueillettes de produits forestiers (benjoin, camphre, résine, rotin, cire, bois de teinture) se poursuit, dans la région de Deli (Marsden, 1783), sur la côte, la culture de produits agricoles tels que le riz, les légumes, les gommés, le tabac, le gambier et surtout le poivre se développe (Perret, 1994). Ce dernier est, de toutes les productions de Sumatra, considéré comme le produit du commerce le plus important et le plus abondant (Marsden, 1783). Toutefois, les

³ L'œuvre *Suma Oriental* de Tomé Pires, datant du début du XVI^{ème} siècle AD a été traduite et publiée en anglais en 1944 par Armando Cortesao.

⁴ Le « bois d'aigle » ou bois d'aloès, est un produit forestier non-ligneux très important des forêts d'Asie du Sud-Est. Il est largement utilisé, aussi bien dans la production d'encens pour les cérémonies religieuses ou le parfum, que dans la fabrication de cosmétiques ou de vin médicinal (Persoon, 2012).

données quant à l'apparition et à l'organisation de ces plantations sur la côte nord-est de Sumatra sont incertaines et peu précises (Perret, 1994). La première mention avérée des plantations de poivre date de la fin du XVIII^{ème} siècle AD, mais des sources traditionnelles font remonter l'existence de la culture du poivrier au XIV^{ème} siècle AD, à Deli Tua (**Fig. 1.11 A**) (Perret, 1994). Aussi, Perret (1994) souligne que la localisation de ces plantations pose problème, et que l'importance de l'espace qui leur est consacrée dans la première moitié du XIX^{ème} siècle AD n'est pas connue. Un travail de localisation des plantations de poivriers pour le nord-est de Sumatra au XIX^{ème} siècle AD a toutefois été tenté à partir de la toponymie de cette région mais reste incomplet (Perret, 1994). Cette toponymie a également permis de préciser que les plantations de gambiers et de cotonniers coexistaient avec les plantations de poivriers (Perret, 1994). En effet, si l'on s'en réfère à la toponymie de la région, le piémont est traditionnellement divisé en deux parties cultivées : la partie basse, consacrée à la culture du cotonnier, et la partie haute, pour la culture du gambier (Perret, 1994).

Le grand développement de la production de poivre à lieu à partir du XIX^{ème} siècle AD (Perret, 1994). Il s'agit d'une culture d'exportation. Des rapports britanniques indiquent qu'à Deli, les exportations de poivre se sont au moins multipliées par dix entre 1815 et 1822 (Milner, 1982). Cette expansion est liée à l'importation massive d'outils et de fer (Anderson, 1826) servant pour la fabrication d'outillage agricole facilitant ainsi les défrichements des forêts environnantes (Perret, 1994). Le défrichement et l'usage du feu sur les forêts primaires étaient déjà pratiqués avant l'introduction des plantations de poivre par les petits cultivateurs de l'est de Sumatra (Pelzer, 1978). En effet, Burton et Ward (1827) qui sont les premiers européens à entrer dans la région du Toba, décrivent lors de leur séjour en 1824 une région largement déforestée et convertie à la culture du riz :

« La forêt donnait lieu à des prairies herbeuses, et la montagne sur laquelle nous étions, avait été défrichée de tous côtés pour la culture, en retenant simplement sa forêt originale dans une touffe au sommet. Le sol est maintenant devenu sableux et gris et les collines étaient entièrement libres de bois, et plantées de patates douces dans de nombreux cas au niveau des sommets. L'objet principal du tableau était une plaine inégale, de 16 à 20 km de long et trois de large, formant un immense champ ininterrompu de riz. La plaine était entourée de collines cultivées de 150 à 300 m de haut ; et tout le pays environnant était parfaitement libre de bois, à l'exception des sommets de deux ou trois montagnes, dites être la demeure des serpents et des mauvais esprits. » (Burton & Ward, 1827).

Le passage d'une agriculture traditionnelle sur brûlis à une agriculture de plantations associée à des défrichements de la forêt tropicale, a eu des impacts importants sur l'environnement. Ces pratiques ont favorisé la dénudation des sols et engendré des apports sédimentaires plus importants dans les rivières et les plaines côtières. Toutefois, les données quantifiées sur ce sujet sont, à notre connaissance, inexistantes pour cette région et cette époque.

1.2.2.3. Les plantations coloniales européennes

Le développement des grandes plantations coloniales débute avec la culture du tabac durant la seconde moitié du XIX^{ème} siècle AD à Deli (Kumpang) (**Fig. 1.11 A**) (Pelzer, 1978 ; Dootjes, 1938, in Perret, 1994). Parallèlement, se développent d'autres types de plantations (muscadiers, cocotiers, *etc.*) (Netscher, 1864 ; Pletzer, 1987 ; Cats Baron de Raet, 1867, in Perret, 1994). Les premiers planteurs occidentaux expérimentent également la culture du café, du sucre et de l'indigo à Deli (Pelzer, 1978). Le développement rapide et croissant des plantations nécessite la déforestation de grands pans de la forêt tropicale (Pelzer, 1978 ; Veth, 1977, in Perret, 1994). A la fin du XIX^{ème} siècle AD, des milliers de personnes descendent de l'arrière-pays montagneux pour travailler dans les plantations coloniales (Hagen, 1883 b, 1883 a, in Perret, 1994). Ces autochtones participent activement et massivement à l'expansion des plantations par voie de défrichements des forêts et de leur conversion en champs de culture. Ce mouvement prend rapidement de l'ampleur et s'exacerbe par la suite. Les gens de l'intérieur acquièrent alors une solide réputation de défricheurs (Perret, 1994). A l'aube du XX^{ème} siècle AD, l'arrière-pays immédiat de Belawan concentre 120 plantations de tabac (Pelzer, 1978). Au début du XX^{ème} siècle, la région côtière de Deli devient une véritable « aire de culture » alors qu'au même moment « l'aire de culture » autochtone traditionnelle disparaît (Perret, 1994). La culture du poivrier est pratiquement abandonnée à la fin des années 1910 alors même que les plantations traditionnelles de cotonniers ont déjà pratiquement disparues (Perret, 1994).

Les premières décennies du XX^{ème} siècle AD sont également marquées par le développement des plantations d'hévéas sur le piémont de Deli (Neumann, 1909 a, in Perret, 1994). Ces dernières avaient déjà été expérimentées dès les années 1880 sur des domaines de plantations de tabac dans la plaine côtière, à l'image de la plantation de Mariendal, près de Medan (**Fig. 1.11 A**), mais aussi sur les hauteurs de Deli, telle la plantation de Rimbun (**Fig. 1.11 B**) (Pelzer, 1978). La production commerciale de caoutchouc émerge véritablement en 1906. Cette année-là, plus de 2000 Ha sont plantés. Cette superficie s'accroît rapidement et atteint

plus de 280 000 Ha au début des années 1930 (Pelzer, 1978). Le nord de Sumatra fournit alors près de 50% de la production de caoutchouc de l'Indonésie, et 11% de la production mondiale (Airriess, 1991).

Parallèlement au développement de la culture de l'hévéa, se met en place celle du palmier à huile, entre 1910 et 1920 (Pelzer, 1978). Les premières plantations ont lieu sur la côte, à Tanah Itam Ulu, (**Fig. 1.11 B**). Elles sont généralement plantées à l'emplacement d'anciennes plantations de tabac (Pelzer, 1978) ce qui peut laisser penser qu'elles n'engendrent pas de nouveaux défrichements massifs, du moins dans un premier temps. Leur expansion dans la Province de Sumatra Nord est rapide. La superficie plantée passe ainsi de plus de 3000 Ha au début du XX^{ème} siècle AD à plus de 90 000 Ha à l'aube de la seconde guerre mondiale (Pelzer, 1978). Dans les années 1980, les plantations s'étendaient sur 400 000 Ha et avaient nécessité la déforestation de milliers d'hectares de forêt tropicale (Saragih, 1980). Ce développement est encore d'actualité de nos jours, comme nous avons pu l'observer *in situ*.

Le développement intensif des grandes plantations coloniales depuis le milieu du XIX^{ème} siècle a eu un impact majeur sur l'environnement de Sumatra, à travers notamment les défrichements incontrôlés (Whitten *et al.*, 1984) et les aménagements pour l'entretien des plantations (Pelzer, 1978). Avant l'arrivée des colons européens et le développement de leurs grandes plantations, le paysage est une forêt à peine perturbée ponctuellement par une agriculture à faible densité et à petite échelle et pratiquement sans urbanisation (Marsden, 1783). L'arrivée des plantations dans les hautes terres de Sumatra Nord a entraîné un important défrichement et une intensification de l'érosion entraînant la disparition de la couche supérieure du sol fortement érosive, dérivée des cendres volcaniques et de tufs volcaniques non consolidés (**Fig. 1.12**) (Pelzer, 1978). Dans la plaine côtière de Deli, la sédimentation s'est accrue. Toutefois, les sources d'informations fiables et précieuses concernant l'envasement de cette région sont rares et proviennent des rapports du département des travaux publics de l'époque coloniale, en grande partie détruits durant la Seconde Guerre mondiale (Miksic, 1979). Les quelques informations disponibles à ce jour sont basées sur les expériences personnelles d'un fonctionnaire du département, sous les administrations néerlandaises, japonaises et indonésiennes (Miksic, 1979). Il évoque notamment que le développement intensif des plantations lors de la période coloniale de 1860 à 1940 à Deli a nécessité un strict contrôle du drainage de la plaine côtière par la construction de digues, de chenaux de drainages, de détournements de rivières et de coupe de méandres, comme le souligne également Pelzer (1978) pour les plantations de tabac en plaine nécessitées de

terrain bien drainés. Selon Anderson (1826), ces aménagements destinés au contrôle de l'eau étaient déjà présents avant l'introduction des plantations coloniales.



Figure 1.12 - Plantation de tabac en terrasses, sur des pentes ravinées, dans les hautes terres de Sumatra Nord. En raison de l'érosion accélérée, ces plantations ont perdu une grande partie de leur sol volcanique très fertile (DPV, in Pelzer, 1978).

Anderson (1826) rapporte lors de son expédition à Sumatra en 1823 le dragage d'un nouveau cours pour une rivière près de Belawan 50 ans auparavant, ainsi que la construction d'un chenal connectant la rivière Alor à la rivière Deli. Ces aménagements hydrauliques ont entraîné un important taux de sédimentation côtier (Miksic, 1979). Le manque d'entretien des chenaux de drainage lors de l'occupation japonaise a conduit à une intensification des processus de sédimentation. Entre 1941 et 1950, le lit de la rivière Deli, au niveau de Belawan a vu s'accumuler entre 2 et 2,50 m de sédiments. Des constatations similaires ont été faites à l'époque, au niveau de la rivière Ular, située à 30 km plus à l'est, ainsi que dans la rivière Batang Serangan, 40 km à l'ouest de Belawan (**Fig. 1.11 B**) (Miksic, 1979). L'envasement graduel causé par le défrichage en amont a empêché les grands navires à vapeur de naviguer dans le chenal de la rivière Deli à l'époque du développement des plantations coloniales (Volker, 1928, in Airriess, 1991). Malheureusement, la perte des données de l'époque est un

obstacle majeur à la tentative de reconstitution des effets spécifiques de l'agriculture intensive des plantations sur la configuration côtière préexistante (Miksic, 1979).

1.3. Les changements côtiers à Sumatra

Les plaines côtières sont des constructions géologiquement jeunes, dynamiques et en évolution permanente (Woodroffe, 1993, 2000, 2005). Leur morphologie a été acquise au cours des derniers millénaires et résulte des fluctuations du niveau marin et du climat au Quaternaire récent (Woodroffe, 1993, 2000, 2005) qui ont grandement influencé la sédimentation (Woodroffe, 1993).

En Asie du Sud-Est, les bas niveaux marins des périodes glaciaires et l'exposition de la plateforme continentale de la Sonde ont engendré une migration des zones de sédimentation côtières au large ainsi que du système de drainage (**Fig. 1.13**) (Tjia, 1980). Lors des périodes de remontée du niveau marin, en périodes interglaciaires, les terres ont graduellement reculé entraînant un retrait des dépôts côtiers deltaïques (**Fig. 1.13 A et C**). La vitesse de sédimentation n'a pas pu accompagner la remontée trop rapide du niveau marin et a engendré une réorganisation de la morphologie des plaines le long du littoral (Woodroffe, 2005). Depuis l'Holocène moyen et la stabilisation relative du niveau marin, le système côtier sud-est asiatique a fortement et rapidement progradé du fait d'un apport sédimentaire volumineux (**Fig. 1.13 D**) (Woodroffe, 2000, 2005). Les grands systèmes fluviaux qui ont atteint les zones peu profondes du Plateau de la Sonde ont rapidement édifié des deltas et des crêtes de plages faisant avancer considérablement le trait de côte (Hope, 2005).

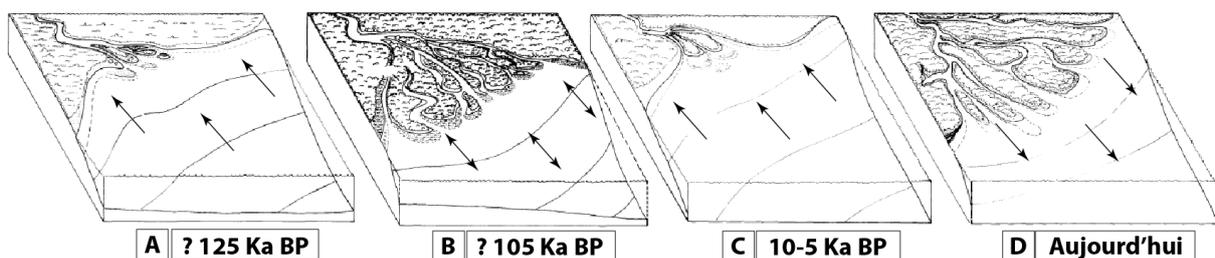


Figure 1.13 - Migration sédimentaire et variations du niveau marin: le Delta de Makaham (Bornéo) (A) Forte transgression, (B) faible transgression et progradation deltaïque, (C) transgression et recul de la sédimentation, (D) stabilisation et progradation deltaïque (d'après Carbonel & Moyes, 1987).

Ces changements ont été enregistrés à travers les séquences sédimentaires côtières et se manifestent par de larges dépôts alluviaux de terrasses (Burton, 1964 ; Biswas, 1973 ;

Batchelor, 1979 a, 1979 b). Les dépôts alluviaux de ces terrasses se composent de sédiments grossiers anciens (sables et graviers) et de sédiments fins jeunes (argiles et limons) déposés selon Gutpa (1987) sous des conditions climatiques plus saisonnières qu'aujourd'hui, soit sous forme de séries de cônes alluviaux, soit sous forme de dépôts de rivières en tresses. Selon Aleva (1973) et Biswas (1973), la régression marine du LGM suivi de la transgression postglaciaire puis d'une nouvelle régression à l'Holocène moyen-récent est enregistrée pour le Plateau de la Sonde à travers une séquence de vieux sédiments surmontés d'une séquence de dépôts alluviaux, puis de dépôts supérieurs jeunes.

1.3.1. Les traces des anciennes lignes de rivages sumatranaises

Sur l'île de Sumatra, un certain nombre de traces d'anciennes lignes de rivage sont présentes dans le paysage. Parmi ces traces, il y a les crêtes de plages, les terrasses côtières ou encore les récifs coralliens émergés, toutes issues des fluctuations du niveau marins au cours de l'Holocène et qui ont façonné de larges plaines deltaïques-estuariennes (Verstappen 1973 ; Bird & Ongkosongo, 1980). Ces traces peuvent aider à retrouver les anciens traits de côtes et la progradation côtière (Miksic, 1977)

1.3.1.1. Les crêtes de plages

A Sumatra, les crêtes de plages, correspondant à d'anciennes lignes de rivages et à la récession comme à la progradation littorale (Miksic, 1977), sont présentes jusqu'à 150 km dans les terres. Elles ont été et sont encore des lieux privilégiés pour les établissements humains. Entre ces crêtes se trouvent des zones plus basses, marécageuses, parfois converties en rizières et en bassins d'aquaculture (Verstappen, 1973).

De nombreuses crêtes sont présentes dans la Province de Riau, dans la partie centre-est de Sumatra (**Fig. 1.14**) (Van Tuyn, 1932, in Tjia *et al.*, 1968). Elles sont éloignées du littoral actuel et caractéristiques de la région (Vertappen, 1973). Dans cette province, la présence de crêtes de plages dans l'arrière-pays marécageux et non à proximité du littoral s'explique par le fait que les charges sédimentaires sableuses des rivières sont en grande partie déposées en amont, de sorte que les sédiments les plus fins sont les seuls à atteindre la côte et à être déposés dans les plaines côtières marécageuses progradantes. Cette situation est naturelle dans un contexte environnemental tropical humide où l'altération est intense et produit des matériaux argileux (Vertappen, 1973).

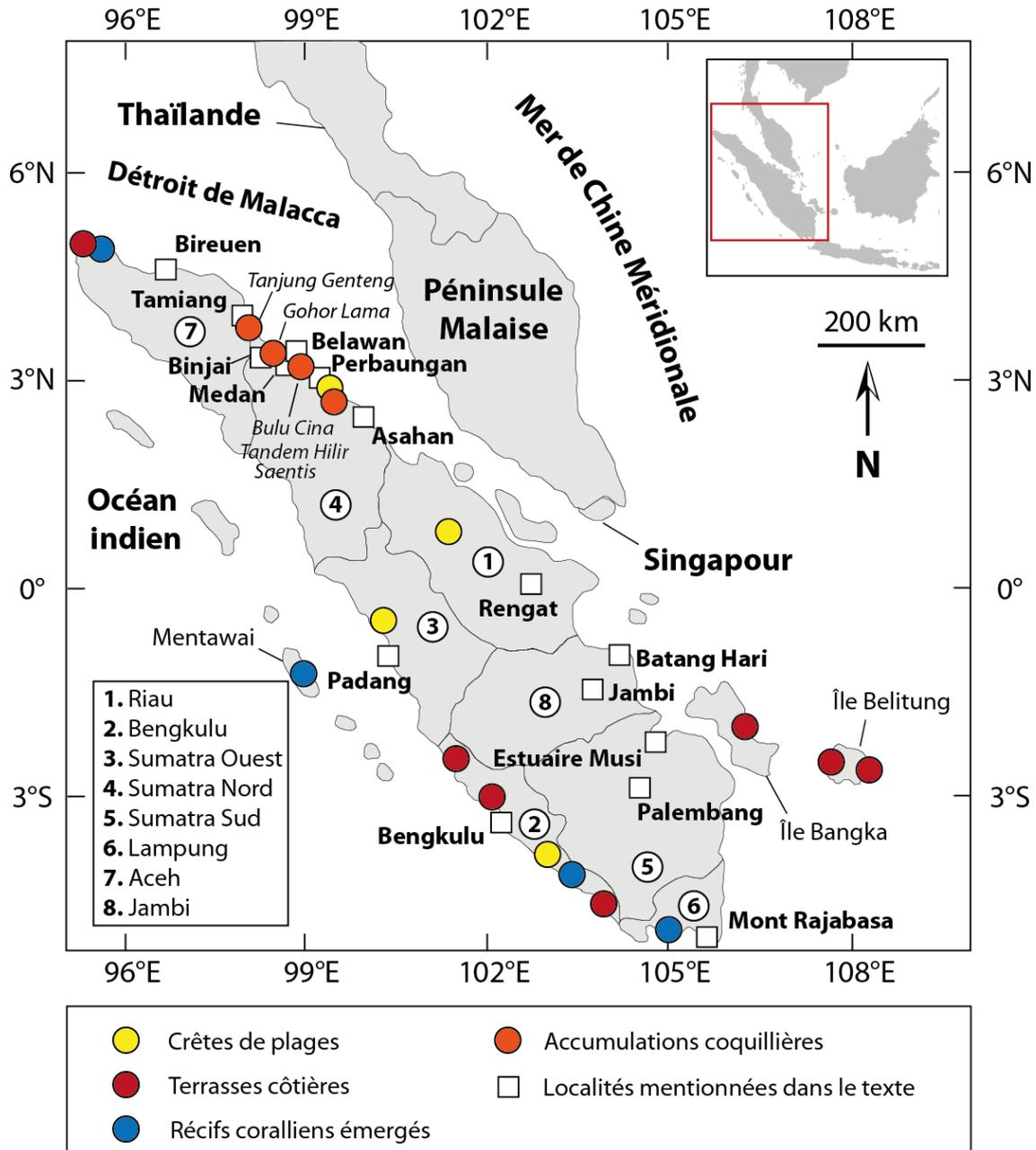


Figure 1.14 - Carte de localisation des traces laissées par les variations marines holocènes sur les littoraux sumatranais et évoqués dans le texte. La localisation de ces traces est donnée à titre indicative, exceptée pour les accumulations de coquilles (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Dans la région de Bengkulu (**Fig. 1.14**), dans l'extrême sud-ouest de l'île, des crêtes de plages anciennes ont été observées sur des terrasses marines inférieures. Ces crêtes sont généralement parallèles au littoral actuel. Elles sont plates et larges, séparées par des fossés étroits, ce qui les distingue des crêtes de plages plus récentes que l'on peut retrouver dans d'autres plaines alluviales (Verstappen, 1973). Dans cette partie méridionale de l'île, les crêtes de plages sableuses et limoneuses sont une caractéristique dominante de la plaine

alluviale et se situent entre 5 et 10 m au-dessus du niveau marin actuel, illustrant une baisse sub-récente du niveau de la mer ou de l'élévation de la terre (Verstappen, 1973). Toujours sur la côte ouest, plus au nord, dans la région de Padang, dans la Province de Sumatra Ouest (**Fig. 1.14**), de nombreuses séries de crêtes de plages, parallèles au rivage actuel sont observées dans la plaine alluviale (Verstappen, 1973 ; Bird & Ongkosongo, 1980).

Dans la partie nord-est de l'île, les séries de crêtes de plages sont bien plus nombreuses et plus larges qu'au sud (Verstappen, 1973). Cela s'explique par la proximité avec l'arrière-pays volcanique. Au sud, les plaines alluviales sont très larges et plus distantes de l'arrière-pays. Dans le nord, comme dans la Province de Sumatra Nord, les vallées profondes et escarpées se sont formées dans les ignimbrites du Toba et ont fourni une large quantité de produits volcaniques aux plaines côtières, sous la forme de matériaux sableux et limoneux pour former les crêtes de plages (Verstappen, 1973). On dénombre notamment de nombreuses séries de crêtes parallèles et proches du rivage dans la localité de Perbaungan, à environ 30 km à l'est de la ville de Medan (**Fig. 1.14**) (Miksic, 1979).

1.3.1.2. Les terrasses côtières

De nombreuses terrasses côtières ont été observées le long du littoral sumatranais. Les terrasses légèrement supérieures à 6 m de haut sont les plus distribuées (Daly 1920 in, Tjia *et al.*, 1968). Ces dernières peuvent être mises en relation avec la chute récente du niveau marin de 5 à 10 m, à Sumatra, au nord de Java et dans l'ouest de Kalimantan, établies à partir de récifs coralliens récemment élevés et des crêtes de plages dans les terres (Van Tuyn, 1932 a, in Tjia *et al.*, 1968). Van Tuyn (1931, 1932, in Tjia *et al.*, 1968) a observé trois séries présentant des caractéristiques de réajustements du niveau marin récent à des hauteurs de : 10 m, 3-6 m et 1-2 m au-dessus du niveau actuel.

Sur la façade littorale orientale de Sumatra, des terrasses quaternaires de 50, 25 et 6-8 m au-dessus du niveau marin actuel ont été identifiées au niveau des Îles Bangka et Belitung (**Fig. 1.14**), au large de la Province de Sumatra Sud (Tjia *et al.*, 1977). D'autres terrasses sont même indiquées à des niveaux encore plus hauts, à 100 et 80 m (Verstappen, 1973). Dans la partie orientale de l'île de Belitung, une terrasse haute de 18 m par rapport au niveau marin actuel est observée. D'autres plus hautes (25 m) sont identifiées à l'ouest et au sud-ouest de l'île avec une base se trouvant au-dessus du niveau marin actuel (Van Overeem, 1960, in Verstappen, 1973). Van Overeem (1960, in Verstappen, 1973) suggère que la partie principale

des plaines alluviales orientales de Belitung correspond à une basse terrasse marine située à 6 m au-dessus du niveau marin actuel et corrélée avec la baisse sub-récente du niveau marin. Une datation radiocarbone de fragment de bois provenant de la base de la terrasse haute de 25 m indique un âge de plus de 46 ka BP. Cette terrasse pourrait dater du Pléistocène moyen ou inférieur (Van Overeem, 1960, in Verstappen, 1973). On retrouve cette même caractéristique sur l'île voisine de Bangka où des terrasses du Pléistocène se dressent à plus de 30 m au-dessus du niveau marin actuel (Bird & Ongkosongo, 1980). Ces terrasses sont d'un grand intérêt pour l'étude des oscillations quaternaires du niveau marin et de l'évolution des plaines côtières, en particulier parce qu'elles se trouvent dans l'une des régions les plus stables d'un point de vue tectonique, de l'archipel indonésien (Verstappen, 1973).

Sur la côte occidentale sud de l'île, dans la Province de Bengkulu (**Fig. 1.14**), un ancien rivage situé à environ 2,50 m au-dessus du niveau marin actuel a été observé près de la ville de Bengkulu. Ce rivage se prolonge sur une terrasse marine (Verstappen, 1973). Plus au nord, des terrasses marines de 10 m en bordure de littoral sont observées. Ces terrasses se profilent à l'intérieur des terres à des hauteurs comprises entre 5 et 7 m au-dessus des fonds de vallées de plusieurs rivières. Leur hauteur augmente ensuite légèrement en amont et atteint 8 m à environ 15-20 km du littoral actuel (Verstappen, 1973). Ces terrasses sont probablement issues de l'effet combiné des fluctuations du niveau marin et des soulèvements tectoniques au Pléistocène, au sein d'une plaine composée de sédiments marins et submergée au cours du Quaternaire (Verstappen, 1973).

Dans la partie nord-est de l'île, des terrasses marines quaternaires à fond plat, composées de graviers non consolidés, de sables et parfois d'argiles, sont signalées sur la côte. Leur étendue spatiale n'est pour l'heure pas complètement connue (Verstappen, 1973).

1.3.1.3. Les récifs coralliens émergés

Des récifs coralliens émergés ont été identifiés sur certaines portions du littoral sumatranais. C'est par exemple le cas dans le sud de l'île, dans la région de Lampung (**Fig. 1.14**) où la présence de récifs coralliens à seulement 3 à 5 m au-dessus du niveau de la mer a été mentionnée (Verstappen, 1973). Près du Mont Rajabasa (**Fig. 1.14**), dans l'extrême sud de Lampung, un récif de corail élevé de 2 m indique une légère régression sub-récente de la mer (Verstappen, 1973). Plus au nord, dans la Province de Bengkulu (**Fig. 1.14**), on note également la présence de petits récifs coralliens légèrement élevés et formant un certain

nombre de caps le long de la côte ouest (Verstappen, 1973). De nombreux autres récifs coralliens plus ou moins élevés au-dessus du niveau marin actuel ont été signalés ailleurs dans l'extrême nord de l'île dans la Province d'Aceh, ou encore dans l'archipel des Mentawai sur la côte ouest de l'île (**Fig. 1.14**) (Verstappen, 1973).

1.3.1.4. Les accumulations coquillères marines

La concentration de nombreuses et gigantesques accumulations de coquilles marines d'origine anthropique (dépôts culinaires) s'ajoutent aux enregistrements précédents et sont notamment spécifiques à la côte orientale des Provinces de Sumatra Nord et d'Aceh (**Fig. 1.14**) (cf. 1.2.1.3 de ce chapitre) (Van Heekeren, 1972 ; Glover, 1977 ; Edwards McKinnon, 1991 ; Forestier, 2007). Les amas, répartis sur plus de 150 km et à environ 10-15 km du littoral actuel (Van Heekeren, 1972) sont très largement composés de l'espèce *Meretrix meretrix* (Schurmann, 1928, in Miksic, 1979) vivant en milieu marin d'eau salée, plus particulièrement en zone de mangrove à *Nypa* en Indonésie et aux Philippines (Lozouet & Plaziat, 2008). Bien qu'elles ne fournissent pas un enregistrement naturel direct des changements environnementaux des zones côtières, ces coquilles marines fournissent tout de même un bon indicateur des anciennes lignes de rivages de la région (Miksic, 1979 ; Van Heekeren, 1972). Leur distribution spatiale a d'ailleurs été utilisée par Obdeijn (1941) dans des premières cartes de reconstitutions des anciens traits de côte historiques de la façade orientale de Sumatra.

En 1920, Heusser et Majoberg (1920) (in Miksic, 1979) ont visité deux amas coquilliers près des sites de Bulu Cina et Tandem Hilir, au nord-est de Medan (**Fig. 1.14**). Le plus gros des amas mesurait 30 m de long, 20 m de large et 4 m de hauteur, et reposait sur une couche d'argile de couleur bleu-vert (probablement de la boue estuarienne). Hengeveld visita à son tour ces amas et précisa qu'ils se situaient à 17 km de la côte et que leur base était à environ 3 m au-dessus du niveau marin actuel. Il suggéra que ces coquilles constituaient un enregistrement de transgression marine au cours du Quaternaire dans la région (Hengeveld, 1921, in Miksic, 1979). Witkamp visita lui aussi les amas de Bulu Cina et Tandem Hilar et affirma qu'il existait de pareils monticules dans la localité de Perbaungan (**Fig. 1.14**) (Witkamp, 1920, in Miksic, 1979).

Surachman (1928) visita les amas coquilliers de Tamiang, dans la Province d'Aceh (**Fig. 1.14**) et suggéra qu'à l'origine, les dépôts de coquilles de cet amas étaient probablement situés

dans un niveau d'eau saumâtre peu profond, peut-être en bordure d'un estuaire. Dans ces dépôts, Surachman (1928) retrouva également deux fragments de poteaux en bois identifiés comme des restes de pilotis de maisons préservés dans un sol détrempé. Plus tard, Van Bemmelen (1970) affirma que ces dépôts étaient situés initialement en dessous du niveau marin, mais qu'aujourd'hui ils se trouvent à 10 m au-dessus. Par ailleurs, il identifie des caractéristiques similaires pour le monticule de Tanjung Genteng (Province d'Aceh) (**Fig. 1.14**).

A Saentis, entre Belawan et Medan (Sumatra Nord) à environ 6 km du littoral, un monticule de 6 m d'épaisseur et à environ 3 m au-dessus du niveau marin actuel a également été identifié sur une crête de plage sableuse (Druif, 1932 in, Van Bemmelen, 1970). Van Bemmelen (1970) décrit un amas de coquilles à Gohor Lama à une trentaine de km au nord-ouest de la ville de Medan (**Fig. 1.14**). Ce dernier se situe à 27 km du littoral sur une crête de plage (Van Bemmelen, 1970). Selon Miksic (1979), la présence et la distribution de ces monticules de coquilles marines indiquent l'existence d'une vaste zone estuarienne il y a plusieurs milliers d'années, prenant place vers l'intérieur de la côte actuelle (jusqu'à 20 km dans les terres), au nord-ouest de Medan, depuis les environs de Binjai jusque dans la région de Tamiang (**Fig. 1.14**). Au sud-est, près de la localité de Perbaungan (**Fig. 1.14**), de nombreuses séries de crêtes de plages parallèles et proche du rivage actuel semblent marquer la bordure sud de l'ancien estuaire, aujourd'hui envasé et recouvert de zones marécageuses, de mangroves, de palmiers *Nypa* et traversé par le cours inférieur des rivières Deli et Wampu (Miksic, 1979). Ces crêtes, de par leur proximité avec le rivage actuel indiquent également que la côte à cet endroit a été relativement stable durant une longue période de temps (Miksic, 1979). Van Bemmelen (1970) ne trouve d'ailleurs aucune trace de soulèvements tectoniques dans cette zone, depuis au moins la fin du Pléistocène.

En somme et bien qu'utiles et précieuses, toutes ces traces d'anciennes lignes de rivages sont des informations relativement limitées et trop fragmentées pour tenter une reconstitution fiable de l'ancien trait de côte de l'île.

1.3.2. Principaux travaux et état des connaissances sur les changements côtiers à Sumatra

Au cours du XX^{ème} siècle AD, plusieurs travaux de reconstitutions des changements côtiers pour la période historique classique ont été tentées à Sumatra et concernent la côte progradante orientale (Obdeijn, 1941, 1942 ; Soekmono, 1963) (**Fig. 1.15**) Ces travaux pionniers reposent sur des données historiques telles que des cartes anciennes (à l'exactitude

incertaine), l'interprétation de descriptions paysagères faites par les voyageurs chinois, arabes et européens, et des légendes (Anderson, 1826 ; Obdeijn, 1941 ; Marsden, 1966). Aucune de ces études de reconstitutions côtières n'est appuyée par une analyse du sol via l'acquisition d'archives sédimentaires (Miksic, 1979). Ces travaux ont fourni des projections de taux actuels de changements et des reconstitutions peu précises et peu fiables (Miksic, 1977), critiqués par Verstappen (1973). Ces études illustrent toutes des changements notables et rapides du trait de côte (Bird & Ongkosongo, 1980) et fournissent la même impression générale (Miksic, 1977). Il semblerait qu'il y a 5 à 2 ka BP, plusieurs larges baies ou estuaires découpaient la côte orientale de Sumatra (Verstappen, 1973 ; Chambers & Sobur, 1975 ; Miksic, 1979, 1980). Ces estuaires se seraient ensuite graduellement remplis de sédiments limoneux déposés par les rivières ainsi que par les courants océaniques, qui ont remobilisé les dépôts pour les déposer ailleurs sur la côte, créant un rivage relativement rectiligne tel qu'on le connaît aujourd'hui (Chambers & Sobur, 1975).

Les taux de progradation du littoral sumatranais posent des difficultés car ils n'ont probablement pas été uniformes dans le temps et l'espace, et ne sont pas établis de manière fiable (Miskic, 1977). Cependant des dates radiocarbone récemment obtenues indiquent que les changements côtiers de la côte orientale n'ont pas été aussi rapides qu'initialement envisagés, au moins pour ce qui est de la côte nord-est de l'île. En effet, un morceau de bois de mangrove, récupéré dans le village de Sukajadi, à plus de 100 km au sud-est de la ville de Medan et aujourd'hui situé à 15 km du littoral, a été daté à 5055 +/- 65 ans BP, dans un contexte archéologique d'installation Hoabinhien (Edwards McKinnon, 1975).

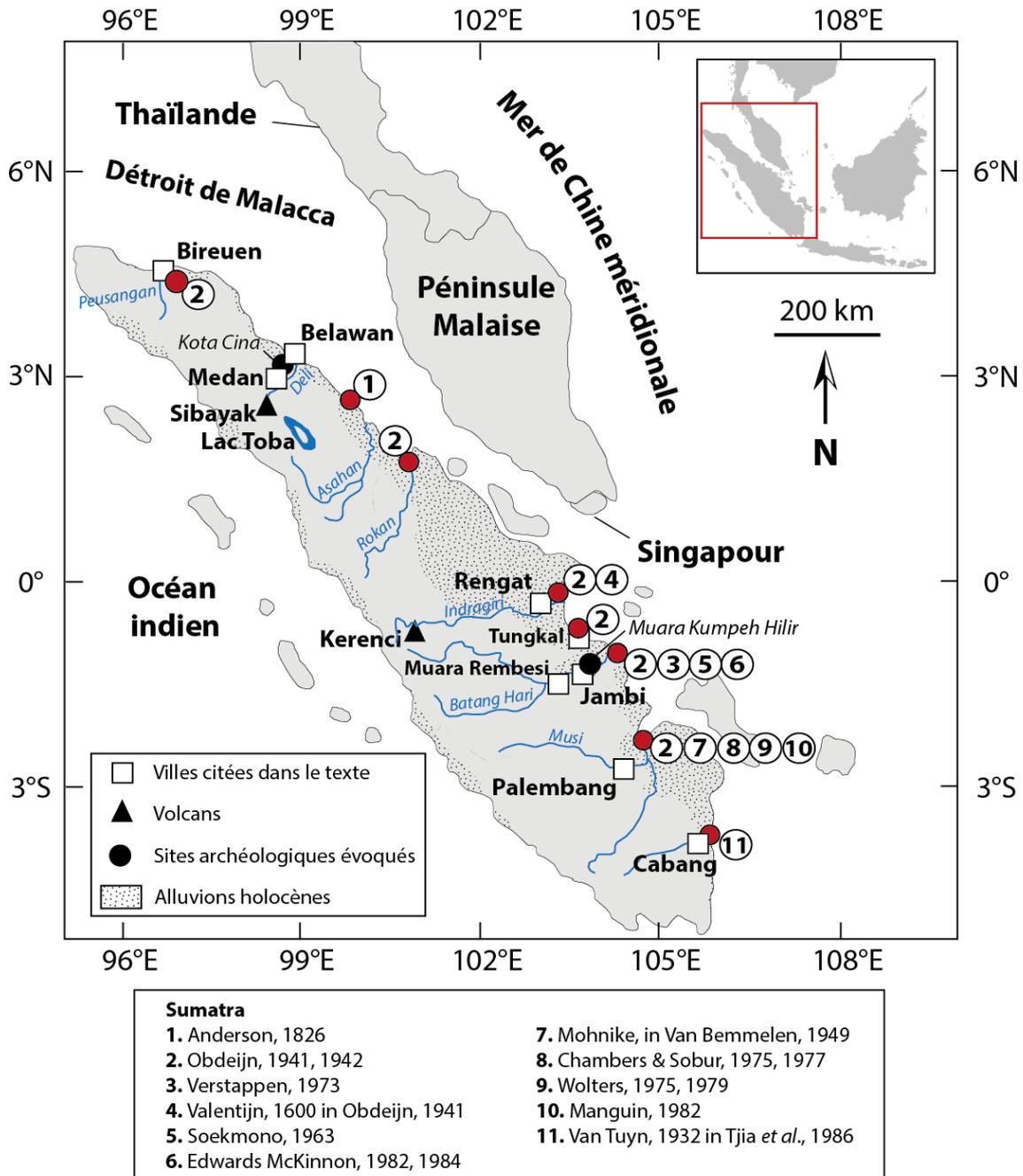


Figure 1.15 - Carte de localisation des études de changements côtiers sur la côte orientale de Sumatra, et présentées dans le texte (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Aussi, des preuves archéologiques d'établissements humains historiques, notamment pour le sud de Sumatra ont permis d'apporter de nouvelles considérations de la géographie littorale ancienne de l'île (Miksic, 1977 ; Wolters, 1975, 1979 ; Manguin, 1982 ; Edwards McKinnon, 1982, 1984 a) (Fig. 1.15). Cependant, à ce jour, il n'existe pas encore suffisamment de données solides sur lesquelles fonder une interprétation des sites côtiers en termes de localisation par rapport à la côte et à l'arrière-pays (Miksic, 1980), et pour permettre une

reconstruction et une datation détaillées des séquences littorales à Sumatra (Bird & Ongkosongo, 1980).

Quoiqu'il en soit, la plaine côtière littorale orientale de Sumatra, comme celles du reste de l'Asie du Sud-Est (Woodroffe, 1993, 2000, 2005) est jeune, et est le résultat de la régression marine à l'Holocène moyen (Tjia *et al.*, 1968). Elle a probablement rapidement progradée au cours des temps historiques (Bird & Ongkosongo, 1980) dû à l'accrétion de sédiments limoneux et de matériaux volcaniques d'éruptions (Miksic, 1977). Ces apports sédimentaires ont été favorisés par les activités humaines (déforestations et mises en culture), l'activité volcanique, les mouvements tectoniques, les changements de cours des rivières, les courants marins le long de la côte, les vagues ou encore les fortes pluies à différents moments et de manière différente (Tjia *et al.*, 1968 ; Miksic, 1977, 1980). Les sédiments déposés sur le Plateau peu profond de la Sonde ont sédimenté continuellement depuis au moins 2 ka BP (Miksic, 1979).

1.3.3. Quelques exemples de changements côtiers et de reconstitutions, sur la côte orientale sumatranaise

Dans la Province d'Aceh, une étude sur les changements côtiers holocènes a été menée sur la plaine côtière de Bireuen (**Fig. 1.15**). La rivière Peusangan, près de la ville de Bireuen, a subi des modifications de son cours inférieur et engendré une modification de la plaine côtière de Bireuen formée il a 2,5 ka BP (Verstappen, 1964 a). Verstappen suggère qu'il y a quelques milliers d'années, la rivière Peusangan passait à proximité de la ville actuelle de Bireuen, et édifiait un delta au nord de la ville (**Fig. 1.16**). Ce dernier a été fortement érodé à la suite de la capture de la rivière 8 km en amont au cours des derniers 6 ka BP (Verstappen, 1964 a). Cette capture fluviale a engendré la mise en place d'une terrasse d'une vingtaine de mètres de haut au-dessus de l'actuelle rivière, s'écoulant à présent à 16 km à l'est. La rivière détournée a été élargie et a permis l'édification d'un nouveau delta à l'est de l'ancien (**Fig. 1.16**). Selon Verstappen (1964 a), les traces de l'ancien delta sont clairement visibles au sein de la plaine côtière. Elles s'illustrent par la présence de crêtes de plages tronquées correspondant aux anciennes marges du système deltaïque et par de nombreux paléochenaux. L'ancien delta a été mis en place avec le niveau marin actuel et le nouveau s'est développé en deux temps. Premièrement (phase A) par la convergence de crêtes de plages de chaque côté d'un chenal, aujourd'hui abandonné. Puis, (phase B), plus à l'est, autour de l'embouchure actuelle (**Fig. 1.16**) (Verstappen, 1964 a).

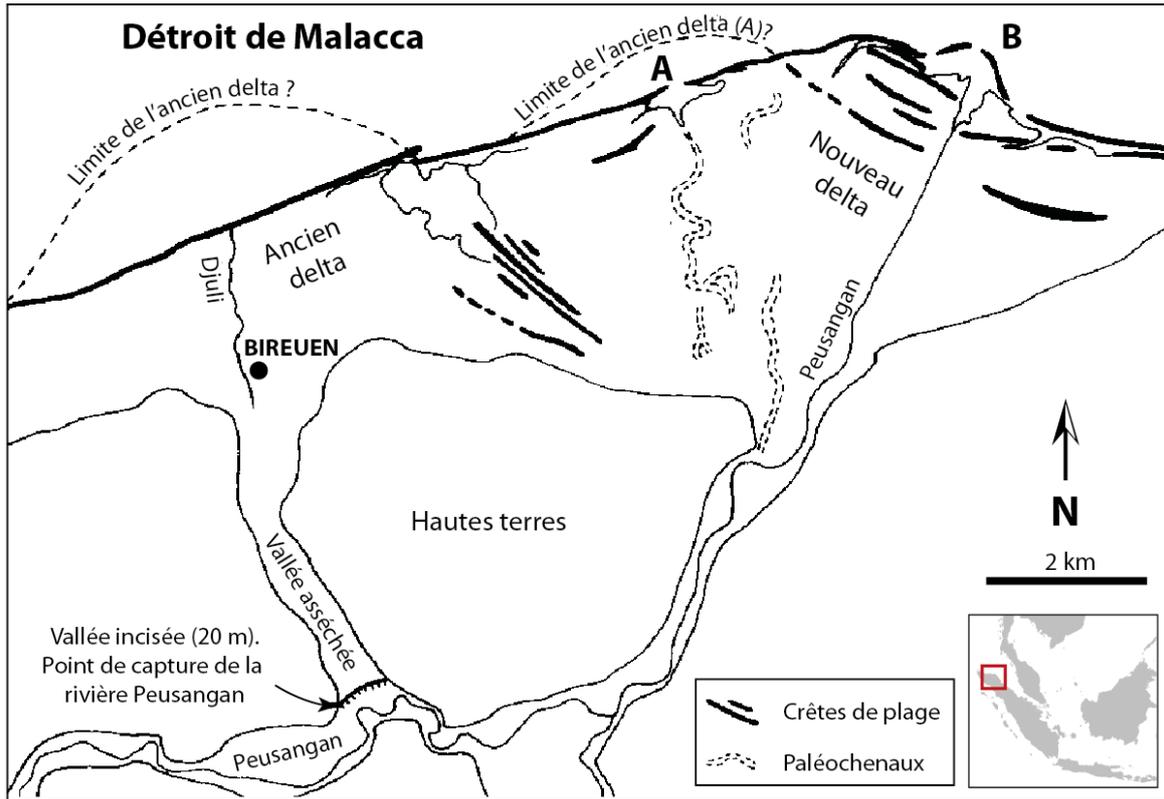


Figure 1.16 - Evolutions géomorphologiques côtières près de l'embouchure de la rivière Peusangan, après le détournement de la rivière (d'après Verstappen, 1964 a).

Dans la Province de Sumatra Nord, Anderson (1826) a estimé que le littoral au niveau de la rivière de Deli et d'Asahan (**Fig. 1.15**) se situait à environ 45 km dans les terres en 1600 AD par rapport à 1821 AD, impliquant une progradation linéaire d'environ 200 m/an au cours de cette période. Cette progradation conséquente et rapide de la plaine côtière sur le Détroit de Malacca a contribué à une modification du cours inférieur des rivières comme celle de la rivière Deli (Miskic, 1979). Il suggère cependant que les changements se sont faits à une échelle bien plus réduite que pour les rivières des larges plaines côtières du sud-est de l'île, qui enregistrent des changements de plus grande ampleur (Miskic, 1979).

Dans la moitié sud-est de l'île, les travaux de reconstitutions des anciens traits de côte sont en grande partie basés sur des données historiques telles que des chroniques chinoises (Verstappen, 1973). Des reconstitutions à partir de ces sources d'informations ont été tentées pour la première fois par le géographe néerlandais Obdeijn avec plus ou moins de succès (Obdeijn, 1941, 1942) (**Fig. 1.15**). Obdeijn (1941) suggère que la plaine côtière orientale sud-est de Sumatra s'est mise en place il y a 2 ka BP si l'on en juge sa largeur actuelle (150 km), son taux moyen d'accrétion de 75 m/an au niveau de l'embouchure de la rivière Batang Hari

(Province de Jambi) (**Fig. 1.15 et 1.17**) et des enregistrements historiques, à fiabilité incertaine. Verstappen (1973) pense que les 2000 ans de la plaine semblent être un minimum absolu et qu'elle ne laisse pas de place à des dépôts de sédiments holocènes inférieurs, suggérant que sa mise en place est déterminée par les changements du niveau de la mer et des mouvements crustaux, plutôt que par le taux de sédimentation des rivières.

Dans cette partie méridionale de l'île de Sumatra, là où les rivières sont titaies et remontent loin dans les terres, les ports tendent à s'éloigner du rivage et à se retrouver isolés loin dans les terres. Pourtant, au XV^{ème} siècle AD ces ports étaient proches du littoral et se situaient dans la partie supérieure des embouchures des estuaires (Van Bemmelen, 1949). Obdeijn estime par exemple que la progradation côtière de la ville de Rengat, sur la rivière Indragiri, dans la partie sud de la Province de Riau, (**Fig. 1.15**), a été de 65 km entre 700 et 1600 AD, puis de 60 km entre 1600 et 1940, soit une progradation de 140 m/an au cours de la période historique. Au Moyen Age, la ville était proche du littoral (Valentijn, 1600, in Obdeijn, 1941). Aujourd'hui, la ville de Rengat est située à 130 km du littoral. Plus au sud, dans la Province de Jambi, la région de Tungkal (**Fig. 1.15**) aurait également progradée mais dans une moindre mesure. En effet, entre 700 et 1600 AD, la progradation aurait été de 40 km puis, de 20 km entre 1600 et 1940. Pour cette région, le taux moyen annuel de progression sur la mer au cours de la période historique est estimé à près de 60 m (Obdeijn, 1941, 1942). Toujours dans la Province de Jambi, à environ 80 km plus au sud, au niveau de l'embouchure de la rivière Batang Hari (**Fig. 1.17**), une progradation importante a également été identifiée. Cette progradation aurait été de 7,5 km entre 1821 et 1922, soit une progression d'environ 75 m/an sur la mer (Obdeijn, 1941, 1942). Dans cette région, l'étude de cartes anciennes datant de 1030 AD à 1600 AD ont permis à Obdeijn (1941, 1942) de suggérer qu'au Moyen Age, la ville de Jambi, actuellement située à plus de 100 km du littoral, était un port au bord du promontoire d'une large baie ouverte sur le Détroit de Malacca. La baie se serait ensuite envasée progressivement (Obdeijn, 1941, 1942). Soekmono (1963) suggère également l'existence d'un golfe intérieur atteignant plus de 60 km dans la région de Jambi/Muara Tembesi au cours des temps anciens (**Fig. 1.17**).

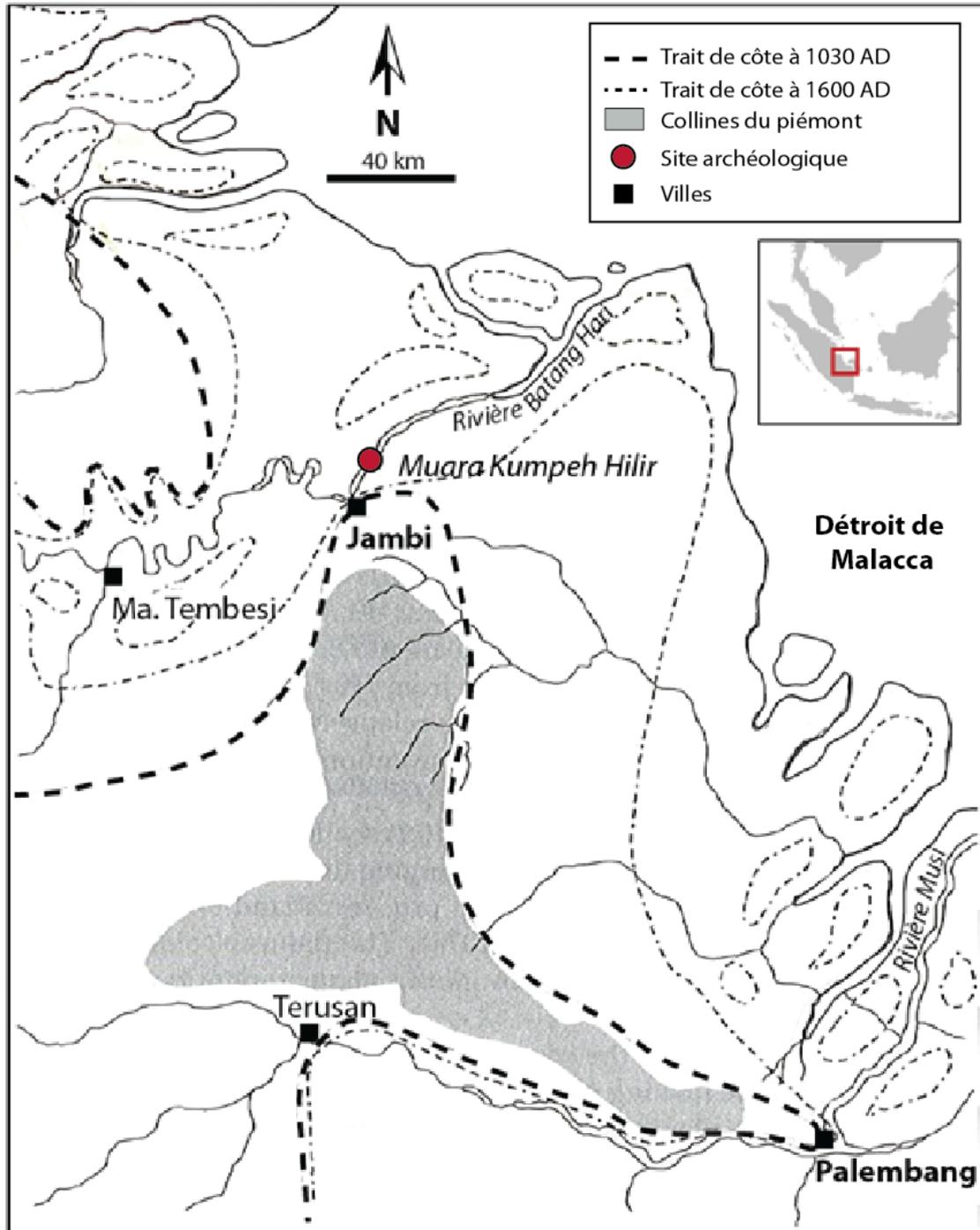


Figure 1.17 - Changements côtiers au cours de la période historique, dans la région de Jambi et de Palembang, dans la partie sud-est de l'île de Sumatra (d'après Obdeijn, 1941, 1942).

Toutefois, la découverte de vestiges archéologiques au cours des années 1980 a permis de reconsidérer la géographie côtière de cette région (Edwards McKinnon, 1982, 1984 a). En effet, Muara Kumpeh Hilir, ancien port sur la rivière Batang Hari (Fig. 1.17) (Edwards McKinnon, 1982) a livré de nombreux restes archéologiques à moins de 2 m sous la surface actuelle du sol. Certains artefacts datent du XII-XIV^{ème} siècles AD et des pièces de monnaie

du VII-VIII^{ème} siècles AD (Edwards McKinnon, 1982). Ces découvertes suggèrent que les travaux d'Obdeijn représentant le littoral comme un large golfe développé loin à l'intérieur des terres au cours des temps historiques est incorrect et sans fondations (Edwards McKinnon, 1984 a). En somme, la région côtière de Jambi semble avoir relativement peu changé au cours du dernier millénaire et, selon toute probabilité, très peu au cours des 1500 dernières années (Edwards McKinnon, 1984 a).

Dans la Province de Sumatra Sud, la ville de Palembang, située sur la rivière Musi, est à 90 km du littoral (**Fig. 1.15 et 1.17**). Mais là encore, selon Obdeijn (1941, 1942), il est tout à fait possible que la région ait été caractérisée par une vaste baie ouverte sur la mer jusqu'au Moyen Age, comme dans la région de Jambi. L'étude de cartes anciennes datant de 1030 AD à 1600 AD ont permis à Obdeijn (1941, 1942) de suggérer que Palembang était un port ayant un accès direct sur la mer durant cette période et qu'il se trouvait sur le bord d'un promontoire (**Fig. 1.17**). Plus tard, la baie qui abritait le port se serait envasée. Entre 1600 AD et 1940 AD, la région aurait progradé de 500 m/an, soit une progression de 170 km sur le Déroit de Malacca en seulement 340 ans (Obdeijn, 1941). Mohnike (in Van Bemmelen, 1949) évoque pour sa part un taux de progradation annuel 4 fois moins important, estimé à 125 m au cours de la même période. Des travaux plus récents, basés sur des photos aériennes de 1969 et des cartes de navigations britanniques de 1939, ont montré que le taux actuel de progradation était très inférieur à ceux évoqués pour les enregistrements historiques et qu'ils s'établissaient entre 10 et 20 m/an, soit des valeurs comparables à Java, Bornéo ou à la Péninsule Malaise (Chambers & Sobur, 1975, 1977). Il est probable que la configuration ancienne du littoral s'apparentait à des séries de larges baies qui plus tard se sont progressivement envasées par des apports limoneux, amenant à la configuration actuelle. Les péninsules et les promontoires se sont ainsi retrouvés dans les terres et les îles au large sont devenues des collines continentales. Des crêtes de plages, observables dans cette région, confortent cette ancienne configuration côtière (Chambers & Sobur, 1975). Le trait de côte proposé par Obdeijn (1941, 1942) a probablement existé mais plutôt au cours des temps géologiques qu'historiques. D'autres reconsiderations géographiques de la région côtière de Sumatra Sud et de Jambi ont été menées peu de temps après celles des géologues Chambers et Sobur par des archéologues (Wolters, 1975, 1979 ; Manguin, 1982, Edwards McKinnon, 1982, 1984 a) (**Fig. 1.15**). Ces derniers ont intégré à leurs données archéologiques les informations géomorphologiques existantes. Wolters (1979) suggère par exemple qu'il y a près de 8 siècles, la ville de Palembang était autant éloignée du littoral qu'aujourd'hui, bien que la rivière Musi

conduisant à la ville, ressemblait probablement plus à un golfe intérieur parsemé d'îles. Les grands changements géomorphologiques affectant l'accès au port de Palembang depuis le littoral n'ont pas eu lieu au cours des temps historiques (Wolters, 1979). Selon Wolters (1979) la morphologie de l'estuaire de la rivière Musi a été modifiée lorsque des petites îles vaseuses déposées par la dérive littorale se sont graduellement combinées pour former de plus grandes îles au sein d'une rivière plus rétrécie. L'apparition du bassin inférieur de la rivière Musi a ensuite évolué par sédimentation alluviale le long des berges fluviales (Wolters, 1979). Récemment, dans les années 2000, la découverte de sites protohistoriques près de l'embouchure de la rivière Musi a apporté de nouveaux éléments quant à l'histoire du trait de côte cette région (Rangkuti, 2014).

Enfin, dans la Province de Lampung, dans la région de Cabang (**Fig. 1.15**), la progradation côtière au cours de la période historique aurait été de 21 km, soit environ 15m/an (Van Tuyn, 1932, in Tjia *et al.*, 1968).

Conclusion

Au cours du Quaternaire, l'Asie du Sud-Est a été sujette à de nombreux changements environnementaux. La cyclicité des fluctuations du niveau marin, intrinsèquement liée à la cyclicité des fluctuations climatiques, a engendré à plusieurs reprises la submersion et l'exposition des zones côtières, et plus largement du Plateau de la Sonde, créant une reconfiguration de la géographie côtière et une modification du fonctionnement hydro-sédimentaire (déplacement des zones de sédimentation et modification du système de drainage). Ces changements côtiers ont également été grandement influencés par l'instabilité permanente de l'activité volcanique (apport de matériaux pyroclastiques) et tectonique (soulèvement et subsidence), particulièrement active dans l'arc insulaire Indonésien. Enfin, à cela s'ajoute l'impact de l'Homme. A Sumatra, et plus particulièrement dans la Province Nord, cet impact est relativement récent et débute de manière significative à partir du XIX^{ème} siècle AD, avec le développement des grandes plantations coloniales qui nécessite le défrichement de la forêt. Ces défrichements ont engendré une dénudation des sols et une intensification de l'érosion, entraînant une sédimentation accrue à l'aval et la progradation du trait de côte. A Sumatra, ces changements côtiers ont été relativement peu étudiés comparé à d'autres régions. Ainsi, ce travail de thèse doit permettre de pallier à ce manque de connaissances, en conduisant des investigations paléoenvironnementales approfondies dans la région de Sumatra Nord, à partir de la vallée de Deli et du site de Kota Cina.

Chapitre 2 - LA VALLEE DE DELI ET LE SITE DE KOTA CINA

Introduction

La vallée de Deli est située dans la Province de Sumatra Nord, en Indonésie (**Fig. 2.1 A**). La rivière Deli fait environ 88 km et prend sa source à environ 1300 m d'altitude, près du village Raja Berneh (*Miksic, 1979*), au pied du Mont Sibayak, situé dans les bas Barisan de la région de Berastagi. La rivière traverse ensuite les piémonts collinéens de la moyenne vallée, puis la plaine côtière humide de la ville de Medan, avant de se jeter dans le Déroit de Malacca, sur la façade orientale de Sumatra, via à un système deltaïque à mangrove, qu'elle forme avec la rivière Belawan, et où se trouve le site de Kota Cina (**Fig. 2.1 B**).

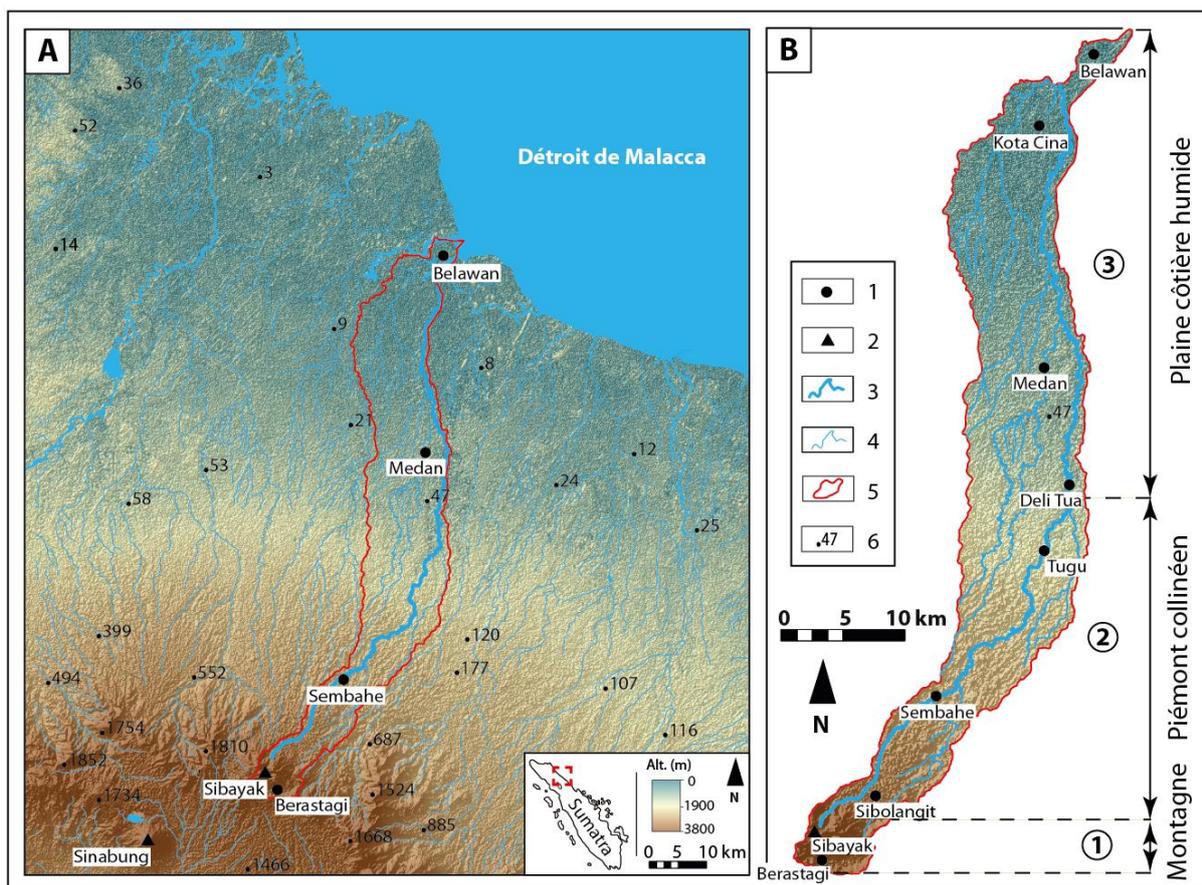


Figure 2.1 - (A) Localisation de la vallée de Deli. (B) Bassin versant de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Villes ; 2. Volcans ; 3. Cours d'eau principal (Deli) ; 4. Cours d'eau secondaires ; 5. Limites du bassin versant de Deli ; 6. Points cotés.

La vallée de Deli et le site de Kota Cina constituent deux objets d'étude très peu connus pour ce qui est de leur environnement. Seule la géomorphologie et la stratigraphie du site de Kota Cina ont été très brièvement étudiées dans les années 1970 par l'archéologue Miksic (1979).

Des traces d'occupations humaines d'époques historiques ont été identifiées dans la vallée, le long de la rivière Deli (Miksic, 1979), et plus particulièrement dans la basse vallée avec le site de Kota Cina (Edwards McKinnon, 1984 b). La vallée de Deli est connue pour avoir été un haut lieu d'échanges et de relations commerciales au cours de la période historique (Miksic, 1979). La rivière Deli, tout comme le site de Kota Cina, auraient joué un rôle capital dans ces relations, servant de voies de communications et de lieux d'échanges de produits locaux et étrangers. Kota Cina apparaît d'ailleurs comme le premier site majeur d'échange commercial identifié sur la côte nord-est de Sumatra (Edwards McKinnon, 1977 ; Milner *et al.*, 1978) au cours du XI-XIV^{ème} siècle AD. Il est aussi le premier site d'occupation ancienne à Sumatra à avoir fait l'objet de fouilles archéologiques dans les années 1970, pour ce qui est de la période historique (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b). Depuis 2011, le site fait l'objet de nouvelles fouilles grâce au programme de recherche franco-indonésien « Le site d'habitat ancien de Kota Cina, Sumatra Nord, Indonésie » (Perret, 2012).

Kota Cina, en plus d'offrir une grande diversité et une grande quantité d'artefacts, se distingue des sites précédemment fouillés dans la région par un environnement très différent et une très bonne conservation des enregistrements sédimentaires alluviaux et des vestiges organiques. Cela a donné lieu pour la première fois en Indonésie et pour un site d'époque historique à la mise en place d'une étude paléo-environnementale conjointement à une étude archéologique (Perret *et al.*, 2013 ; Chabot *et al.*, 2013). L'objectif est de comprendre l'évolution parallèle du site et de son environnement. Les premières études réalisées dans les années 1970 par Miksic, puis en 2013 dans le cadre d'un travail de Master (Chabot *et al.*, 2013) ont montré que Kota Cina était soumis à un envasement progressif et que ces changements environnementaux avaient probablement joué un rôle décisif sur le fonctionnement, l'abandon, puis la conservation du site au cours du dernier millénaire. Afin de comprendre ces variations paléo-environnementales, une étude plus large que celle du site de Kota Cina a été menée à l'échelle de son bassin versant. Cette étude est celle du bassin versant de Deli.

Ce chapitre s'organise en deux parties. Dans la première, nous présenterons les spécificités géographiques de la vallée de Deli et son fonctionnement actuel. Puis dans la seconde partie, nous nous focaliserons sur le site de Kota Cina, et présentons, d'une part, le cadre géographique et environnemental du site, puis d'autre part, l'état des recherches archéologiques et paléoenvironnementales ayant été conduites à Kota Cina depuis sa découverte jusqu'à nos jours.

2.1. Spécificités géographiques et fonctionnement du système fluvial de Deli

A ce jour, peu de données géomorphologiques spécifiques au bassin versant de Deli sont disponibles. Seul Miksic (1979) évoque brièvement dans sa thèse quelques aspects généraux et très descriptifs de la géographie de la vallée.

Dans le présent travail, une étude approfondie de la géographie de la vallée de Deli et du fonctionnement actuel de son système fluvial a été mise en place. Elle repose sur de nombreuses investigations de terrain et un travail de cartographie. Ce travail sur l'actuel s'avère nécessaire afin d'appréhender par la suite les dynamiques et les changements environnementaux holocènes ayant affectés le système fluvial de Deli et le site de Kota Cina.

2.1.1. Investigations de terrain et travail cartographique

Les investigations menées dans la vallée de Deli reposent sur deux missions de terrain, réalisées au cours du printemps 2014 et 2015. Le travail effectué a nécessité plusieurs semaines d'investigations *in situ* et s'est fait en plusieurs étapes.

(1) Une investigation « pré-terrain » a été réalisée sur des images numériques de la vallée accessibles depuis Google Earth. L'objectif était d'identifier des sites d'étude tout le long de la vallée, aux formes et aux styles fluviaux visuellement et graphiquement différents. Au total, une dizaine de sites représentatifs de la diversité du bassin versant de Deli et de son système fluvial ont été choisis pour être investigués plus en détail *in situ*.

(2) Le travail de terrain a permis de discriminer et de caractériser les principales unités géomorphologiques du fond de vallée et les processus hydro-sédimentaires et volcaniques dans différents secteurs de la vallée. Pour ce faire, chaque site a fait l'objet d'un transect topographique en travers de la rivière Deli, accompagné d'une analyse d'occupation du sol et d'une identification et délimitation des différentes unités géomorphologiques observables. Une étude granulométrique de surface a également été conduite sur certains sites. Certaines

formes, telles que le chenal actif et les bancs de galets ont pu être facilement distinguées et délimitées. En revanche, l'identification des plaines d'inondation ou, parfois, des systèmes de terrasses alluviales, se sont avérées bien plus difficiles du fait notamment de leur anthropisation et de leur couverture végétale très dense. De manière générale, les systèmes de terrasses et les plaines d'inondation de la vallée de Deli sont souvent mises en culture, notamment en rizières, en raison notamment de la présence de limons de débordements très fertiles, d'une topographie plane et de leur engorgement régulier en eau. Cette mise en culture peut servir d'indice dans la délimitation de ces unités géomorphologiques. Aussi, du fait de la position des sites au sein du bassin versant et des spécificités physiques de chacun, toutes ces formes ne sont pas automatiquement présentes. Par exemple, à l'amont, dans la haute vallée, la plaine d'inondation est inexistante. Seule la bande active est clairement identifiée.

(3) A l'aide des images satellites de Google Earth et des données de terrain obtenues, les formes identifiées sur chaque site ont été cartographiées, permettant ainsi de comprendre le contexte local et le fonctionnement hydro-sédimentaire et volcaniques actuel de la rivière Deli.

(4) Afin de caractériser les différents styles fluviaux d'amont en aval de la vallée et d'obtenir un fonctionnement généralisé du système fluvial à l'échelle du bassin versant, le chenal de la rivière Deli a été entièrement digitalisé. Ce travail a consisté à tracer une ligne au centre du fond de vallée depuis la source de la rivière jusqu'à son exutoire. Ce tracé a ensuite fait l'objet d'une segmentation en 176 tronçons de 500 m chacun, afin de calculer pour chacun d'entre eux des indices géomorphologiques (largeur moyenne du chenal, indice de sinuosité...) permettant de définir les styles fluviaux du système à partir de tronçons homogènes. Ce travail demeure malgré tout incomplet puisqu'un certain nombre d'indices morphologiques n'ont pas pu être calculés, faute d'avoir pu réaliser une digitalisation de la plaine alluviale sur tout le long de la rivière pour les raisons évoquées précédemment.

Cette étude a permis d'identifier quatre styles fluviaux majeurs présentant des caractéristiques hydro-géomorphologiques spécifiques et des fonctionnements hydro-sédimentaires et volcaniques variés, révélateurs des unités paysagères de la vallée de Deli (**Fig. 2.2 A et B**).

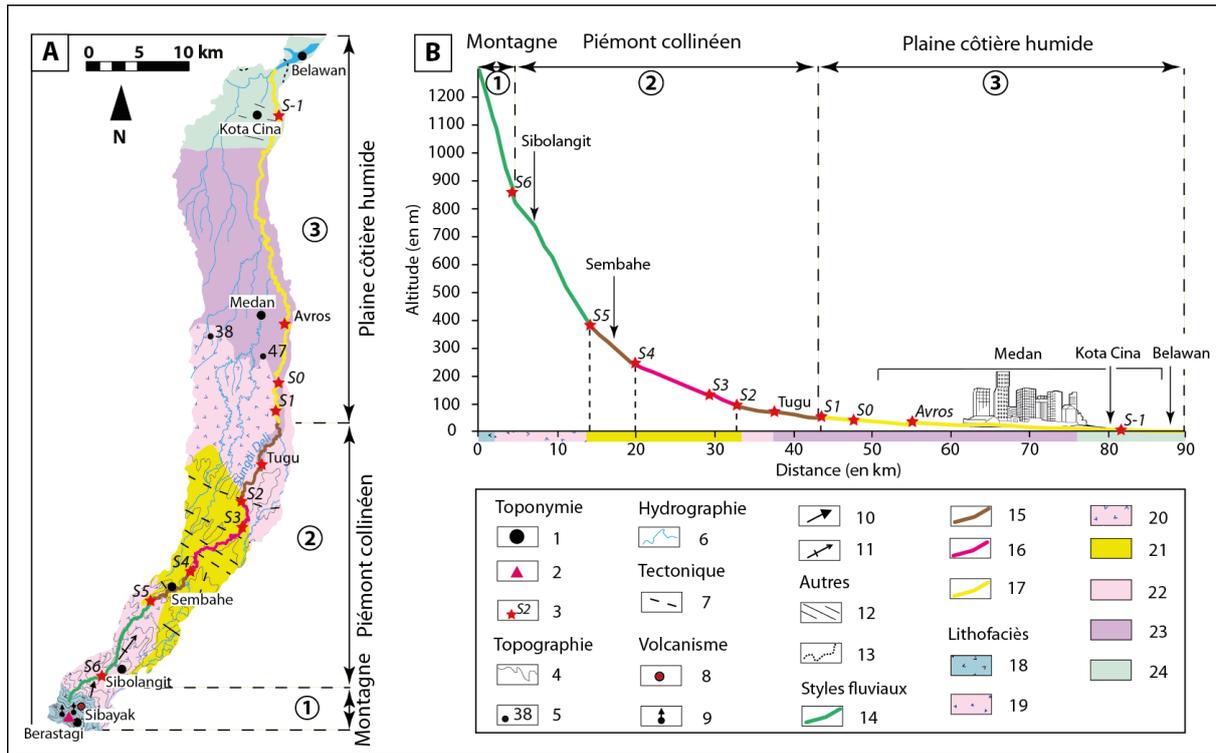


Figure 2.2 - (A) Carte géomorphologique du bassin versant de Deli et des différents styles fluviaux de la rivière. (B) Organisation longitudinale du système fluvial de Deli et de ses différents styles fluviaux (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Villes ; 2. Volcans ; 3. Sites d'étude ; 4. Courbes de niveau ; 5. Points cotés ; 6. Cours d'eau ; 7. Failles tectoniques incertaines ou approximatives ; 8. Volcan actif ; 9. Fumerolles ; 10. Coulées de lave ; 11. Litage et léger pendage des couches stratigraphiques ; 12. Barres de sable ; 13. Limite des dépôts superficiels ; 14. Style fluvial 1 ; 15. Style fluvial 2 ; 16. Style fluvial 3 ; 17. Style fluvial 4 ; 18. Unité Sibayak (andésites, dacites et dépôts pyroclastiques pléistocènes à holocènes) ; 19. Unité Binjai (coulées de brèches dacitiques à andésitiques pléistocènes) ; 20. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 21. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 22. Tufs volcaniques Toba (tufs rhyodacitiques partiellement soudés du Pléistocène) ; 23. « Formation de Medan » (blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 24. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes).

Le **style 1** correspond à **un chenal unique rectiligne de montagne, encaissé en canyon, dans les formations volcaniques pléistocènes et holocènes du volcan Sibayak**. Ce style se caractérise par une largeur moyenne du chenal restreinte (8 m) et par un indice de sinuosité faible (1,25). Il prend place dans la haute vallée, entre le volcan Sibayak et le site S6, puis dans la partie haute de la moyenne vallée, entre le site S6 et le site S5 (**Fig. 2.2 A et B**).

Le **style 2** est associé à **un chenal unique sinueux de piémonts, encaissé dans des formations volcaniques pliocènes et pléistocènes, ainsi que des formations sédimentaires pléistocènes**. Dans ce style, la largeur moyenne du chenal et l'indice de sinuosité

s'accroissent par rapport au style 1 (19 m ; SI =1,40). Ce style fluvial est présent uniquement dans la partie basse de la moyenne vallée. Il est observé sur deux portions de la rivière. D'abord entre le site S5 et le site S4, puis entre le site Tugu et le site S1 (**Fig. 2.2 A et B**).

Le **style 3** se caractérise par **un chenal unique méandrique de piémonts, encaissé dans un système de terrasses dans des formations volcaniques plio-pléistocènes**. Ce style fluvial est structurellement contrôlé par la tectonique grâce à un réseau complexe de failles. La largeur du chenal continue de s'accroître (26 m), tout comme l'indice de sinuosité (1,55). Ce style est présent uniquement dans la partie basse de la moyenne vallée, entre les sites S4 et S2 (**Fig. 2.2 A et B**).

Le **style fluvial 4** correspond à **un chenal unique sinueux associé à une large plaine côtière humide, encaissé dans des formations volcaniques pléistocènes et des sédiments pléistocènes et holocènes**. Ce style fluvial témoigne d'un rétrécissement de la largeur du chenal (25 m en moyenne) et d'un indice de sinuosité encore élevé (1,34). Le style 4 est présent dans la basse vallée de Deli, entre le site S1 et le port de Belawan, à l'embouchure de la rivière Deli (**Fig. 2.2 A et B**).

Nous présentons ci-dessous les caractéristiques physiques du système fluvial de Deli, ainsi que les différents styles fluviaux associés aux différentes portions de la vallée.

2.1.2. Description géologique et géomorphologique du système fluvial de Deli et de son fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique actuel

Le bassin versant de Deli est un petit bassin versant étroit et allongé d'environ 477 km². Il se caractérise par une grande diversité paysagère. A l'amont, dans la haute vallée montagneuse des bas Barisan, la rivière Deli incise des formations volcaniques quaternaires au sein d'une vallée étroite et découpée. La vallée s'élargit ensuite progressivement plus à l'aval et traverse une zone de piémonts collinéens volcaniques, caractérisée par un système de terrasses et structurellement contrôlée par la tectonique (**Fig. 2.3 A et B**). Dans la basse vallée, la rivière Deli traverse une vaste plaine humide côtière composée de matériaux volcano-sédimentaires, avant de se jeter dans le Détroit de Malacca via un système estuarien.

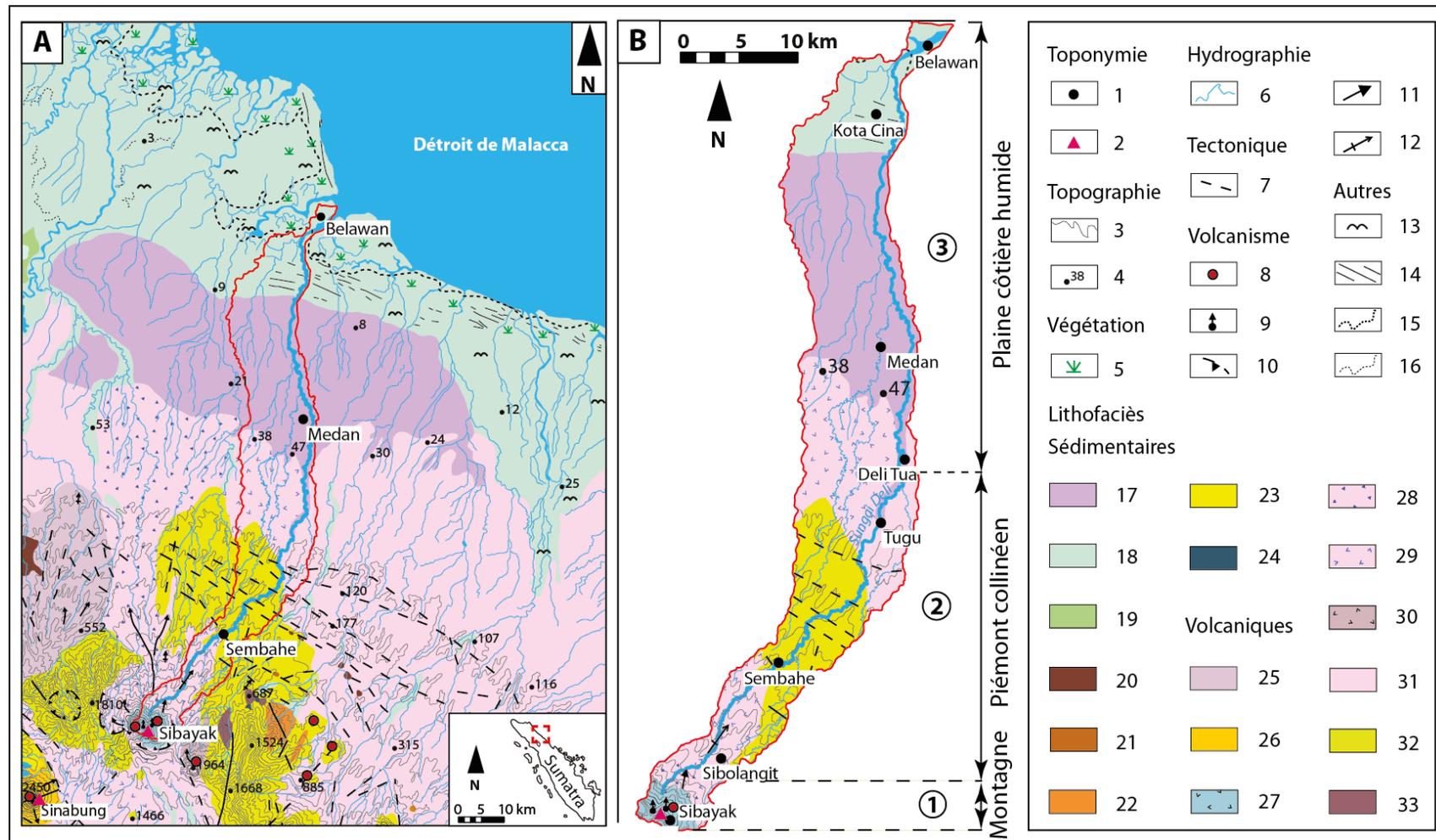


Figure 2.3 - (A) Carte géologique de la région de Medan. (B) Carte géomorphologique du bassin versant de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Villes ; 2. Volcans ; 3. Courbes de niveau ; 4. Points côtés ; 5. Mangrove ; 6. Cours d'eau ; 7. Failles tectoniques incertaines ou approximatives ; 8. Volcans actifs ; 9. Fumerolles ; 10. Caldeira ; 11. Coulées de lave ; 12. Litage et léger pendage des couches stratigraphiques ; 13. Alluvions fluviales et côtières ; 14. Barres de sable ; 15. Limite des dépôts superficiels ; 16. Paléochenal ; 17. « Formation de Medan » (blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 18. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 19. Formation Julu Rayeu (argilites et grès intercalés plio-pléistocènes) ; 20. Formation Baong (argilites et grès du Miocène ancien à moyen) ; 21. Formation Belumai (calcaires récifales, grès glauconites et siltites du Miocène ancien à moyen) ; 22. Formation Bruksah (grès et conglomérats de l'Oligocène récent) ; 23. Formation Butar (schistes et grès intercalés, schistes bitumineux et grès de l'Oligocène récent au Miocène ancien) ; 24. Formation Kuala (schistes, grès et siltites du Permien récent au Jurassique récent) ; 25. Unité Bekulap (laves et pyroclastiques dacitiques pléistocènes) ; 26. Laves dacitiques et andésitiques pléistocènes et holocènes du volcan Sinabung) ; 27. Unité Sibayak (andésites, dacites et dépôts pyroclastiques quaternaires) ; 28. Unité Binjai (coulées de brèches dacitiques à andésitiques pléistocènes) ; 29. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 30. Pyroclastiques et laves andésitiques pléistocènes ; 31. Tufs volcaniques Toba (tufs rhyodacitiques pléistocènes partiellement soudés) ; 32. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 33. Microdiorite Mendem plio-pléistocène.

2.1.2.1. La haute vallée montagneuse

Les bas Barisan de la région de Berastagi (**Fig. 2.4 A**) occupent une surface très réduite du bassin versant de Deli (environ 15 km²). Cette partie de la vallée est située entre 2212 m (Mont Sibayak) et 800 m d'altitude. Ce massif montagneux constitue l'armature de la vallée de Deli et plus largement de l'île de Sumatra. Il se compose à l'origine de roches métamorphiques permo-carbonifères, de roches sédimentaires miocènes et de formations volcaniques quaternaires (Aldiss & Ghazali, 1984). Les roches volcaniques quaternaires sont issues du volcanisme du Toba, entre 1,3 Ma et 74 ka BP, et correspondent principalement à d'épaisses couches d'ignimbrites de tufs sur lesquelles reposent de jeunes stratovolcans quaternaires, tels que le Sibayak ou le Sinabung (Van Bemmelen, 1949 ; Verstappen, 1973) (**Fig. 2.4 B et C**). Ces stratovolcans, principalement andésitiques à dacitiques, semblent être imputés à une faille passant en partie à leur base. Plusieurs coulées volcaniques, notamment de lahars andésitiques à dacitiques, sont observées dans cette partie de la vallée et recouvrent les ignimbrites de tufs Toba. Le produit de ces écoulements fluvio-volcaniques s'étend sur une large surface de la vallée, puisqu'on les retrouve jusqu'au niveau de la plaine côtière (Verstappen, 1973).

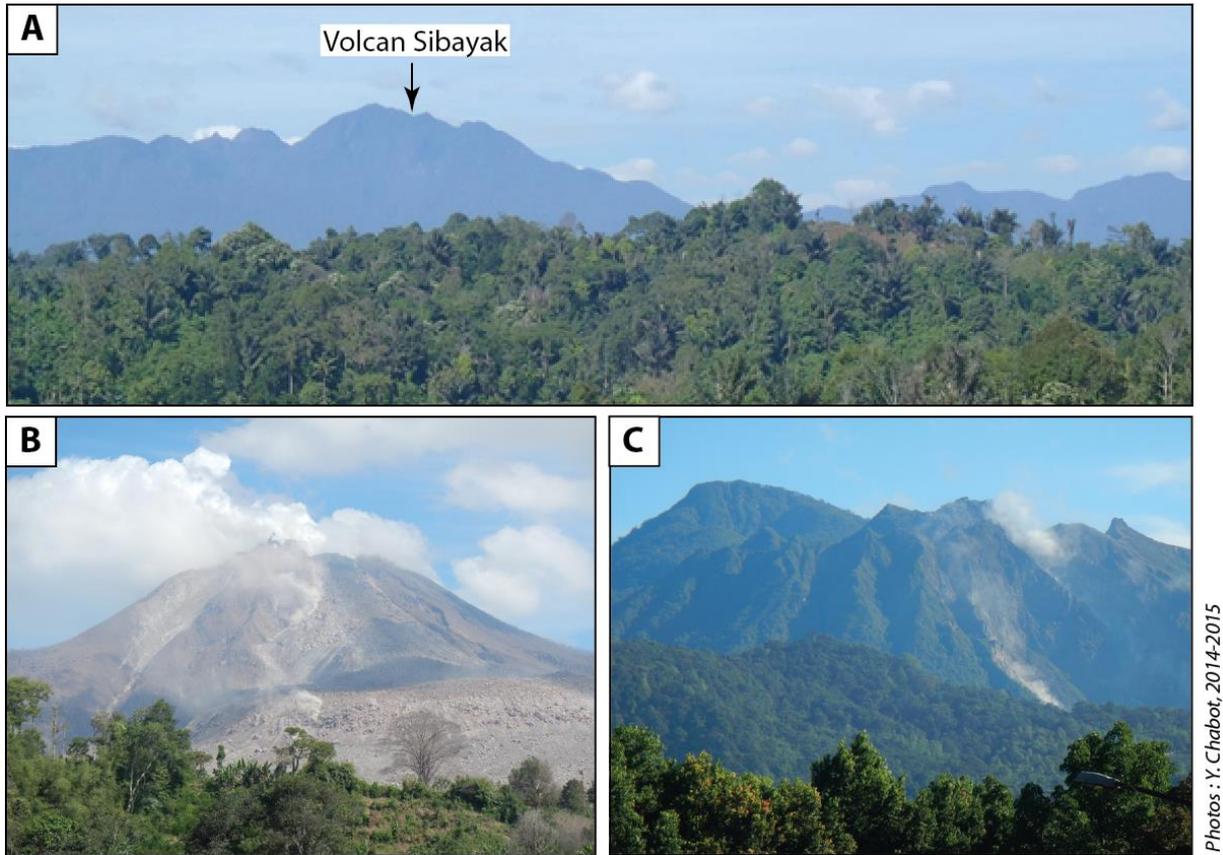


Figure 2.4 - (A) Vue sur la chaîne des bas Barisan depuis la moyenne vallée de Deli. (B) Volcan Sinabung (2460 m). (C) Volcan Sibayak (2212 m).

Dans la vallée de Deli, cette unité géomorphologique montagneuse s'étire sur moins de 5 km de large sur un axe nord-est/sud-est, et sur environ 3 km de long du sud-ouest vers le nord-est (**Fig. 2.3 B**). Le stratovolcan Sibayak est le point culminant de cette unité et fait partie du complexe volcanique Pintau et Pratektekan qui s'organise autour de la caldeira quaternaire du Singkut, dont la largeur atteint 9 km, et au sein de laquelle se trouve la ville de Berastagi. D'un point de vue géologique, la haute vallée de Deli se compose de deux formations géologiques majeures décrites ci-après.

La première, la plus importante par son extension spatiale, correspond à l'**unité Sibayak (Fig. 2.3 B)**. Elle correspond principalement au volcan Sibayak et date du Pléistocène et de l'Holocène. D'un point de vue lithologique, elle se compose de roches andésitiques, dacitiques et pyroclastiques. Des traces de passages de lahars sont associées à cette unité et sont observables dans les vallées situées au nord du volcan (*Cameron et al., 1982*).

La seconde formation correspond à l'**unité Binjai** et peut être associée à la **formation Singkut** qui affleure de manière importante dans les piémonts collinéens de la vallée et qui est

présentée ci-après dans ce chapitre. L'unité Binjai affleure sur une portion très réduite, au pied du volcan Sibayak, dans sa partie nord-est (**Fig. 2.3 B**). Cette unité date du Pléistocène et se compose de brèches volcaniques dacitiques et de tufs volcaniques du Toba (Cameron *et al.*, 1982).

Dans cette partie de la vallée le système de drainage est radial. Le réseau hydrographique rayonne à partir du volcan Sibayak. Les pentes inférieures méridionales du volcan sont abruptes et occupées par des vallées profondément découpées et étroites. De nombreux canyons se sont développés dans les tufs du Toba, relativement tendres dans ce secteur de la vallée (Cameron *et al.*, 1982). Cette petite portion de la vallée n'a pas fait l'objet d'investigations de terrain en raison de sa configuration topographique, de son accessibilité et de sa couverture végétale très dense, lié au développement de la forêt tropicale. Néanmoins, quelques paramètres géomorphologiques ont pu être calculés à partir de Google Earth, afin de définir le style fluvial actuel de la rivière Deli qui, dans cette partie de la vallée correspond au **style 1, à chenal unique rectiligne de montagne, encaissé en canyon dans les formations volcaniques pléistocène et holocènes du Sibayak (Fig. 2.2 A et B)**. La longueur de cette section est d'environ 3,9 km. La pente moyenne est de 12% et l'altitude moyenne de 1071 m. La largeur du lit mineur de la rivière est d'environ 7 m et son indice de sinuosité (le plus faible de la vallée), est de 1,25.

2.1.2.2. Les piémonts collinéens de la moyenne vallée

Les piémonts collinéens (**Fig. 2.5 A**) s'étendent sur une large portion de la vallée Deli. Ils sont présents sur environ 39 km, le long d'un axe sud-ouest/nord-est et nord, et sur 7 km de large au maximum (**Fig. 2.3 B**). A l'origine, cette unité géomorphologique correspond à des sédiments permo-carbonifères plissés (Van Bemmelen, 1949 ; Verstappen, 1973). Ces terrains tertiaires ont été recouverts au cours du Quaternaire par les tufs du Toba, puis par des roches volcaniques andésitiques et basaltiques calco-alcalines des éruptions successives des volcans adjacents au Toba (Van Bemmelen, 1949). Aujourd'hui, les piémonts sont structurellement contrôlés par un réseau de failles (Cameron *et al.*, 1982) et soumis à une intense érosion en raison de fortes précipitations et une végétation très clairsemée (Verstappen, 1973). Ils constituent les contreforts de la partie montagneuse précédemment décrite, et plus largement, de l'ensemble de la chaîne volcanique des Barisan.

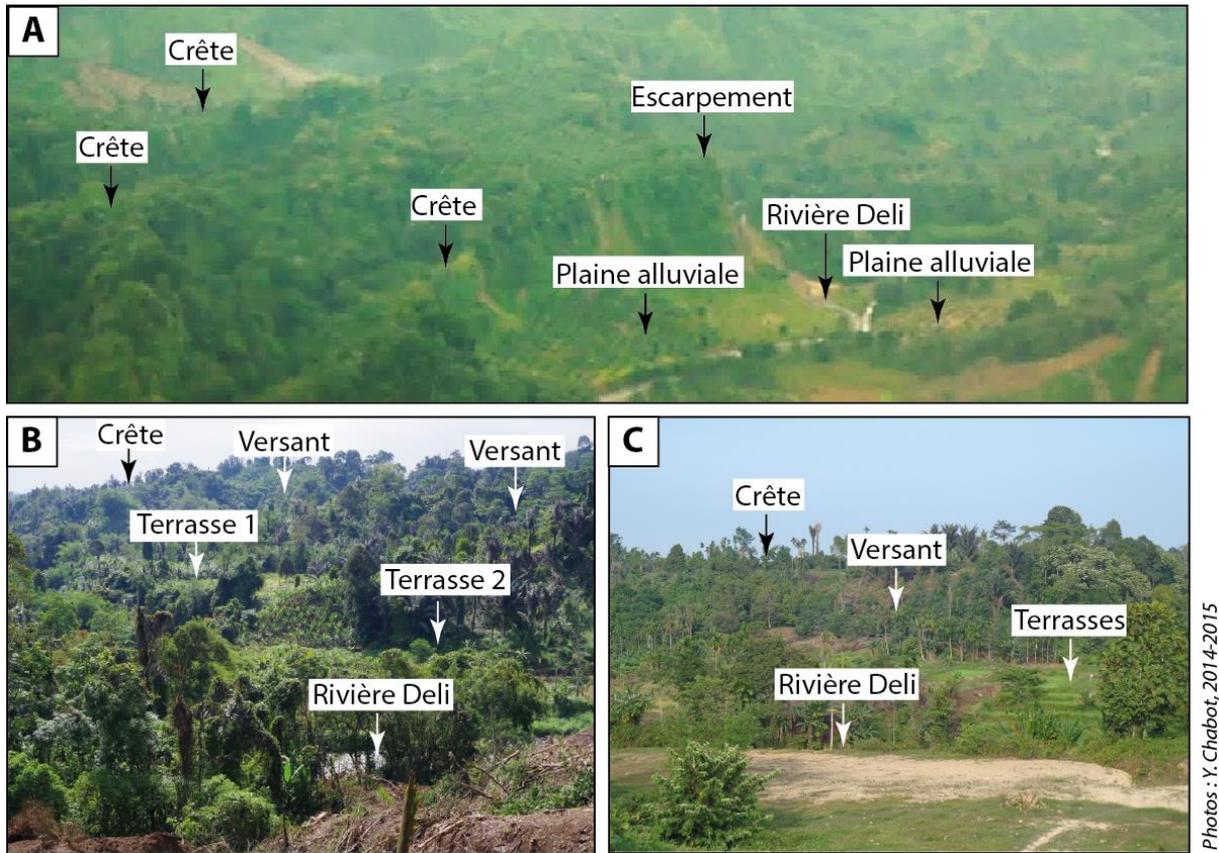


Figure 2.5 - (A) Vue sur les piémonts collinéens de la moyenne vallée de Deli. (B) Piémonts élevés au niveau du village de Sembahe. (C) Piémonts de faible altitude au niveau du site S3.

Cette seconde unité géomorphologique peut être subdivisée en deux sous-ensembles :

Le premier sous-ensemble correspond aux piémonts collinéens élevés où l'altitude est comprise entre 500 et 800 m. Il est relativement peu étendu. Il s'étire sur environ 3 à 4 km de large et 7 km de long, selon un axe sud-ouest/nord-est, entre le nord de la ville de Sibolangit et le nord du village de Sembahe (**Fig. 2.3 B**). Le relief est caractérisé par des crêtes et des sommets aux formes très irrégulières, rugueux et très découpés (**Fig. 2.5 B**). Les pentes sont étendues (200 à 300 m) et peuvent atteindre jusqu'à 60% (Cameron *et al.*, 1982).

Le second sous-ensemble correspond aux piémonts collinéens de faible élévation (de 400-500 m à 50 m d'altitude). Ce sous-ensemble occupe la majorité de la moyenne vallée et s'étire entre 4 et 7 km de large et environ 23 km de long, selon un axe sud-ouest/nord-est à nord, entre Sembahe et Tugu. L'ensemble s'élargit progressivement jusqu'à l'entrée dans la basse vallée. Le relief est bosselé et irrégulier (**Fig. 2.5 C**). Le paysage est entaillé par le réseau hydrographique. Les pentes sont courtes à modérées (50 à 100 m) et moins prononcées (8 à 30%) (Cameron *et al.*, 1982).

D'un point de vue géologique, les piémonts collinéens de la vallée de Deli sont composés de formations volcaniques datant du Plio-Pléistocène et du Pléistocène. Quatre formations peuvent être distinguées :

La première formation est associée à l'**unité Singkut**. Elle s'enfouit sous les unités de la haute vallée, précédemment décrite, mais affleure à deux reprises dans la moyenne vallée. Un premier affleurement long d'une dizaine de kilomètres est observé entre Sibolangit et Sembahe (**Fig. 2.3 B**). Un second affleurement de plus grande taille est situé dans la partie inférieure de la moyenne vallée, entre Tugu et la banlieue sud de la ville de Medan, sur la rive gauche de la rivière Deli (**Fig. 2.3 B**). Cet affleurement est observable sur plus de 15 km de long entre la moyenne vallée et la basse vallée. D'un point de vue lithologique, il s'agit d'une formation pléistocène composée de roches volcaniques andésitiques et pyroclastiques partiellement propylitisées. Elle est également associée à de larges dépôts de tufs dacitiques ponceux. Cette unité est liée à la phase principale d'activité volcanique du volcan Sibayak (Cameron *et al.*, 1982).

La seconde formation correspond à l'**unité Mentar** et date du Plio-Pléistocène. Elle est structurellement contrôlée par un réseau de failles à la position approximative ou incertaine (Cameron *et al.*, 1982). Dans la moyenne vallée, cette formation affleure sur plus de 18 km, entre Sembahe et les environs de Tugu (**Fig. 2.3 B**). Elle se compose de lahars et de roches pyroclastiques ponceuses dacitiques à andésitiques. Cette formation est recouverte par des tufs volcaniques du Toba qui forment la troisième unité géologique de la moyenne vallée.

Les **tufs du Toba** (**Fig. 2.6 A et B**) datent du Pléistocène et sont sous-jacents à la formation Binjai. Dans la moyenne vallée, ils affleurent depuis le nord de Tugu jusqu'à Deli Tua, uniquement en rive droite de la rivière Deli (**Fig. 2.3 B**). D'un point de vue lithologique, les tufs rhyolitiques calco-alcalins ponceux du Toba se composent de sables volcaniques, de cendres et de fragments de cristaux anguleux (Van Bemmelen, 1949) et sont issus de quatre émissions différentes au cours des 1,3 derniers Ma. (Chesner & Rose, 1991). Leur extension spatiale est importante, notamment pour ce qui est des tufs de la dernière grosse éruption, il y a 74 ka BP. Ces dépôts recouvrent entièrement la région, jusqu'au niveau du littoral du Détroit de Malacca (Van Bemmelen, 1949 ; Verstappen, 1973 ; Chesner, 2012).

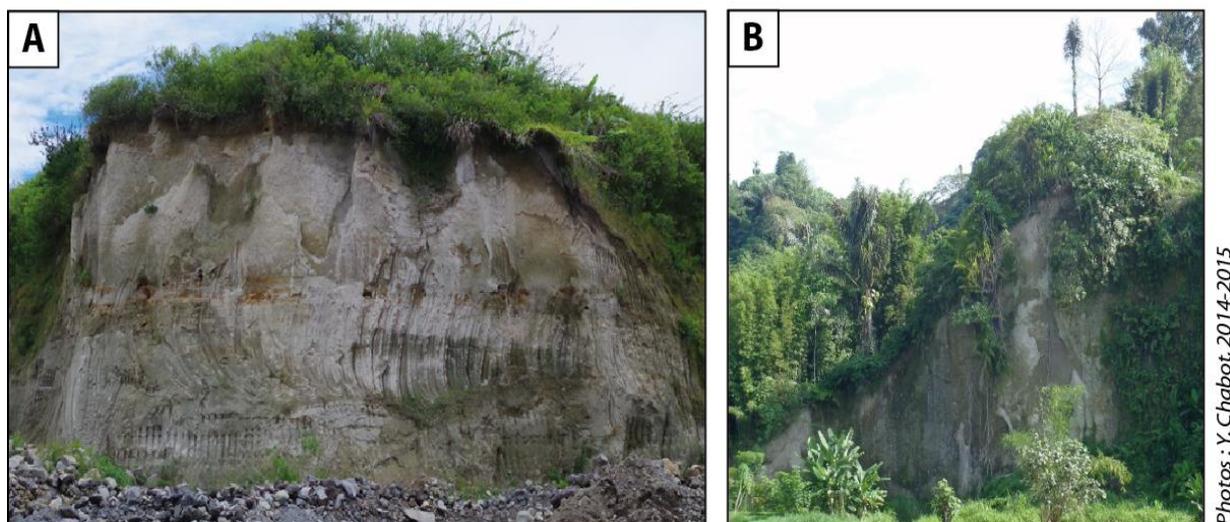


Figure 2.6 - (A) Affleurement d’ignimbrites de tufs rhyolitiques ponceux du Toba dans la haute vallée de Deli, (B) dans la moyenne vallée, au niveau du site S2.

La quatrième formation est associée à la **formation sédimentaire de Medan** et date du Pléistocène. Elle débute au niveau du site Tugu et est la plus importante de la vallée par son extension spatiale. Elle est observée sur 38 km entre Tugu et les abords de Kota Cina (**Fig. 2.3 B**). D’un point de vue lithologique, elle est composée de roches et de graviers volcanogènes, de sables, de limons, d’argiles et de tufs Toba remaniés. Sa puissance est de 30 m. Son origine est complexe et n’est à ce jour pas encore établie, tout comme son extension spatiale qui reste approximative. En dessous de cette formation se trouvent les tufs Toba (*Cameron et al., 1982*).

Dans cette partie de la vallée, la configuration du réseau hydrographique secondaire est complexe et en partie dendritique. Le réseau principal, dominé par la rivière Deli, occupe une vallée plus élargie. Trois des styles fluviaux définis (1, 2 et 3) ont été reconnus dans la zone des piémonts (**Fig. 2.2 A et B**). Nous présentons ci-dessous les différents sites investigués de la moyenne vallée, ainsi que les différents styles fluviaux qui y sont associés.

2.1.2.2.1. Le site S6 (la zone amont de la moyenne vallée)

Le **site S6** (N 3°16.406' ; E 98°32.156') est localisé à la transition entre la partie inférieure de la haute vallée et la partie supérieure de la moyenne vallée, à 900 m d’altitude (**Fig. 2.6 A**). L’encaissement de la rivière est de 5 m par rapport à la rive gauche. Le chenal mesure 9,3 m de largeur. La rivière est restreinte latéralement par une vallée très étroite en forme de canyon et aux parois rocheuses fortement inclinées, abruptes et instables.

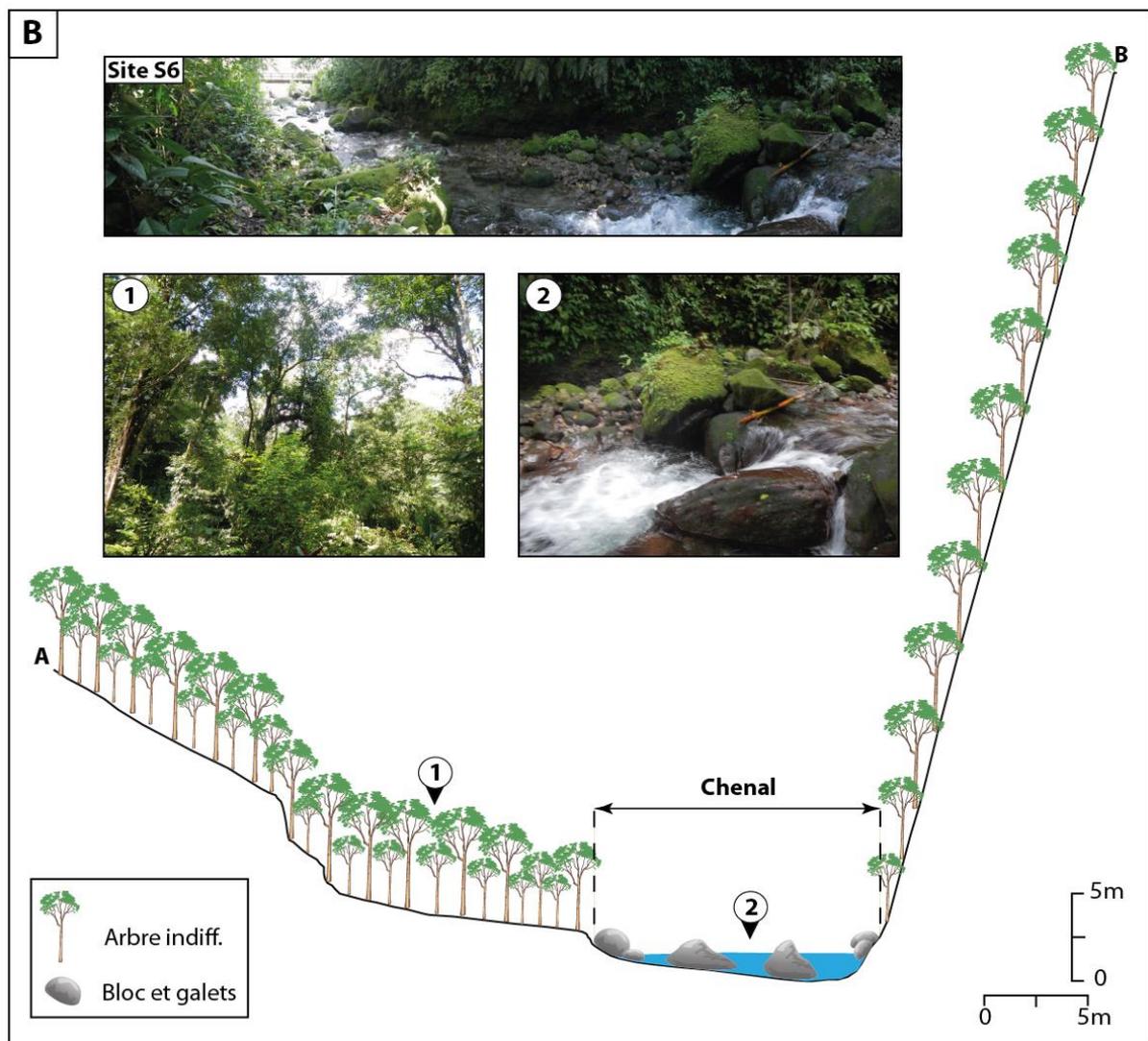
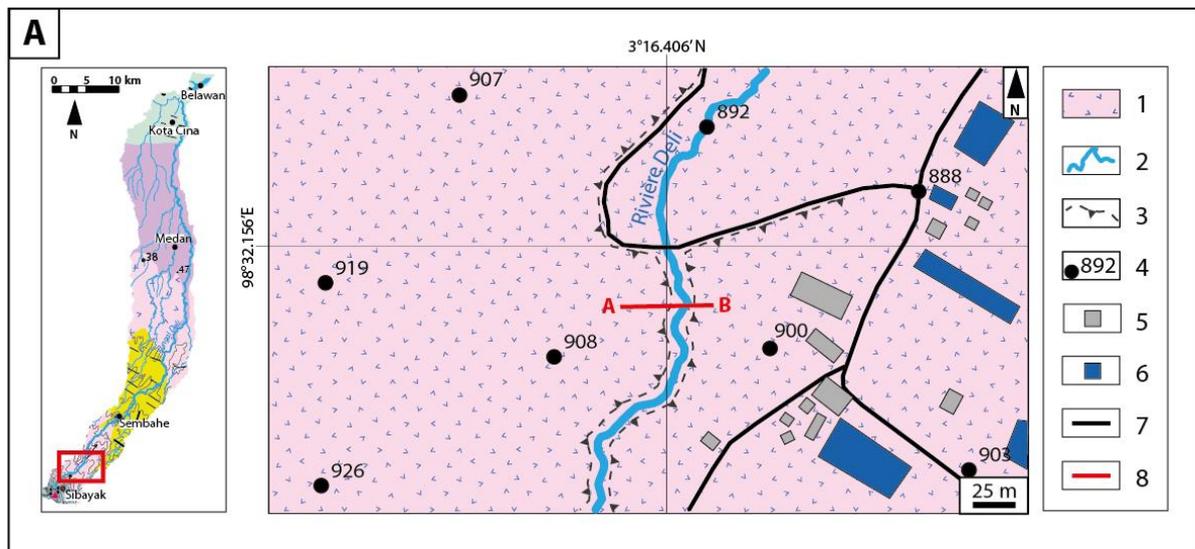


Figure 2.7 - (A) Carte géomorphologique du site S6. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 2. Chenal de la rivière Deli ; 3. Versants ; 4. Points cotés ; 5. Habitations ; 6. Bassins artificiels ; 7. Routes ; 8. Profil en travers.

De nombreux blocs de diamètre supérieur à 1 m jalonnent le chenal. Ces blocs sont majoritairement anguleux et tapissés de mousses. Ils sont directement issus du démantèlement des parois rocheuses volcaniques de la vallée, bien que ces dernières soient recouvertes par la forêt tropicale ombrophile (**Fig. 2.6 B**). Ces parois rocheuses constituent une véritable zone de production sédimentaire et volcanique. Les blocs les plus petits, très nombreux, sont roulés et proviennent de l'amont. Les matériaux volcaniques grossiers sont communément de couleur rouge et grise. Des morceaux de tufs et de pierres poncez roulés sont également identifiables. La granulométrie moyenne des dépôts actuels est d'environ 92 cm pour les blocs les plus grossiers et de 15 cm pour les blocs les plus petits.

Le style fluvial du site S6, ainsi que jusqu'au site S5, sur environ 10 km, est similaire à celui de la haute vallée montagneuse, et correspond au **style fluvial 1, à chenal unique rectiligne de montagne, encaissé en canyon dans les formations volcaniques pléistocènes et holocènes du Sibayak (Fig. 2.2)**. Sur cette portion, la rivière Deli s'écoule au sein d'une vallée étroite et encaissée dans des roches volcaniques andésitiques et pyroclastiques. Ce secteur se caractérise par une pente longitudinale moyenne de 7,1% et une altitude moyenne de 622 m. Le chenal actif atteint en moyenne 9,3 m et la plaine alluviale est inexistante. Le tracé de la rivière présente un indice de sinuosité faible (SI = 1,25).

2.1.2.2.2. Le site S5 (la zone médiane de la moyenne vallée)

Le **site S5** (N 3°20.126' ; E 98°34.630') se trouve entre 380 et 440 m d'altitude (**Fig. 2.8 A**). L'encaissement actuel de la rivière s'effectue dans deux formations volcaniques. D'abord dans l'unité Singkut, puis dans l'unité Mentar. Il est d'environ 10 m par rapport à la rive droite, et est probablement lié en partie à l'activité tectonique locale. La bande active fait environ 16 m de largeur. La rive droite de la rivière est dominée par un versant de 372 m de long aux pentes raides (37% en moyenne). Ce versant est recouvert par une forêt tropicale ombrophile associée à des plantes cultivées telles que des bananiers (*Musa* sp.), des cocotiers (*Cocos nucifera*), des palmiers à bétel (*Areca catechu*), des papayers (*Carica papaya*) et du manioc (*Manihot esculenta*). La plaine alluviale est identifiable mais sa délimitation est incertaine et approximative. Les berges de la rivière, tant en rive droite, qu'en rive gauche sont parsemées de bambous (*Bambuseae*), de plantes herbacées et d'arbres (**Fig. 2.8 B**).

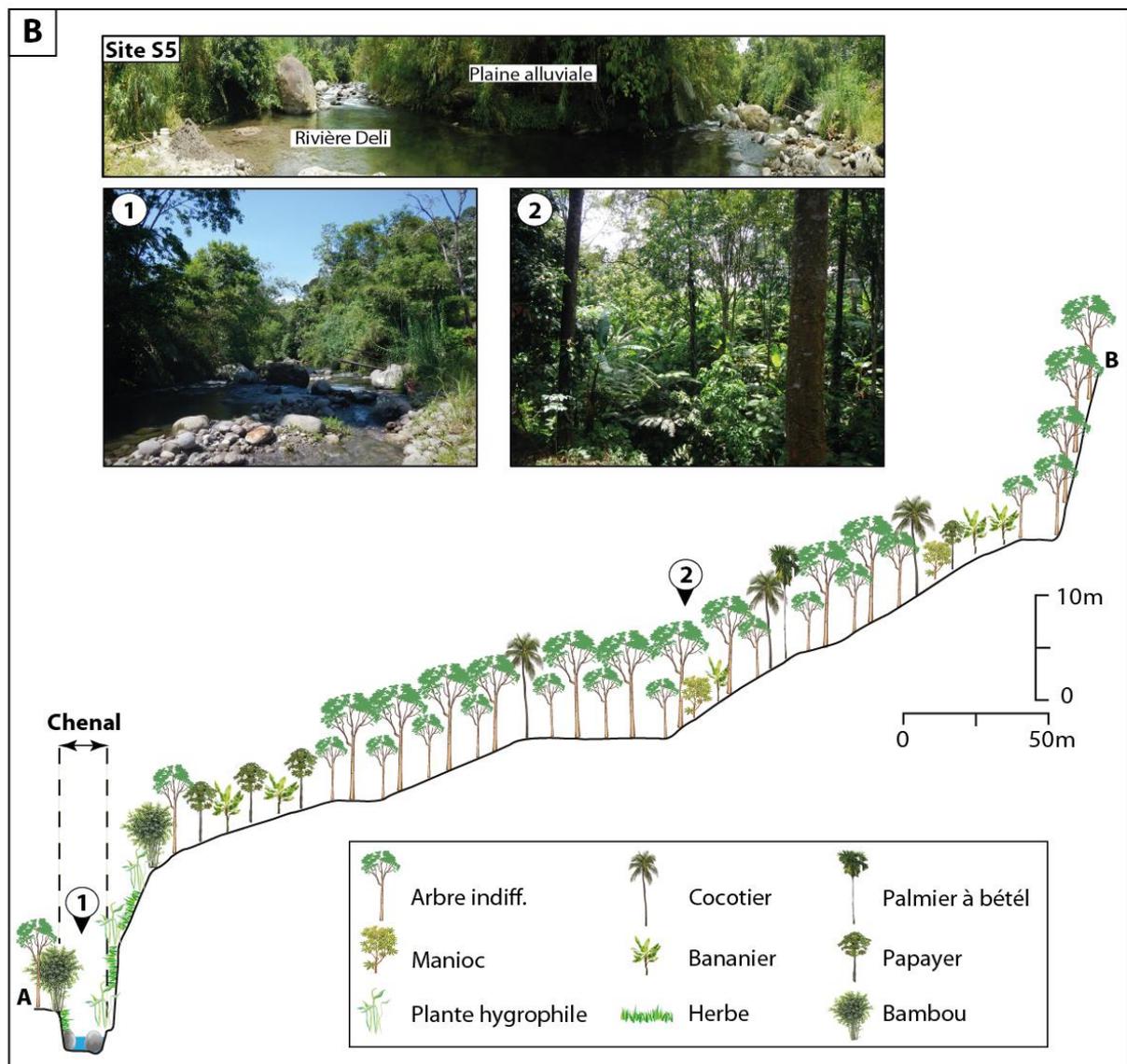
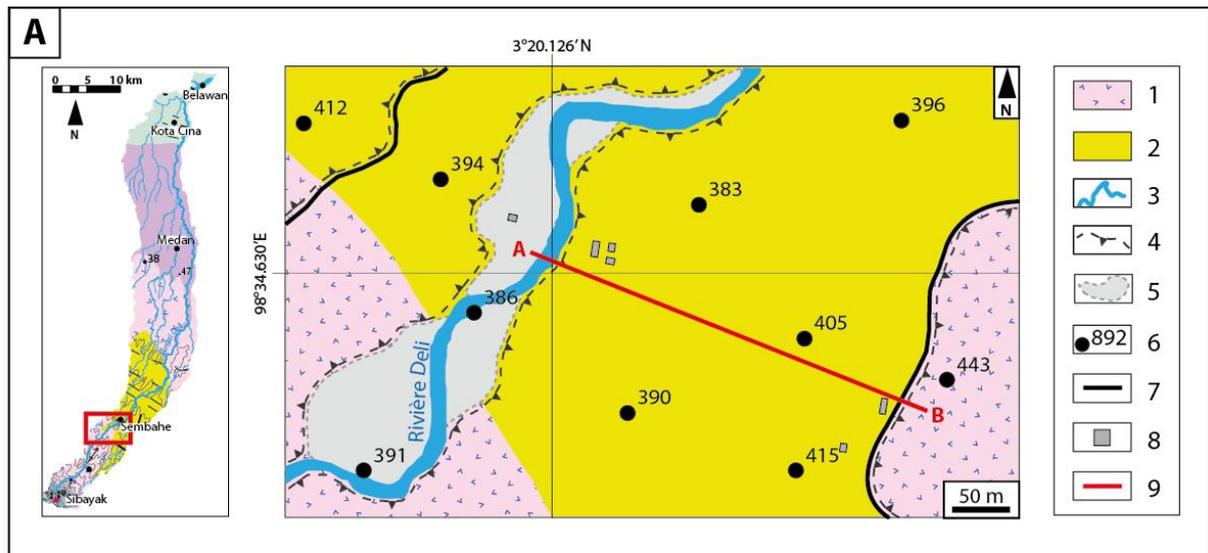


Figure 2.8 - (A) Carte géomorphologique du site S5. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 2. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 3. Chenal de la rivière Deli ; 4. Versants ; 5. Plaine alluviale ; 6. Points cotés ; 7. Routes ; 8. Habitations ; 9. Profil en travers.

La rive gauche est composée d'une plaine alluviale végétalisée composée d'arbres et de plantes cultivées. Au niveau du profil en travers, la plaine alluviale mesure environ 50 m de large et se trouve à environ 2,50 m au-dessus du chenal de la rivière Deli (**Fig. 2.8 A et B**). La granulométrie des dépôts se caractérise par des blocs volcaniques de taille variable et majoritairement roulés. Les plus gros peuvent atteindre ou dépasser 1 m de diamètre. Ces blocs sont généralement anguleux et sont situés au sein du chenal actif. Ils proviennent de l'amont et des versants adjacents, notamment du versant situé en rive droite du chenal. Des blocs roulés plus petits (quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres de diamètre) constituent la charge de fond du chenal. Ces blocs sont transportés par roulement lors d'écoulements énergiques. Ils sont temporairement déposés jusqu'à l'arrivée d'un nouvel épisode hydrologique puissant qui remobilise alors une grande partie de ces sédiments. Les premières îles végétalisées au sein du chenal actif apparaissent quelques centaines de mètres en amont du site. On les retrouve jusqu'à l'entrée de la plaine côtière, dans la basse vallée. Les blocs sont toujours de couleur rouge et grise. La granulométrie moyenne des dépôts actuels tend à décroître par rapport au site S6. Elle est d'environ 79 cm pour les blocs les plus gros et de 9 cm pour les blocs les plus petits.

Le style fluvial du site S5, jusqu'au site S4, correspond au **style fluvial 2, à chenal unique sinueux de piémonts, encaissé dans des formations volcaniques pliocènes et pléistocènes, et des formations sédimentaires pléistocènes (Fig. 2.2 A et B)**. Sur cette portion d'environ 6 km, la rivière Deli est encaissée dans des formations volcaniques pyroclastiques ponceuses dacitiques à andésitiques du Plio-Pléistocène, et dans des tufs pléistocènes du Toba. Ce secteur est également situé en bordure de la formation géologique Singkut. Quelques petites failles liées à la tectonique locale contrôlent la structure de cette zone. La vallée reste encore relativement étroite (environ 5 km de large) (**Fig. 2.2 A**). La pente longitudinale moyenne est d'environ 5,4% et l'altitude moyenne de 305 m. La largeur du chenal actif a pratiquement doublé par rapport au secteur (S6-S5) précédent et atteint en moyenne 16 m. La plaine alluviale apparaît pour la première fois, mais les problèmes liés à sa reconnaissance et sa délimitation ne nous permettent pas d'estimer sa largeur moyenne pour la longueur totale de ce secteur fluvial. Seul le site S5 situé au début du tronçon a fait l'objet d'une telle mesure. Sur ce secteur la sinuosité du cours d'eau augmente ($SI = 1,47$). Cela est probablement dû à l'activité tectonique locale (Cameron et al., 1982).

2.1.2.2.3. Le site S4 (la zone médiane de la moyenne vallée)

Le **site S4** (N 3°21.472' ; E 98°36.358') est localisé entre 230 et 260 m d'altitude. L'encaissement de la rivière Deli est d'environ 7 m (**Fig. 2.9 B**). Cet encaissement s'effectue au sein d'un système de terrasses qui comprend une terrasse ancienne étagée (t1) dont la base se situe à environ 17 m au-dessus du chenal actif, en rive gauche de la rivière. Cette terrasse est aujourd'hui investie par un bassin (**Fig. 2.9 A et B**). Au-dessus de cette terrasse se trouve un petit versant d'une vingtaine de mètres hauteur, entièrement couvert de palmiers à huile (*Elaeis guineensis*). En contre bas de la terrasse se développe une plaine alluviale d'environ 40 à 50 m de largeur. Elle est occupée par des cultures, notamment de riz (*Oryza*), et des Cyperaceae comme *Cyperus* sp. (**Fig. 2.9 A et B**). Quelques sagoutiers (*Myroxylon sagu*) sont également présents, ainsi que d'autres espèces de palmiers (palmiers à huile, cocotiers, palmiers à bétel...). Cette plaine est également occupée par des habitations. Une levée, probablement d'origine anthropique, est également identifiable entre la plaine et le chenal actif. Cette dernière est recouverte d'arbres, de palmiers et de bambous.

La rive droite est quant à elle caractérisée par une plaine alluviale dont la largeur varie de 40 à 100 m. Elle est couverte d'un tapis herbeux, de plantations de palmiers à huile, de rizières et d'arbres de différentes espèces. Des constructions en dur y sont également implantées de manière sporadique. Un versant marque la fin de cette plaine. Il est recouvert d'une végétation arborée et plus particulièrement par des palmiers cultivés (**Fig. 2.9 B**).

La granulométrie des sédiments tend à augmenter de façon significative, notamment pour ce qui est des fractions les plus grossières. En effet, la taille moyenne des blocs les plus grossiers est d'environ 117 cm, alors qu'elle n'était que de 79 cm sur le site précédent (site S5). Celle des plus petits blocs passe de 9 cm à 11 cm. Cette augmentation peut s'expliquer par la présence d'un affluent, 1 km en amont du site S5 qui contribue fortement à accroître les flux solides et liquides. S'ajoute à cela la mise en culture des versants qui, dans cette portion de la vallée, devient importante et contribue indéniablement à l'érosion des versants et à l'apport d'une charge de dépôts supplémentaires. Ce matériel grossier constitue des bancs latéraux dans le chenal (**Fig. 2.9 A et B**). Les colluvions sont relativement grosses (plusieurs dizaines de centimètres à plus d'un mètre de diamètre) et sont déposées sur le bas des versants et au sein du chenal actif. Elles reflètent la lithologie locale du haut des versants. La tectonique locale contribue également à la déstabilisation de ces versants et à un apport de matériaux. Les autres blocs, plus émoussés, et généralement plus petits, proviennent de l'amont et sont transportés par la rivière lorsque la compétence de cette dernière est énergique. Ces matériaux

transitent un certain temps dans le secteur avant d'être repris à nouveau par la rivière, et d'être redéposés plus en aval. Les blocs sont majoritairement de couleur grise. Enfin, il est important de souligner que ce secteur fluvial marque l'entrée dans un système fluvial très fortement perturbé par les activités anthropiques. Sur ce site, des portions de berges ont été entièrement murées avec du béton et des galets de la rivière (**Fig. 2.9 B**). Le chenal lui-même est par endroit bétonné en travers. Des petites retenues d'eau artificielles sont également présentes au sein du chenal.

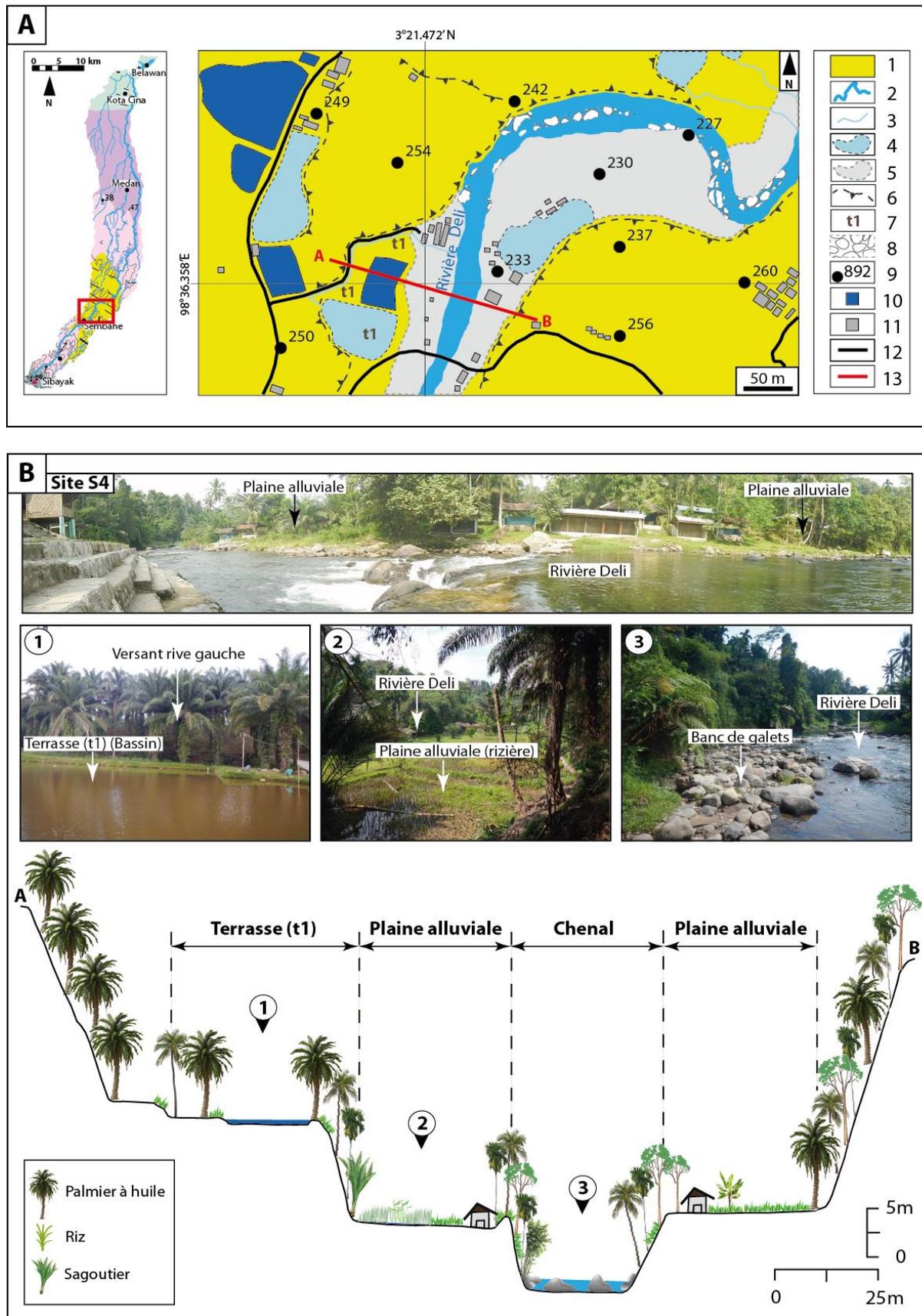


Figure 2.9 - (A) Carte géomorphologique du site S4. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 2. Chenal de la

rivière Deli ; 3. Ecoulements secondaires ; 4 ; Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées en rizières ; 5. Plaine alluviale ; 6. Versants ; 7. Terrasse ; 8. Bancs de galets ; 9. Points cotés ; 10. Bassins ; 11. Habitations ; 12. Routes ; 13. Profil en travers.

Le style fluvial du site S4, jusqu'au site S2, correspond au **style fluvial 3 à chenal unique méandrique de piémonts, encaissé dans un système de terrasses dans des formations volcaniques plio-pléistocènes (Fig. 2.2 A et B)**. Ce style est observé sur près de 13 km, uniquement dans la partie médiane de la moyenne vallée (**Fig. 2.2 A et B**). La pente longitudinale moyenne atteint 4,7% et l'altitude 157 m. La largeur moyenne du chenal continue d'augmenter et atteint désormais plus de 26 m. La plaine alluviale est présente, et est également plus élargie. Il est en revanche difficile de l'estimer pour l'ensemble du secteur tant elle est anthropisée et profondément modifiée. Seuls les sites S4 et S3 ont fait l'objet de mesures. Le style fluvial 3 présente l'indice de sinuosité le plus élevé de la vallée ($SI = 1,55$). Dans ce secteur, la rivière Deli incise des formations volcaniques qui correspondent principalement à des dépôts de lahars et de roches pyroclastiques ponceuses dacitiques à andésitiques, et de tufs rhyolitiques du Toba. D'un point de vue morphologique, la vallée évolue radicalement, tout comme les paysages. Ce secteur se caractérise par une ouverture progressive du fond de vallée (**Fig. 2.2 A**). Un système de terrasses cultivées structure les versants et alimente la rivière en matériel grossier, faisant de ce secteur une zone de production et de transfert de matériaux sédimentaires et volcaniques. La largeur de la vallée passe ainsi de 5 km au niveau du site S4, à 10 km au niveau du site S3. Des paléoméandres et des paléochenaux, aujourd'hui inactifs et généralement aménagés et cultivés en rizières, sont également observables tout le long du secteur ([Verstappen, 1973](#)). Ils indiquent une évolution hydro-géomorphologique de la moyenne vallée au cours du temps. Enfin le chenal actif est parsemé d'îles de formes et de tailles variables. Elles s'étendent généralement dans le sens des écoulements de la rivière Deli et sont stabilisées par le développement d'une végétation herbeuse et arborée. Elles s'agradient grâce aux apports sédimentaires de l'amont et des versants latéraux, déposés notamment par la rivière lors d'épisodes de crues. L'ensemble des caractéristiques géomorphologiques de ce secteur fluvial peut en partie s'expliquer par le soulèvement tectonique local matérialisé par l'existence d'un réseau de petites failles ([Cameron et al., 1982](#)).

2.1.2.2.4. Le site S3 (la zone médiane de la moyenne vallée)

Le **site S3** (N 3°23.644' ; E 98°38.899'), localisé entre 140 et 180 m d'altitude, est caractérisé par un encaissement de la rivière Deli d'environ 4 m par rapport à la rive gauche et de 10 m par rapport à la rive droite. Comme pour l'ensemble du secteur, le chenal principal mesure environ 26 m de large (**Fig. 2.10 A et B**). Il est constitué principalement par du matériel grossier correspondant à des blocs rocheux arrondis et anguleux, de couleurs grise et rouge. Les blocs les plus gros sont généralement les plus anguleux et proviennent d'apports latéraux. Les blocs arrondis, plus petits, arrivent de l'amont. Le matériel grossier constitue des bancs latéraux. La granulométrie moyenne des blocs les plus grossiers décroît nettement par rapport au site S4, et passe de 117 cm à 75,5 cm. Pour ce qui est des dépôts les plus petits, le diamètre moyen est 12,3 cm.

La rive gauche de la rivière est caractérisée par une plaine alluviale d'une quarantaine de mètres de largeur, couverte d'un tapis herbeux et d'une jachère développée sur un ancien champ de maïs (**Fig. 2.10 A et B**). Des cocotiers prennent place sur le haut de la berge. Au-delà de la plaine, se trouve un petit versant d'environ 23 m de haut. Ce dernier est recouvert d'un tapis herbeux, de plantes cultivées (bananiers, manioc, cocotiers...) et de quelques arbustes. Ce versant a été tronqué suite à l'ouverture d'un chemin qui permet d'accéder à la rivière (**Fig. 2.10 A et B**). La partie supérieure de ce versant est constituée de blocs roulés de plusieurs centimètres de diamètre, associée à une matrice argileuse orangée très indurée. Des clastes volcaniques roulées de taille hétérométrique sont également observables (**Fig. 2.11 A et B**). Au-dessus de ce versant prend place une petite terrasse (t2) tapissée d'un couvert herbeux. Cette terrasse se trouve à plus de 20 m au-dessus du chenal actif. Une profonde incision régressive entaille cette terrasse dans sa partie septentrionale. Elle est densément végétalisée par un couvert arboré dans sa partie supérieure, et arbustive, dans sa partie inférieure. Cette incision est probablement liée en partie à l'écoulement d'un petit cours d'eau en contre-bas. Il est également probable que le soulèvement tectonique du secteur joue un rôle en déstabilisant la structure et le fonctionnement hydrographique et hydrologique local, expliquant par ailleurs l'existence de la terrasse. Au-delà de cette terrasse, se trouve une carrière d'argiles.

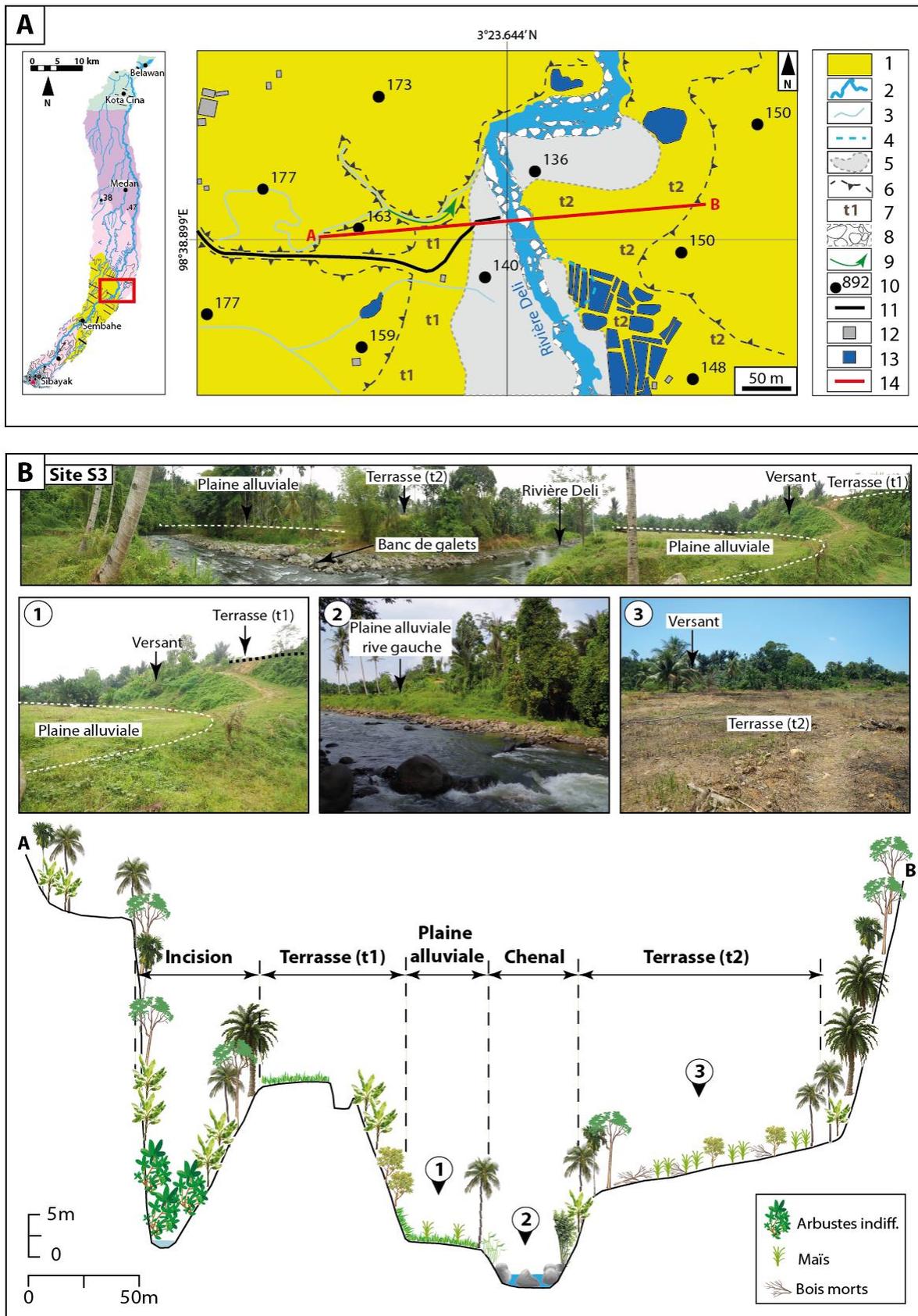


Figure 2.10 - (A) Carte géomorphologique du site S3. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 2. Chenal de la

rivière Deli ; 3. Ecoulements secondaires ; 4. Paléoméandre ; 5. Plaine alluviale ; 6. Versants ; 7. Terrasses ; 8. Bancs de galets ; 9. Incision ; 10. Points cotés ; 11. Route ; 12. Habitations ; 13. Bassins ; 14. Profil en travers.

La rive droite s'organise différemment. En premier lieu, se trouve une vaste terrasse (t2) de plus de 80 m de long. Cette dernière est entièrement cultivée sur brûlis (**Fig. 2.10 A et B**). Elle est également parsemée de blocs centimétriques anguleux et roulés. Dans sa partie nord-ouest, cette terrasse est caractérisée par le développement d'un lobe de convexité sablo-limoneux dans un méandre de la rivière (**Fig. 2.11 C**). Ce lobe de convexité, situé en contrebas de la terrasse, est formé par le dépôt des alluvions de la rivière et constitue une petite plaine alluviale. Cette dernière située à environ 3 m au-dessus du chenal actif et est bordée par des cocotiers et des palmiers à bétel cultivés. Elle est aménagée en parcelles de cultures. L'extrémité du lobe est recouverte par une formation végétale arborée et quelques bambous. Un petit versant cultivé en terrasse sépare le lobe de convexité et la terrasse. Face à ce lobe, se trouve la rive concave du méandre, dans laquelle la rivière Deli érode latéralement la lithologie volcanique des versants, composée principalement de lahars, de brèches volcaniques, de roches pyroclastiques ponceuses et de tufs plio-pléistocènes. Au sud, la terrasse est entaillée par un paléoméandre, aujourd'hui inactif et totalement végétalisé (**Fig. 2.11 D**). Dans cette même zone, de nombreux bassins d'irrigation ont été construits au cours des dernières années. Cette terrasse est délimitée dans sa partie sud-est par un versant couvert de cocotiers, de palmiers à huile, de palmiers à bétel et d'autres formations arborées indifférenciées.

Le site S3, à l'image du site S4, subit d'importantes pressions anthropiques (déforestation massive des versants, développement des plantations de palmiers à huile, cultures en terrasses, extractions d'argiles, extractions de blocs rocheux dans le lit de la rivière...) (**Fig. 2.11 E et F**). Ces perturbations contribuent fortement à la modification du système fluvial de Deli et de son fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique.

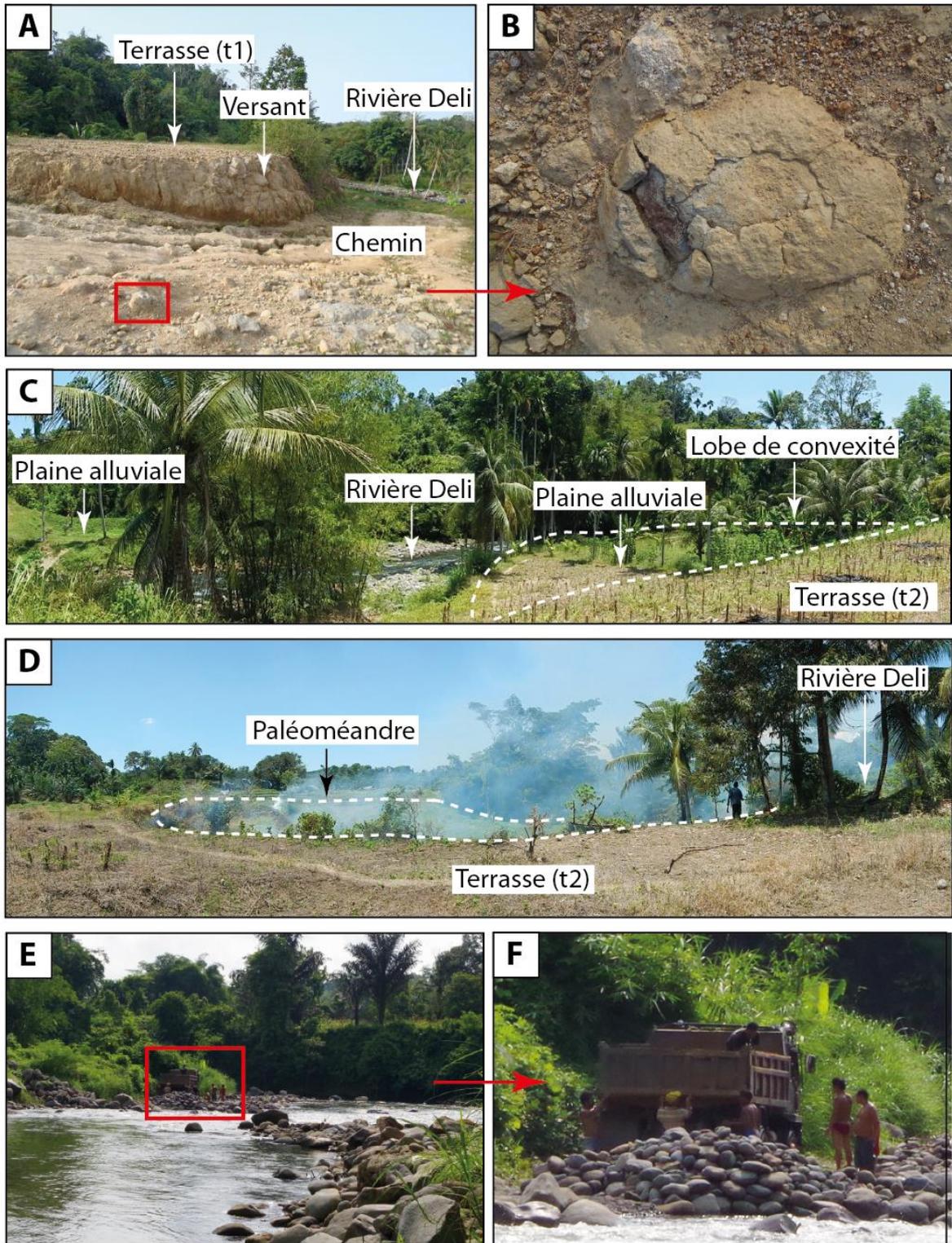
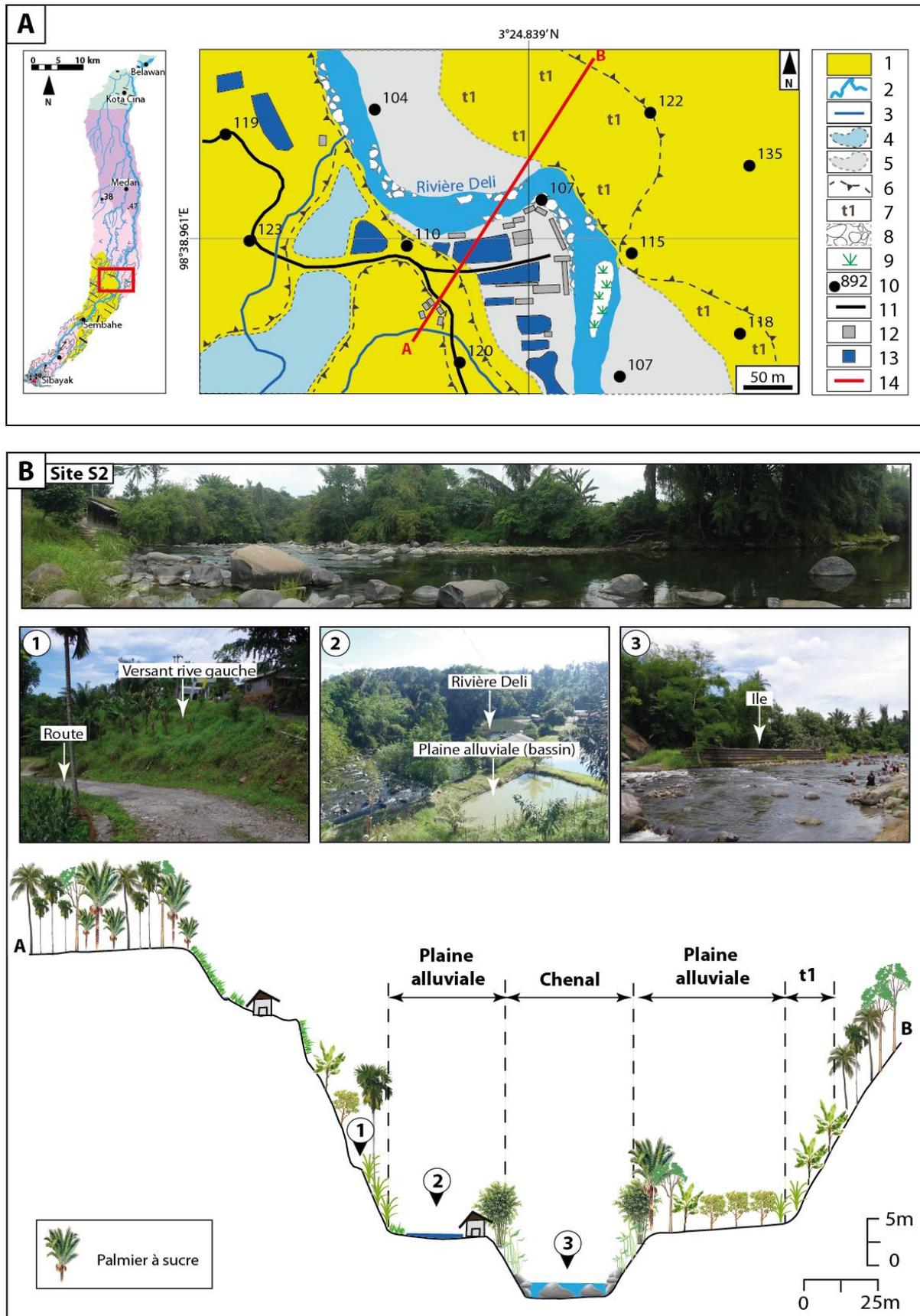


Figure 2.11 - (A) Versant entaillé par le chemin. (B) Roche volcanique roulée. (C) Lobe de convexité de la rive droite et unités géomorphologiques associées. (D) Paléoméandre de la rive droite. (E et F) Extraction de galets dans le lit de la rivière Deli.

2.1.2.2.5. Le site S2 (la zone aval de la moyenne vallée)

Le **site 2** (N 3°24.839' ; E 98°38.961') est localisé entre 110 et 120 m d'altitude. Le chenal mesure 22,3 m de largeur et la plaine alluviale plus de 100 m de part et d'autre de la rivière. L'encaissement actuel de la rivière Deli est compris entre 5 et 6 m (**Fig. 2.12 A et B**). Le matériel sédimentaire et volcanique présent au sein du chenal est constitué de blocs rocheux anguleux et roulés de couleur gris. La granulométrie moyenne des blocs les plus grossiers augmente fortement, passant de 75,5 sur le site S3 cm, à 106 cm. Celle des blocs les plus petits baisse légèrement, passant de 12,3 à 10,7 cm. De manière générale, la taille des blocs anguleux est plus importante que celles des blocs roulés. Ces derniers font quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres, alors que les premiers peuvent facilement atteindre ou dépasser les 1 mètre de diamètre (**Fig. 2.12 B**). Les blocs anguleux proviennent d'apports latéraux locaux et, probablement du décaissement récent de la plaine alluviale de la rive gauche, aujourd'hui convertie en bassins. Les blocs arrondis arrivent quant à eux directement de l'amont. Ils transitent dans ce secteur avant d'être évacués vers l'aval. Le matériel présent sur ce site constitue par endroit des bancs latéraux. Ces blocs constituent également une île d'environ 80 m de long et 15 m de large au centre du chenal. Cette île est recouverte d'un tapis herbeux. Une esplanade en béton entourée d'escaliers est construite en son centre (**Fig. 2.12 B**).

La rive gauche de la rivière Deli se situe dans la partie convexe d'un méandre. Un petit lobe de convexité non végétalisé se développe vers le nord. Il est formé de dépôts sableux et se situe quelques dizaines de centimètres au-dessus du chenal actif. Il constitue le point de départ d'une plaine alluviale aménagée en huit bassins (**Fig. 2.12 A et B**). Une partie des berges du chenal est bétonnée et aménagée par des structures en dur. Quelques îlots de bambous et quelques arbres d'espèces différentes sont également présents et suivent le tracé du chenal. Cette rive est également caractérisée par quelques bancs latéraux de galets sur lesquels poussent sporadiquement des Cyperaceae tel que *Cyperus* sp. Un petit versant d'une vingtaine de mètres de hauteur marque la fin de la plaine alluviale. Ce versant est tapissé de plantes cultivées comme (bananiers, maïs, manioc, citronnelle (*Cymbopogon citratus*), palmiers à bétel). Il est tronqué à deux reprises. Une première fois par un chemin puis, une seconde fois, par une route, dans sa partie supérieure (**Fig. 2.12 A et B**). Au-delà de ce versant, prend place une formation arborée essentiellement composée de palmiers (palmiers à bétel, palmiers à sucre (*Arenga pinnata*), et cocotiers).



1. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques poncés dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 2. Chenal de la

rivière Deli ; 3. Chenal anthropique ; 4. Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées en rizières ; 5. Plaine alluviale ; 6. Versants ; 7. Terrasses ; 8. Bancs de galets ; 9. Végétation de l'île ; 10. Points cotés ; 11. Routes ; 12. Habitations ; 13. Bassins ; 14. Profil en travers.

La rive droite, située dans la partie concave du méandre, est constituée d'une berge haute d'environ 5 m (**Fig. 2.12 A et B**). Elle est couverte de quelques palmiers, d'arbres et de bambous. En s'éloignant du chenal, elle laisse place à une plaine alluviale cultivée (manioc, bananiers, palmiers à sucre...), puis à une terrasse de cultures de bananes. Un versant haut d'une quinzaine de mètres marque la fin de la terrasse. Ce versant est couvert de plantes de culture (maïs, bananiers, palmiers à sucre...), et de quelques arbres d'espèces variées, vestiges de l'ancien couvert forestier (**Fig. 2.12 B**).

Ce site est soumis à de fortes pressions anthropiques qui ont tendance à s'exacerber à l'approche de la basse vallée et du centre urbain de la ville de Medan. La géographie physique, bien moins contraignante qu'à l'amont, explique aussi cela.

Le style fluvial du site S2, jusqu'au site S1, correspond au **style fluvial 2 à chenal unique sinueux de piémonts, encaissé dans des formations volcaniques pliocènes et pléistocènes, et des formations sédimentaires pléistocènes**. Ce style fluvial avait déjà été observé entre les sites S5 et S4 (**Fig. 2.2 A et B**). Sur ce nouveau tronçon (S2 à S1), la pente longitudinale moyenne décroît et n'atteint plus que 2,2% au lieu de 4,7% sur le secteur précédent (S4 à S2). L'altitude moyenne est également en nette baisse, passant de 157 m à 74 m, tout comme la largeur moyenne du chenal qui s'établit à 21 m au lieu de 26 m auparavant. La largeur de la vallée reste stable (environ 10 km). La plaine alluviale est présente le long de ce secteur. Elle est également plus élargie. En revanche, il n'est toujours pas possible de l'identifier précisément partout et de la délimiter de manière fiable, car, comme pour les sites S3 et S4, elle est intensément transformée par l'anthropisation. Dans certains cas, elle est totalement décaissée. L'indice de sinuosité de ce secteur est important (1,3), ce qui indique des écoulements sinueux. Un affluent se jette dans la rivière Deli dans la partie aval du secteur, à environ 1 km en amont du site S1.

Le long de ce secteur, la rivière Deli traverse plusieurs unités géologiques. Au niveau du site S2, la formation géologique correspond à l'**unité volcanique Mendar** (**Fig. 2.2 A et B**). Cette formation pyroclastique ponceuse laisse place ensuite sur environ 3,7 km, aux **tufs Toba**, qui elle-même est remplacée par la **formation sédimentaire de Medan** au niveau du site Tugu (**Fig. 2.2 A et B**) (Cameron *et al.*, 1982). D'un point de vue tectonique, ce secteur marque la

fin du système de failles. Seul le site S2, au début du secteur, est encore sous l'influence d'une dynamique tectonique, lequel est traversé (à proximité) par une faille. D'un point de vue morphologique, on observe toujours la présence de terrasses le long du chenal actif. Des bancs de galets et des îles végétalisées sont encore présents le long de la rivière. Les versants, moins hauts, sont déforestés et mis en culture. Cette ouverture des paysages engendre une importante érosion des versants et un déracinement du couvert végétal. Le matériel rocheux érodé alimente en charge grossière le chenal actif faisant de ce secteur une zone de production et de transfert.

2.1.2.2.6. Le site Tugu (la zone aval de la moyenne vallée)

Le site **Tugu** (N 3°26.654' ; E 98°39.888') est localisé entre 65 et 100 m d'altitude (**Fig. 2.13 A**), à la transition entre la fin de la moyenne vallée et le début de la basse vallée (**Fig. 2.2 A et B**). Ce site marque le début d'une évolution physionomique et paysagère radicale de la vallée. Une véritable rupture se met en place avec l'amont. Les paysages sont désormais occupés par de larges plaines alluviales humides. Ces plaines sont intensément mises en culture. Outre l'aspect paysager changeant, la lithologie du sous-sol est également différente. Une formation sédimentaire alluviale se met en place. Cette dernière, nommée « formation de Medan » ([Cameron et al., 1982](#)), est la plus importante de la vallée par son extension spatiale, puisqu'elle est présente de manière continue sur environ 37,7 km, entre Tugu et les abords de Kota Cina (**Fig. 2.2 A et B**). A Tugu, elle occupe une surface relativement restreinte et se cantonne uniquement le long de la rivière Deli. Son extension latérale est 650 m, et ce jusqu'au site S0, situé 10 km plus en aval. A Tugu, la « formation de Medan » se juxtapose aux tufs pléistocènes du Toba en rive droite, et à la formation volcanique Singkut en rive gauche (**Fig. 2.13 A**). L'encaissement de la rivière Deli est important. Il est d'environ 4-5 m par rapport à la rive droite, et de plus d'une dizaine de mètres par rapport à la rive gauche. La largeur du chenal varie de 80 m dans la moitié sud du site, à moins d'une dizaine de m dans la moitié nord (**Fig. 2.13 A Et B**). Cela peut en partie s'expliquer par l'importante anthropisation du site, tant dans la plaine alluviale qu'au sein du chenal, sujet à des modifications notables de son tracé au cours des dernières années, et notamment depuis 2009 (**Fig. 2.14 B**).

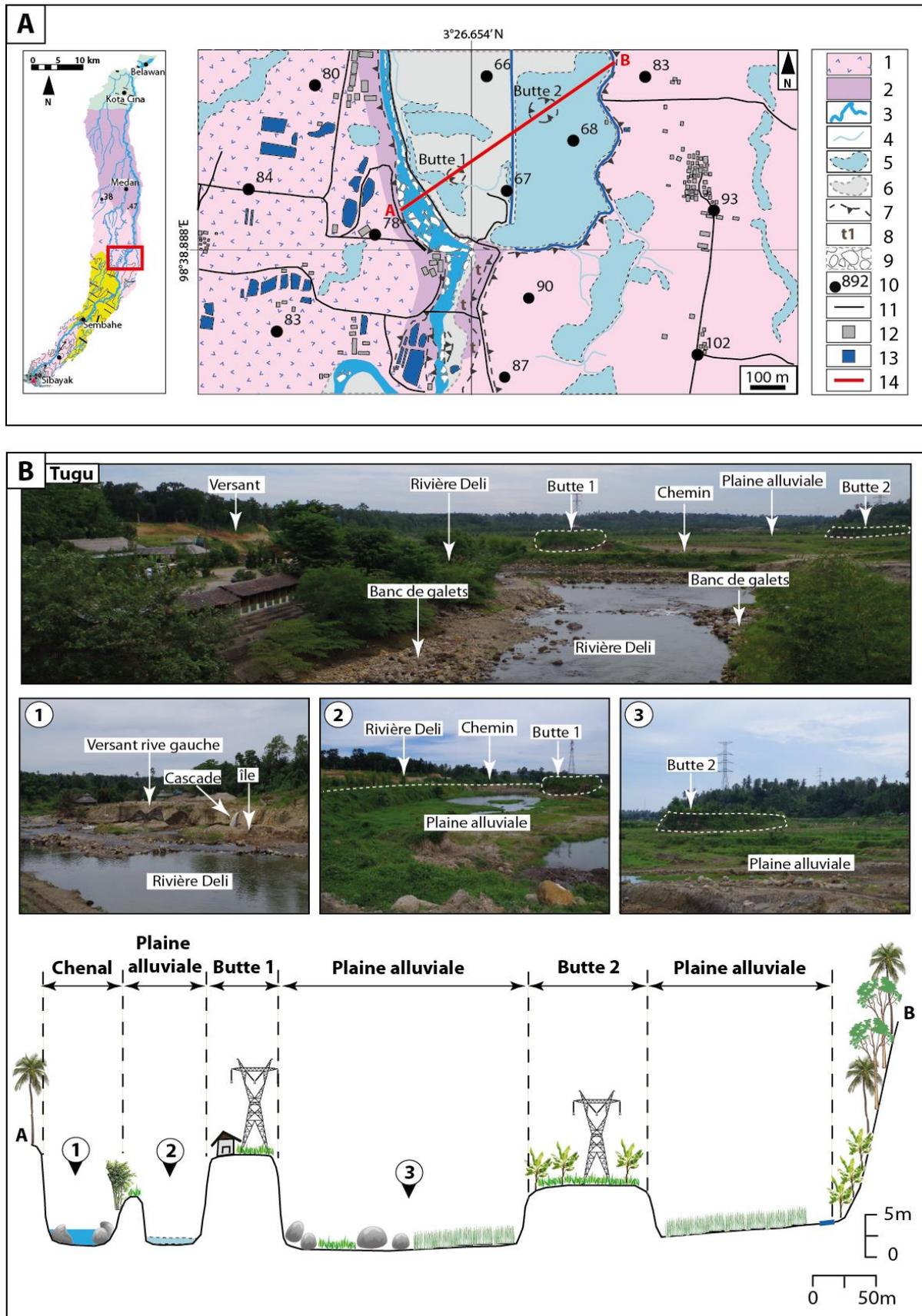


Figure 2.13 - (A) Carte géomorphologique de Tugu. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 2. « Formation de Medan »

(blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 3. Chenal de la rivière Deli ; 4. Ecoulements secondaires ; 5. Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées en rizières ; 6. Plaine alluviale ; 7. Versants ; 8. Terrasses ; 9. Bancs de galets ; 10. Points cotés ; 11. Routes ; 12. Habitations ; 13. Bassins ; 14. Profil en travers.

Des pelleteuses et des camions bennes sont régulièrement à l'œuvre dans le chenal ou sur les bords de celui-ci, afin d'extraire le matériel rocheux et sableux qui servent pour la construction. Ce phénomène est très bien observé dans la moitié sud du site où le chenal est particulièrement et artificiellement élargi (**Fig. 2.14 F**). A l'inverse, le décaissement de la plaine alluviale en rive droite, pour sa mise en culture, a contribué au rétrécissement du chenal, notamment dans la moitié nord du site. L'important volume de matériel sédimentaire et volcanique décaissé a été évacué puis déposé en partie le long du chenal de la rivière Deli. Des traces de ces accumulations sont encore facilement observables le long du chenal, puisque ce travail de décaissement est toujours en cours aujourd'hui (**Fig. 2.14 D**). Aussi, la lithologie locale favorise très vraisemblablement l'extension ou le rétrécissement latéral du chenal actif. En effet, dans la partie nord du site, le chenal est étroit car il rencontre les tufs du Toba. La rivière est contrainte latéralement par de hauts versants d'ignimbrites de tufs de plus de 10 à 15 m de hauteur. La rivière s'encaisse verticalement et profondément dans les tufs.

Du fait d'une anthropisation exacerbée, ce site n'a pas fait l'objet d'étude granulométrique de surface. Seules des observations de terrain nous permettent de dire que, de manière générale, les dépôts présents au sein du chenal est encore relativement grossier, bien que plus fin par rapport aux sites précédents de la moyenne vallée. Les blocs sont principalement roulés et forment des bancs latéraux. Les blocs sont régulièrement déplacés par la population locale qui les utilise pour former des passages et des retenues d'eau en travers de la rivière (**Fig. 2.14 E**).

La rive droite de la rivière est dominée par une vaste plaine alluviale de plus de 500 m de large. Cette dernière a été profondément transformée par les activités humaines. On y trouve des rizières, des bassins et des canaux d'irrigation, ainsi que des plantations de palmiers à huile (**Fig. 2.13 A et B**). On observe également la présence de deux buttes anthropiques végétalisées, témoins de l'ancienne plaine alluviale. La première, à l'ouest, fait environ 10 à 11 m de haut. La seconde, plus à l'est, fait 6 m (**Fig. 2.13 A et B**). Dans sa partie orientale, cette plaine est délimitée par un versant recouvert de plantations de palmiers à huile. Vers l'ouest, la plaine est séparée du chenal actif par une berge haute de 4-5 m et d'une largeur de de 3-4 m (**Fig. 2.13 A et B**). Elle est recouverte d'un tapis herbeux et est tronquée par un chemin à son sommet. Sa hauteur est en partie conditionnée par le décaissement de la plaine

alluviale. Le matériel évacué se retrouve d'ailleurs dans le chenal et constitue un banc latéral continu de dépôts rocheux, long de 775 m et large de 3 à 6 m environ (**Fig. 2.13 B**). Au sud-est du site, la plaine alluviale est nettement moins développée et atteint à peine 20 m de large. Un vaste banc de galets long de 143 m et large de 2 à 40 m est présent au sein du chenal actif. Ce dernier est dominé par un versant haut d'une vingtaine de mètres et structuré en un système de terrasses alluviales (**Fig. 2.13 A et B**). Bien qu'en grande partie décaissées, deux terrasses encore intactes ont pu être identifiées (**Fig. 2.14 C**). Elles sont recouvertes d'un tapis herbeux. Une troisième terrasse serait-possiblement présente mais difficilement identifiable car tronquée par une route et recouverte par une vaste plantation de palmiers à huile.

En rive gauche, l'organisation est toute autre. La plaine est majoritairement dominée par un versant haut de 10 à 12 m, recouvert d'un tapis herbeux, d'arbres et de bambous. Des petites cascades se déversent dans le chenal actif (**Fig. 2.14 E**) et sont observables à plusieurs endroits. Plus au sud, les parois du versant sont moins végétalisées et laissent apparaître leur couleur orangée. La physionomie du versant est plus irrégulière et plus désorganisée, s'apparentant presque à une carrière. Le versant est attaqué de toute part par l'exploitation anthropique qui extrait le matériel sédimentaire et volcanique sableux et rocheux pour la construction. Les traces des coups de pelleteuses sont visibles sur les parois du versant (**Fig. 2.14 F**). C'est d'ailleurs à cet endroit que le chenal est le plus large (plus de 80 m). A son sommet, le versant est tronqué par le passage d'une route, elle-même surmontée par des plantations arborées, puis des bassins. Le versant est très fragilisé et fortement déstabilisé. Des panneaux entiers de parois se détachent et tombent dans le chenal actif, créant ainsi des accumulations importantes de matériel sédimentaire et volcanique qui conduisent à la formation de bancs de sables et de galets, ainsi que d'îles, parfois recouvertes d'un tapis herbeux (**Fig. 2.14 E et F**). Plus au sud encore, la rive est entièrement bétonnée. Des constructions en dur et des parkings sont présents. Quelques arbres sont alignés le long du chenal. Cet aménagement ne permet pas de distinguer de formes géomorphologiques particulières. Seul un banc de galets se profile au sein du chenal actif. Ce dernier mesure 144 m et pour une largeur variant de 13 à 20 m (**Fig. 2.13 B**).

Tugu est un site d'étude exceptionnel tant pour l'anthropisation contemporaine exacerbée qui s'y manifeste, et qui a profondément et rapidement transformé la physionomie, les paysages et le fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique de la rivière Deli, que pour la

conservation des archives sédimentaires et volcaniques quaternaires, présentées dans la seconde partie de cette thèse.

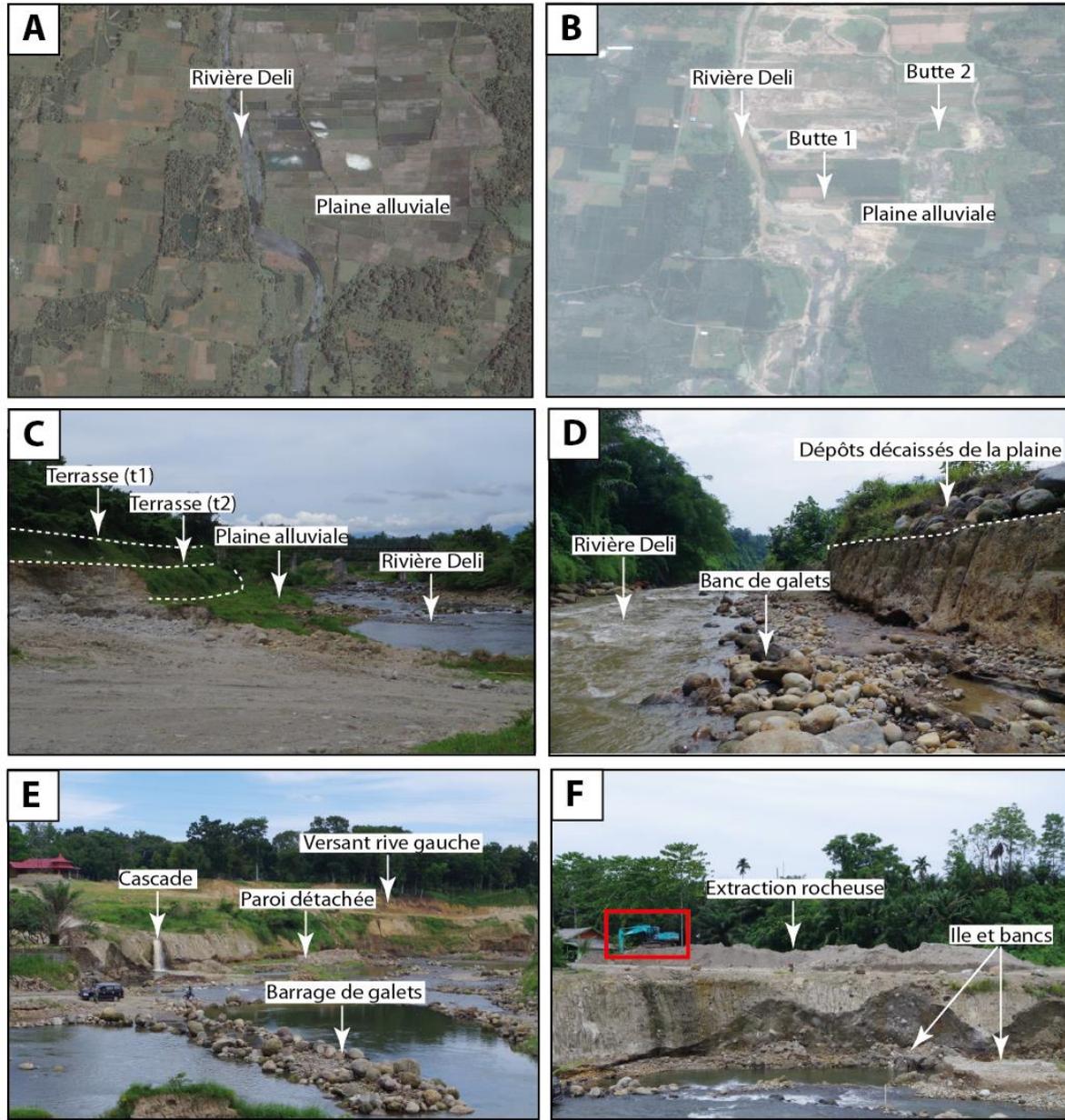


Figure 2.14 - (A) Tugu en 2001. (B) En 2009. (C) Terrasses et élargissement du chenal en rive droite. (D) Matériel décaissé de la plaine et bancs de galets. (E) Elargissement du chenal et barrage de galets anthropique. (F) Extraction rocheuse en rive gauche.

2.1.2.3. La plaine côtière humide de la basse vallée

La plaine côtière humide occupe la basse vallée de Deli, le long d'un axe nord-sud de 45 km, depuis Deli Tua jusqu'au port de Belawan (**Fig. 2.2 A et B**). La largeur de cette unité géomorphologique, la plus importante de toute la vallée (environ 10 km), est homogène. Ces basses terres humides représentent plus de la moitié de la superficie totale du bassin versant et sont principalement occupées par des plaines humides cultivées, notamment en rizières (**Fig. 2.15 B**). Elles sont de faible altitude (25 m en moyenne) et ont des pentes très faibles (< 1%). Le paysage est parcouru par un réseau de petits cours d'eau et de chenaux interconnectés, notamment près du littoral à mangrove (**Fig. 2.15 C**), entre Kota Cina et Belawan. Cette plaine est sujette aux inondations lors des fortes pluies. Cette partie de la vallée est également la plus densément peuplée, notamment entre Medan et Belawan, où le tissu urbain est continu et anarchique (**Fig. 2.15 C**).

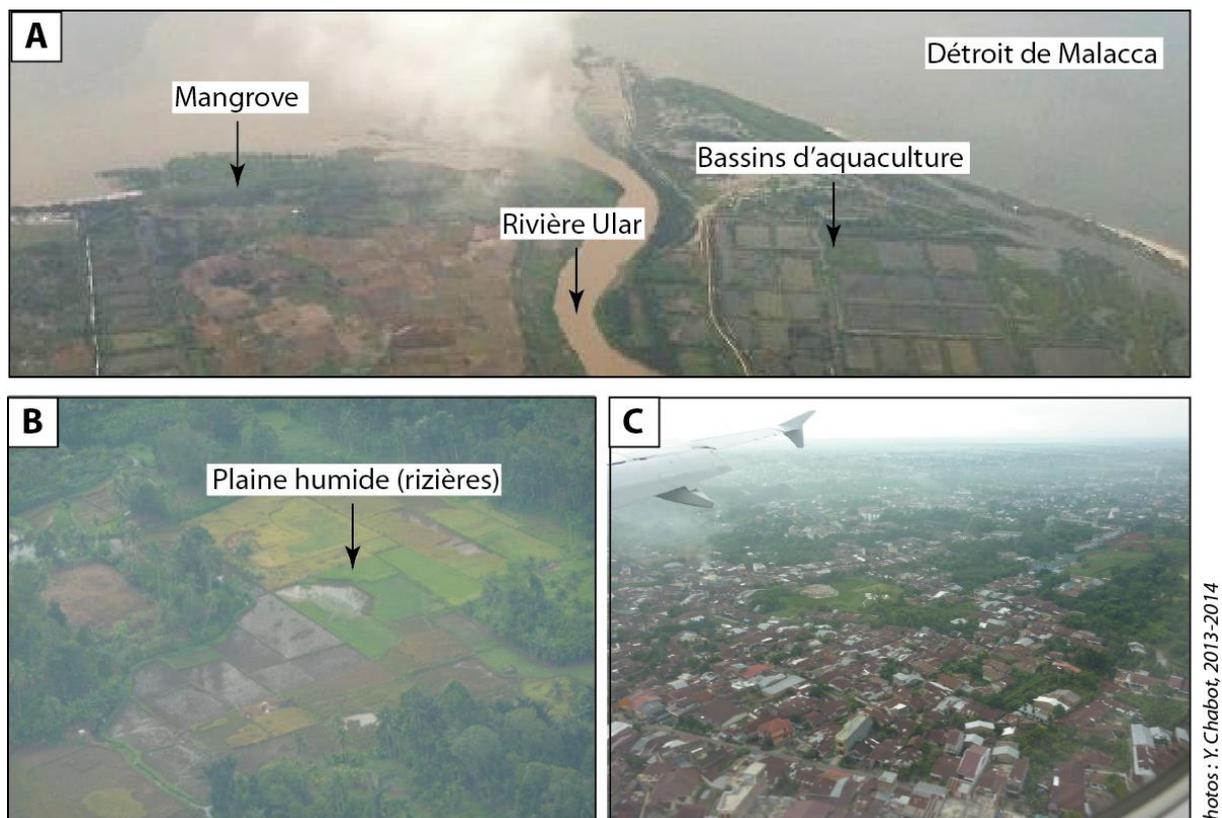


Figure 2.15 - (A) Littoral marécageux de la rivière Ular (30 km à l'est de la rivière Deli). (B) Plaine humide convertie en rizières. (C) Ville de Medan.

D'un point de vue lithologique, entre Deli Tua et les abords sud de Kota Cina, la rivière Deli s'encaisse dans la formation sédimentaire de Medan et les tufs tendres du Toba qui lui sont sous-jacents (**Fig. 2.3 B**). Dans le tuf, la rivière tend à s'inciser profondément en canyon. Cet encaissement est notable sur le site S0 et le site d'Avros, dans l'agglomération de Medan.

A proximité du littoral, sur une bande large d'environ 15 km, la rivière s'encaisse faiblement dans une formation alluviale holocène composée de graviers, de sables et d'argiles (*Verstappen, 1973*). Ces terrains boueux et sableux sont faiblement drainés et couverts d'une mangrove, mise à mal par la pression anthropique. Cette formation alluviale est associée à un environnement fluvial à paralique, et à une progradation rapide du trait de côte (*Cameron et al., 1982*).

Dans la basse vallée de Deli quatre sites ont fait l'objet d'une étude géomorphologique approfondie le long de la rivière. Cependant, nos observations de terrain et nos mesures ont été contraintes par l'anthropisation exacerbée de ce secteur. Le calcul de certains paramètres géomorphologiques ainsi que la reconnaissance et la délimitation de certaines formes, n'ont pas pu être correctement réalisés du fait de leur profonde transformation par l'urbanisation et l'agriculture.

Les indices géomorphologiques qui ont été calculés permettent d'identifier un quatrième style fluvial pour cette partie de la vallée (**Fig. 2.2 A et B**).

2.1.2.3.1. Le site S1 (la partie amont de la basse vallée)

Le **site S1** (N 3°28.267' ; E 98°40.749') est situé à l'amont de la basse vallée, entre 50 et 60 m d'altitude (**Fig. 2.16 A**). La largeur moyenne du chenal est de 20 m, bien qu'une petite portion plus élargie fait 50 m. La plaine alluviale est large, et mesure au moins 100 à 150 m de part et d'autre de la rivière Deli (**Fig. 2.16 A et B**). Sa délimitation est très approximative et incertaine au vu de son aménagement et de la densité de l'urbanisation. Ce site est situé à seulement 4 km au sud de la ville de Medan. Il est caractérisé par un environnement suburbain qui fait partie de la banlieue sud de l'agglomération de Medan. L'encaissement de la rivière est plus faible que dans la moyenne vallée, et se fait dans la « formation de Medan » (**Fig. 2.2 A et B**). Les dépôts présents au sein du chenal sont constitués de particules fines. La turbidité de la rivière est élevée en raison de sa forte charge en particules limoneuses. Les processus de sédimentation fine dominent. D'un point de vue morphologique, les terrasses fluviales, les bancs de galets ainsi que les îles au sein du chenal mineur ont disparu.

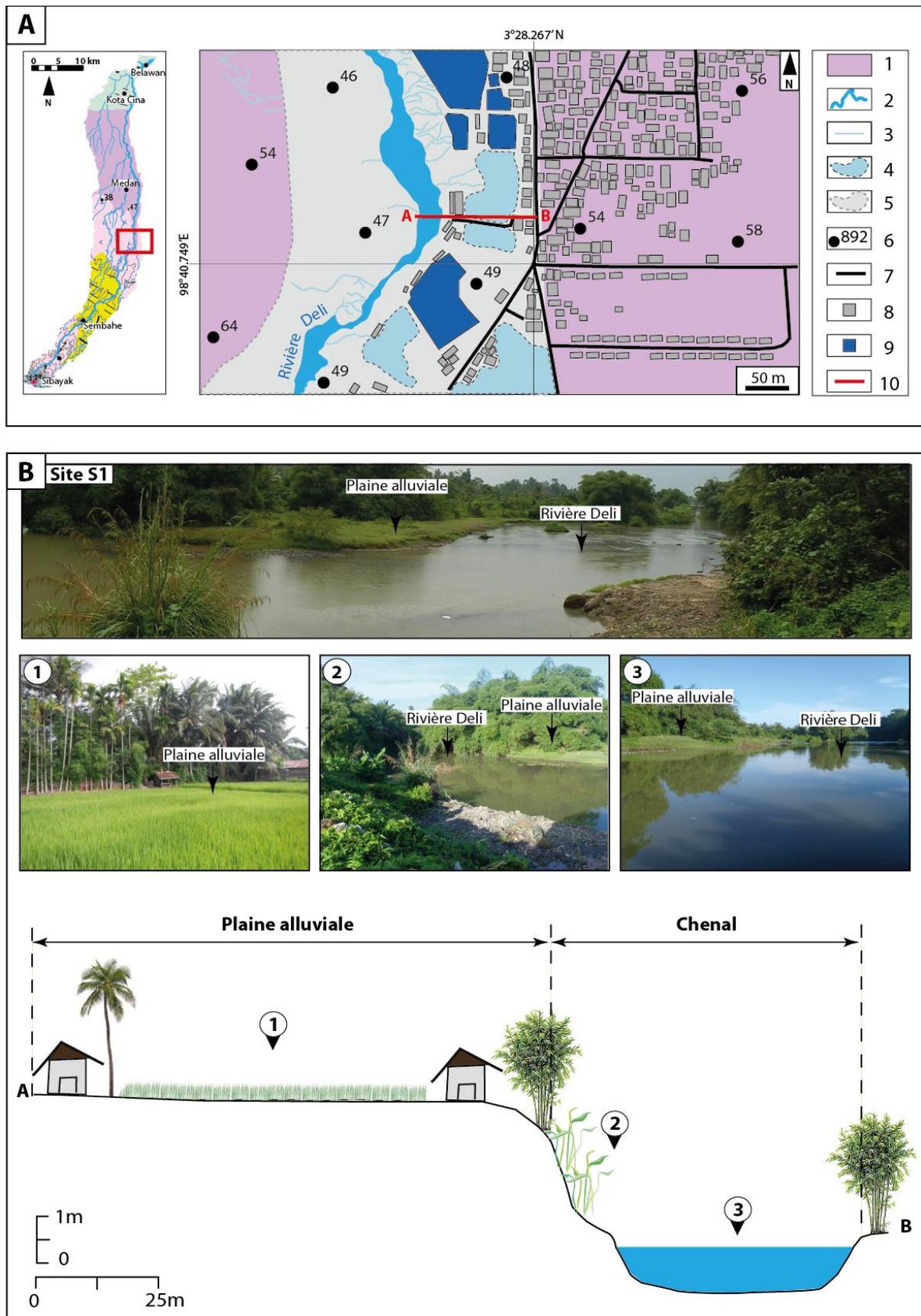


Figure 2.16 - (A) Carte géomorphologique du site S1. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. « Formation de Medan » (blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 2. Chenal de la rivière Deli ; 3. Ecoulements secondaires ; 4. Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées en rizières ; 5. Plaine alluviale ; 6. Points cotés ; 7. Routes ; 8. Habitations ; 9. Bassins ; 10. Profil en travers.

Quelques galets, probablement remaniés et issus de l'aménagement du site, sont présents sur le bord du chenal de la rive droite (**Fig. 2.16 B**).

La rive gauche de la rivière est principalement constituée d'une plaine alluviale couverte de végétation arborée et herbeuse. De nombreux bambous bordent le chenal (**Fig. 2.16 B**). Quelques zones de cultures sont également observées mais assez peu présentes. Cette plaine est inondée lors des crues de la rivière Deli.

La rive droite présente une organisation similaire d'un point de vue géomorphologique mais différente d'un point de vue paysager. Une large plaine domine la rive. En bordure du chenal, sur environ 100 m de largeur, cette plaine est convertie en bassins et en rizières (**Fig. 2.16 B**). Au-delà, la plaine est scindée en deux par une route. La seconde partie de plaine, large de 200 à 300 m environ, est entièrement urbanisée (lotissements). Seule une petite partie située au sud est convertie en zone de culture de riz.

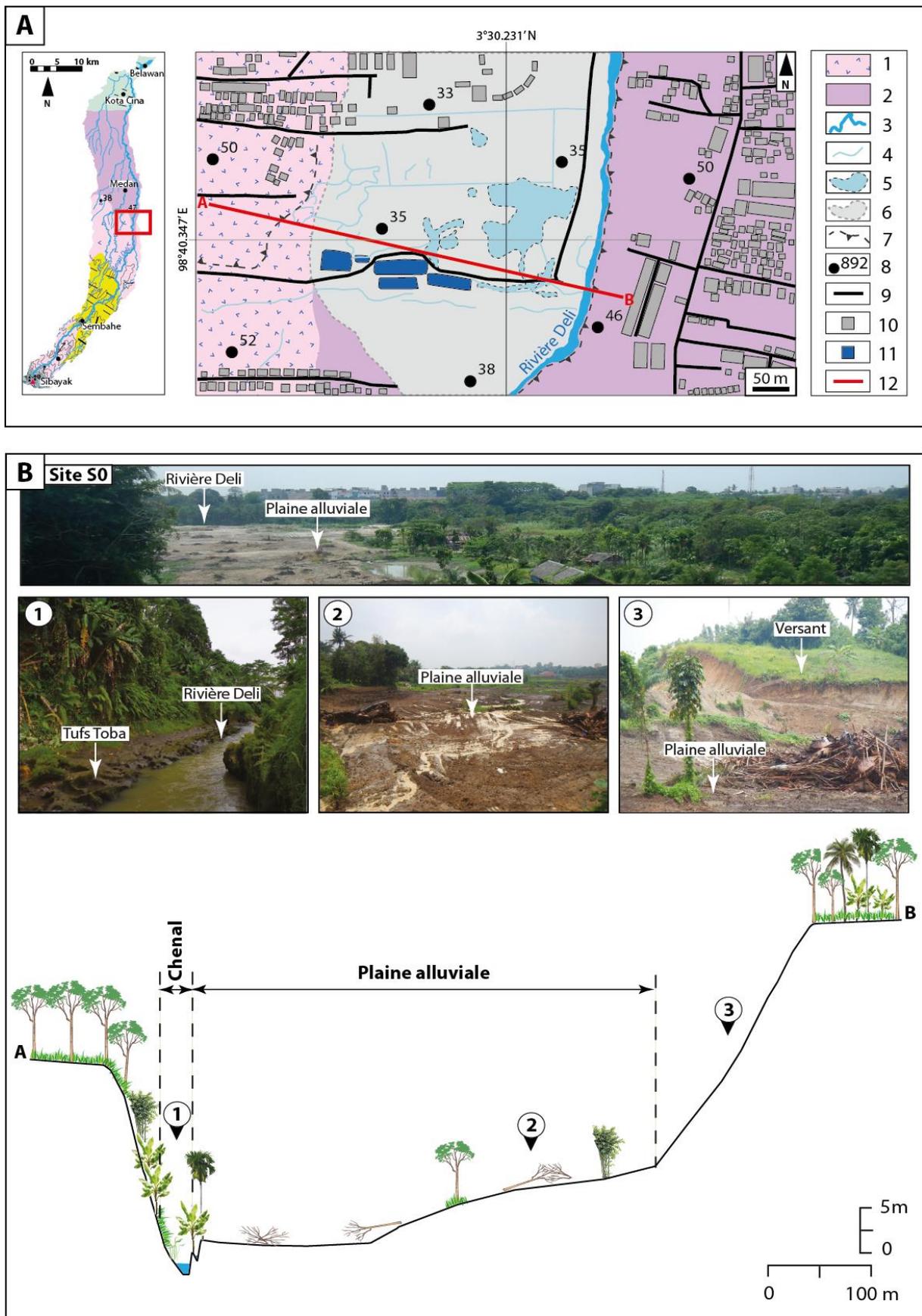
Le style fluvial du site S1, jusqu'à l'embouchure de la rivière dans le détroit de Malacca, au niveau du Port de Belawan, correspond au **style fluvial 4 à chenal unique sinueux associé à une large plaine côtière humide, encaissé dans des formations volcaniques pléistocènes et des sédiments pléistocènes et holocènes**. Ce style fluvial s'étend sur environ 45 km. Il couvre l'ensemble de la basse vallée de la rivière Deli (**Fig. 2.2 A et B**). Cette dernière s'écoule au sein de deux formations sédimentaires distinctes que sont, la « formation de Medan », et les alluvions holocènes de la bande littorale (**Fig. 2.3 B**). Dans ce secteur, la pente longitudinale moyenne est faible (0,8%), tout comme l'altitude moyenne (environ 25 m). La largeur du chenal actif est plus réduite que précédemment et est d'environ 17m, au lieu de 21 m, sauf pour le dernier tronçon, entre le site S-1 et l'embouchure de la Deli (**Fig. 2.2 A et B**), où elle est de 51 m. Ce rétrécissement généralisé est en partie dû à la chenalisation de la rivière Deli qui traverse, du sud vers le nord, sur plus de 40 km, l'agglomération de Medan. La largeur de la vallée est toujours de 10 km mais commence à se rétrécir au niveau de Kota Cina où elle n'atteint plus que 6 km. L'indice de sinuosité est toujours de 1,3 et indique des écoulements sinueux. Plusieurs affluents se jettent dans la rivière Deli au niveau du centre-ville de Medan. Ils contribuent à inonder régulièrement la plaine et la ville de Medan.

L'importante urbanisation qui caractérise la basse vallée nous a contraint dans nos investigations de terrain. Seuls 4 sites ont pu être étudiés sur environ 45 km. La portion entre le site d'Avros, dans le centre-ville de Medan, et le site S-1, à proximité du littoral, n'a pas pu être investiguée car trop urbanisée (**Fig. 2.2 A et B**). La granulométrie des dépôts dans ce secteur marque une véritable rupture hydro-sédimentaire avec l'amont. Les alluvions grossières ont totalement disparu et laissent place à présent à une sédimentation fine.

2.1.2.3.2. Le site S0 (la partie amont de la basse vallée)

Le **site S0** (N 3°30.231' ; E 98°40.347') est localisé dans le village de Deli Tua, dans la banlieue sud de Medan, entre 30 et 50 m d'altitude (**Fig. 2.17 A**). L'encaissement de la rivière Deli y est plus important que pour le site S1. Il est d'environ 20 m par rapport à la rive droite, et de 4 m par rapport à la rive gauche. La rivière s'incise dans la formation sédimentaire de Medan et les ignimbrites de tufs Toba (**Fig. 2.2 A et B**). Le chenal actif est plus étroit que pour le site S1 (environ 13 m), mais la plaine alluviale plus large (environ 400 m) (**Fig. 2.17 A et B**). La granulométrie des dépôts du chenal est fine et correspond à des sables fins et des limons, apportés par les différentes crues/décrués de la rivière Deli. Le fond du chenal laisse entrevoir les tufs Toba polis par les écoulements de la rivière. Ces tufs sont relativement tendres et sont ravinés. Ils présentent à leur surface des cavités plus ou moins grandes liées au pouvoir érosif de l'eau (**Fig. 2.17 B**). La présence de ces tufs volcaniques explique le resserrement du chenal et son fort encaissement sur ce tronçon. D'un point de vue morphologique, deux unités majeures structurent le site : une vaste plaine alluviale en rive gauche et un haut versant escarpé en rive droite (**Fig. 2.17**).

La plaine alluviale de la rive gauche correspond à une large zone humide temporairement et partiellement inondée. Elle est traversée par des petits chenaux et de nombreux petits écoulements secondaires qui se jettent dans la rivière Deli. Des dépressions topographiques plus ou moins grandes et remplies d'eau, ainsi que des bassins anthropiques sont également présents (**Fig. 2.17 A**). Cette plaine est sous l'emprise d'une intense pression anthropique. Une grande partie a été déforestée, puis décaissée au bulldozer. Au nord et à l'ouest, elle est bordée par des habitations et des aménagements urbains, ainsi que quelques zones de cultures et de plantations de palmiers à huile. Au sud, elle apparaît encore intacte et recouverte d'une formation végétale arborée et herbeuse. À l'est, le bord du chenal est recouvert d'un haut tapis herbeux, de quelques bambous et de quelques arbres d'espèces différentes.



1. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 2. « Formation de Medan »

(blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 3. Chenal de la rivière Deli ; 4. Ecoulements secondaires ; 5. Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées en rizières ; 6. Plaine alluviale ; 7. Versants ; 8. Points cotés ; 9. Routes ; 10. Habitations ; 11. Bassins ; 12. Profil en travers.

En rive droite, se trouve un versant haut d'une vingtaine de mètres. Ses pentes sont raides et recouvertes de végétation (bananiers, fougères, arbres, bambous, roseaux, palmiers à bétel...) (**Fig. 2.17 B**). Au-dessus de ce versant se trouve des habitations, des plantations d'hévéas (*Hevea brasiliensis*) et d'autres formations arborées.

2.1.2.3.3. Le site d'Avros (la partie médiane de la basse vallée)

Le **site d'Avros** (N 3°33.372' ; E 98°41.026') est à environ 27 m d'altitude, dans le centre-ville de Medan (**Fig. 2.18 A**). Il se trouve à moins d'un kilomètre au sud-est de la base aérienne militaire Soewondo, qui est l'ancien aéroport international de Medan. Ce site est le seul à avoir fait l'objet d'une investigation de terrain en plein centre de la ville. La densité urbaine et continue de Medan, ainsi que les difficultés d'accès à la rivière Deli ne nous ont pas permis de l'étudier en d'autres points de la ville.

Le site d'Avros est dans un méandre de la rivière Deli (**Fig. 2.18 A**). Cette dernière s'écoule dans la « formation de Medan » et les tufs du Toba (**Fig. 2.2 A et B**). La largeur du chenal augmente et passe de 13 m à 18 m par rapport au site 0. Certaines portions de la rivière sont chenalisées. L'encaissement de la rivière y est important puisqu'il est de 15 m par rapport à la rive droite, et de 9,5 m par rapport à la rive gauche. Cet encaissement s'effectue au sein d'un système de 2 terrasses (t2 et t3) dans la partie convexe du méandre, en rive droite. La base de la terrasse la plus récente (t3) est située à 4,5 m au-dessus du chenal actif. La plus ancienne (t2) est quant à elle à 9,5 m au-dessus du chenal, et à 60 m de distance du chenal actif (**Fig. 2.18 B**). Ce système de terrasses a été transformé et aménagé en jardins avec quelques habitations. Dans la partie concave du méandre, en rive gauche, se développe une plaine alluviale sur la partie orientale et méridionale, ainsi qu'un versant escarpé sur la partie occidentale. La plaine alluviale est difficilement délimitable du fait de la présence d'un tapis herbeux haut et dense, et d'arbres et arbustes qui y sont plantés. Les berges sont couvertes de dépôts fins apportés par les crues de la rivière. Ces berges sont couvertes de quelques îlots de bambous et jonchées de déchets et de branchages (**Fig. 2.18 B**). Dans la partie ouest, cette plaine est délimitée par un versant de 15 m de haut, couvert d'un petit tapis herbeux et de quelques arbustes, bananiers et bambous. Son sommet est urbanisé et constitue une terrasse (t1). Le pied de ce versant est recouvert de blocs de tufs anguleux de taille variable, allant de

quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres. Comme pour le site 0, ce tuf et sa porosité expliquent l'engrèvement important de la rivière Deli et l'escarpement d'une partie de la rive gauche du site d'Avros.

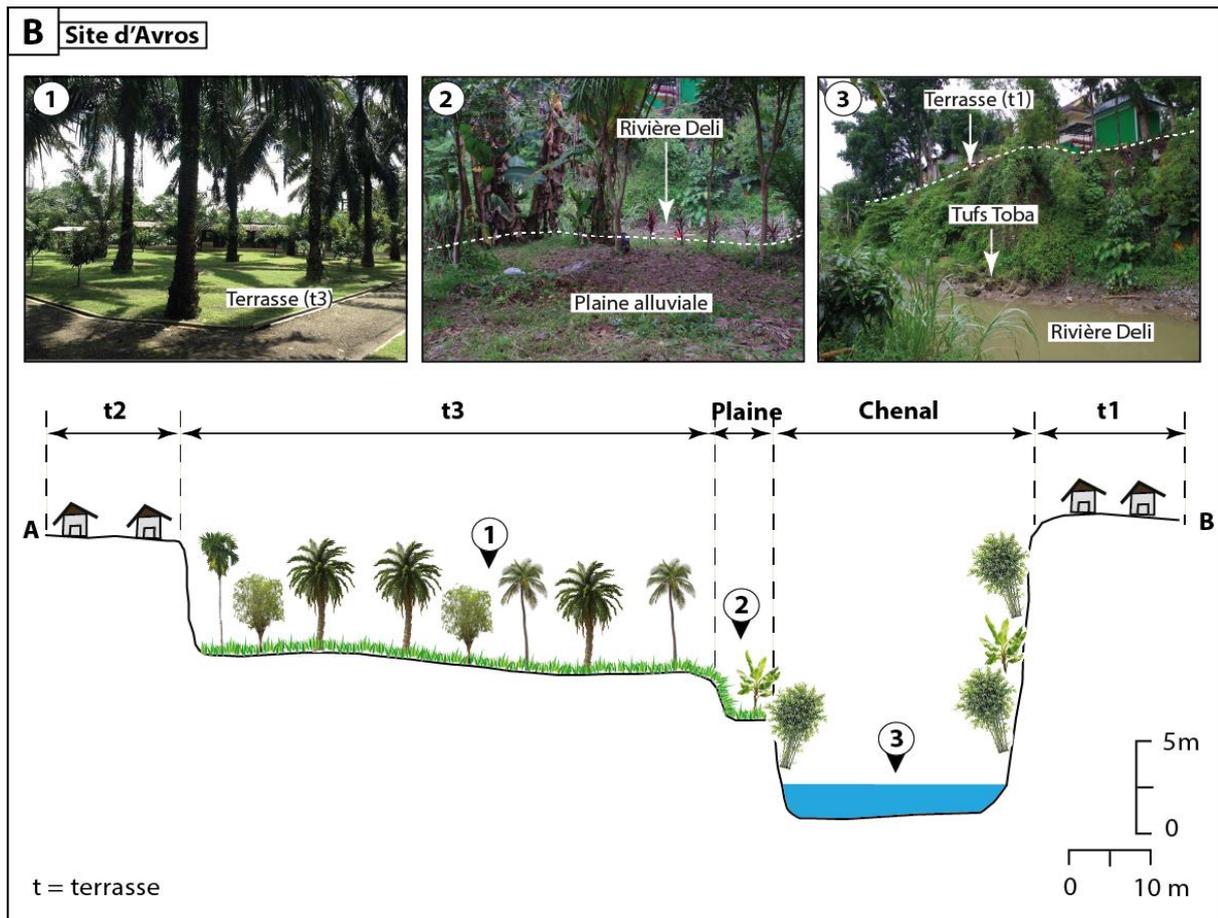
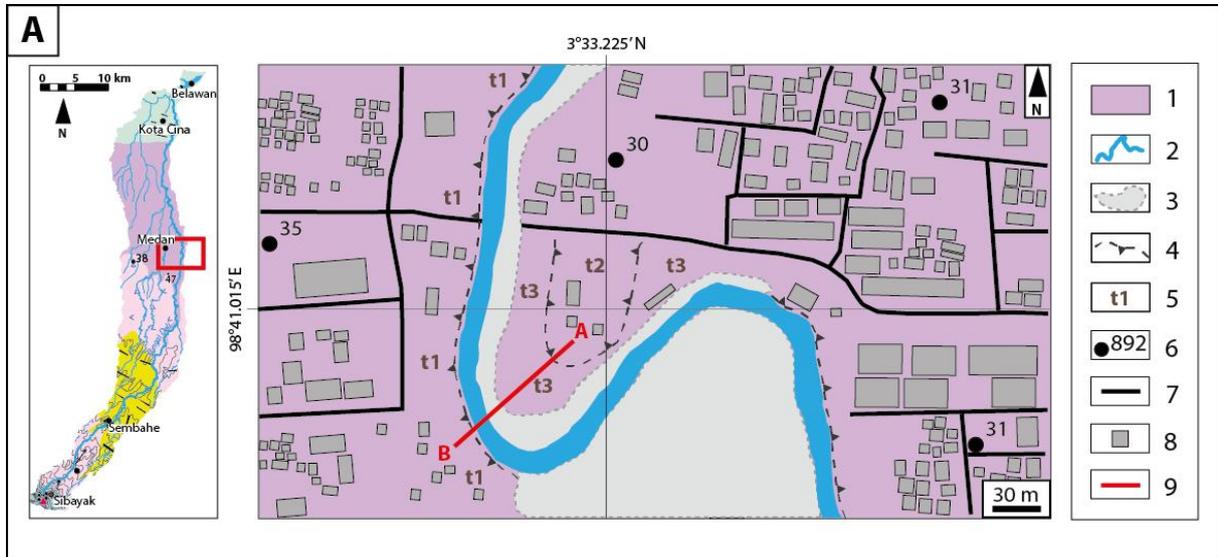


Figure 2.18 - (A) Carte géomorphologique d'Avros. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 2. Chenal de la rivière Deli ; 3. Plaine alluviale ; 4. Versants ; 5. Terrasses ; 6. Points cotés ; 7. Routes ; 8. Habitations ; 9. Profil en travers.

2.1.2.3.4. Le site S-1 (la partie aval de la basse vallée)

Le **site S-1** (N 3°43.376' ; E 98°40.535') se trouve à environ 6-7 m d'altitude et à moins de 2 km à l'est de Kota Cina (**Fig. 2.19 A**). La rivière Deli s'écoule sur une pente quasi-nulle d'environ 0,3%, au sein d'une formation alluviale holocène (**Fig. 2.2 A et B**). Le site est localisé en bordure de l'embouchure de la rivière dans le Détroit de Malacca. Le site fait partie de la banlieue nord de la ville de Medan et se trouve dans un environnement suburbain. Une autoroute passe à seulement 700 m à l'est. Le chenal a été élargi à la pelleuse, puis ses berges artificielles, hautes de 4 m, ont été en partie bétonnées afin de limiter le risque d'inondation au sein d'une plaine alluviale mal drainée et densément peuplée (**Fig. 2.19 A et B**). Un cordon de végétation arborée suit le tracé sinueux du chenal. La largeur du chenal atteint trente à quarante mètres au lieu de 18 m par rapport au site précédent. Cet élargissement peut s'expliquer par le fait que la rivière ne s'incise plus dans les tufs tendres du Toba, par des indices géomorphologiques faibles (altitude, pente...) et par l'anthropisation du chenal actif lui-même. Il n'est pas possible de connaître l'encaissement de la rivière. Il en va de même pour la largeur de la plaine alluviale qui a été entièrement transformée et aménagée. D'un point de vue de la granulométrie des dépôts, ce site correspond à une zone de remplissage de matériaux fins fluviaux, mais aussi probablement marins, puisque cette partie de la rivière est soumise aux balancements biquotidiens des marées. Compte-tenu du contexte géographique très perturbé, aucun échantillonnage de surface n'a été réalisé.

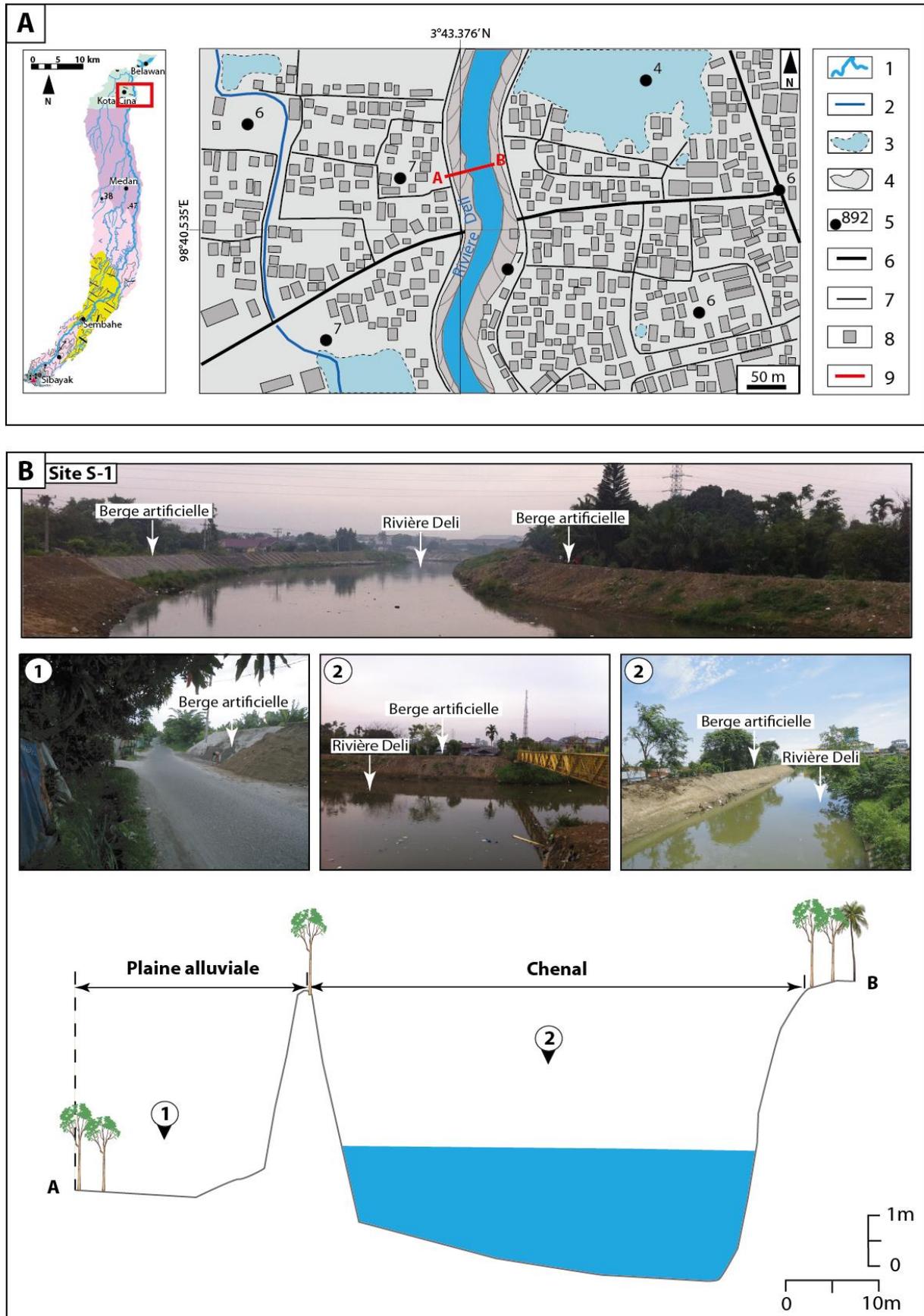


Figure 2.19 - (A) Carte géomorphologique du site S-1. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Chenal de la rivière Deli ; 2 ; Chenal anthropique ; 3. Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées en rizières ; 4. Plaine alluviale ; 5. Points cotés ; 6. Routes ; 7. Routes secondaires ; 8. Habitations ; 9. Profil en travers.

2.1.2.4. Le contexte hydro-climatique de la vallée de Deli et de sa région

Le climat de la vallée de Deli, et plus généralement de l'île de Sumatra, est de type équatorial (Af) selon la classification de Köppen (1900). Ce type climatique est chaud et très humide tout au long de l'année. Le degré d'hydrométrie est très élevé, et les précipitations importantes et relativement bien réparties sur l'année. Il n'existe pas véritablement de saison sèche (Bagnouls & Gaussen, 1957). On note cependant un fléchissement des précipitations en début d'année (janvier à mars) et une augmentation des pluies en fin d'année (septembre à octobre) dans la région de Medan (Yacono-Janoueix & Perard, 1978) (Fig. 2.20).

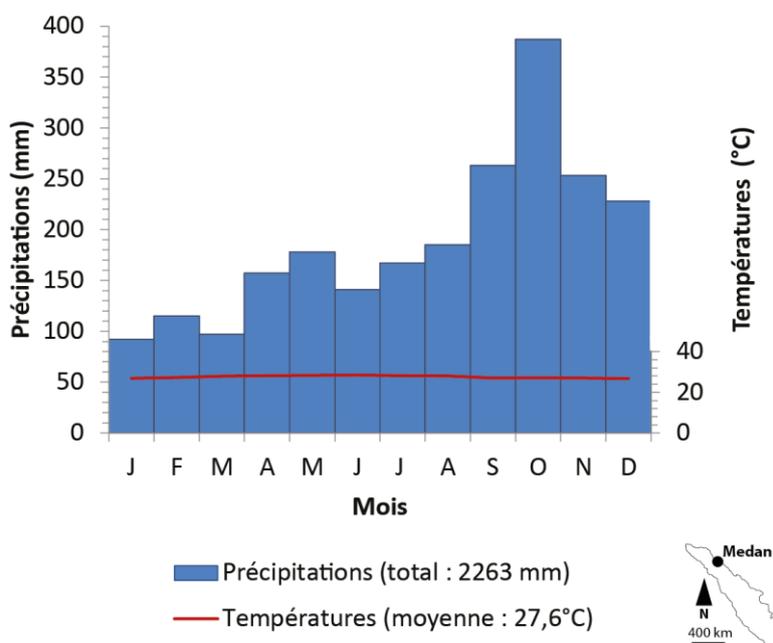


Figure 2.20 - Diagramme ombrothermique de Medan pour la période (1961-1990) (Source : Organisation Météorologique Mondiale)

Ce régime pluviométrique est le résultat du balancement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et de la circulation saisonnière des vents de moussons, appelées « alizés » (Fontanel & Chanteford, 1978). Durant l'été austral, la ZCIT se situe au sud de Sumatra (autour de 10-15°S) et coïncide avec les vents de mousson sud-ouest de novembre à avril (Fig. 2.21). Les régions méridionales de l'île sont alors les plus arrosées. Au nord de l'équateur, les vents de la mousson de nord-est sont assez peu marqués (Koteswaram, 1974). Les précipitations sont « faibles ». Medan enregistre son minimum pluviométrique au mois de

janvier (92 mm) (**Fig. 2.20**). Lors de l'équinoxe, entre mars et avril, la ZCIT progresse lentement vers le nord et passe au-dessus des régions méridionales de Sumatra. Cette période marque un pic pluviométrique sur la quasi-totalité des régions de l'île. La ZCIT franchie l'équateur puis poursuit sa remontée vers l'hémisphère nord, où elle atteint sa position la plus septentrionale (autour de 20°N) entre juillet et août (**Fig. 2.21**). En été boréal, la mousson de sud-est s'installe, mais son éloignement relatif par rapport à la position septentrionale de la ZCIT engendre une baisse des précipitations sur l'île (Koteswaram, 1974). A partir de septembre, le front de basses pressions entame sa redescente vers le sud. Entre octobre et novembre, il se place en travers des régions septentrionales de Sumatra et est plus actif qu'au printemps. Le nord de l'île est alors particulièrement arrosé. La ville de Medan enregistre un pic pluviométrique au cours du mois d'octobre (387 mm) (**Fig. 2.20**). Le front rejoint ensuite sa position de janvier, après être passé au-dessus des régions sud de l'île, entre novembre et décembre.

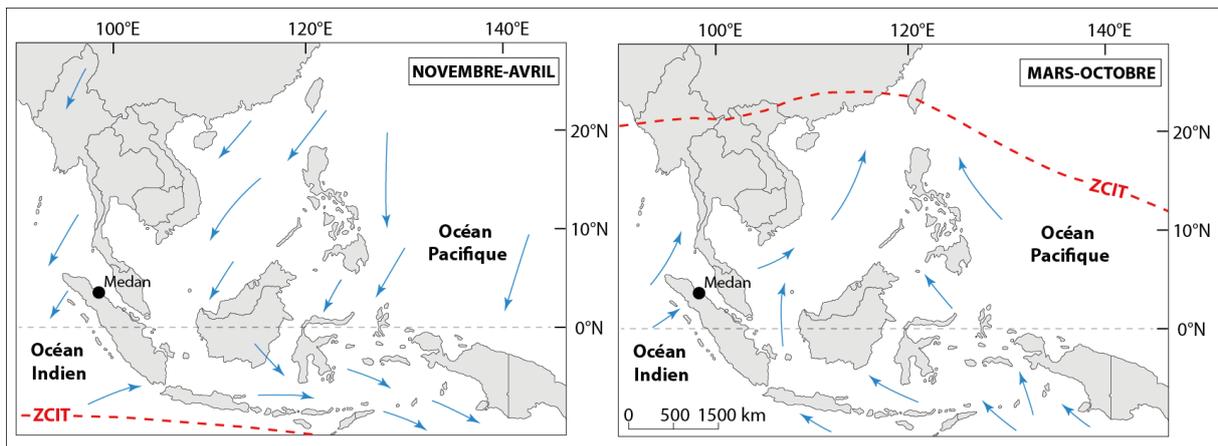


Figure 2.21 - Circulations atmosphériques entre novembre-avril et entre mars-octobre en Asie du Sud-Est (d'après Koteswaram, 1960). (Le sens de la circulation atmosphérique est représenté par les flèches bleues).

A l'échelle de la vallée de Deli, comme à l'échelle de Sumatra, la pluviométrie est répartie en fonction de la latitude, du relief et de la façade littorale (Yacono-Janoueix & Perard, 1978). Le régime climatique connaît des nuances, plus particulièrement en ce qui concerne l'intensité des précipitations et de leur distribution (Durand-Dastes, 1978 ; Yacono-Janoueix & Perard, 1978). La topographie du bassin versant de Deli joue un rôle important dans la répartition des précipitations et induit un gradient pluviométrique altitudinal et longitudinal. De manière générale, les reliefs volcaniques de la haute vallée sont les plus directement exposés aux vents de moussons. Les pluies y sont fortes. Elles décroissent nettement sur le Détroit de Malacca. L'optimum pluviométrique est atteint entre les deux, dans la moyenne vallée, au niveau du

piémont de faible altitude. Une disposition en 4 bandes longitudinales, en lien avec la topographie peut être faite :

Dans la haute vallée, le massif volcanique de Berastagi et plus largement, celui de la chaîne des Barisan orientales, forment une barrière orographique sur laquelle les vents de moussons venus du sud-ouest viennent se heurter et déverser de très grandes quantités d'eau. Dans cette partie de la vallée, le régime climatique est qualifié de « surhumide » (Fontanel & Chanteford, 1978). Les précipitations annuelles sont abondantes et comprises entre ($2500 < P < 3000$ mm/an). Dans la moyenne vallée inférieure de faible altitude, une étroite bande de quelques kilomètres est également concernée par ce régime pluviométrique. Ce régime pluviométrique se caractérise par 150 à 180 jours de précipitations par an (Fontanel & Chanteford, 1978).

Les piémonts collinéens de la moyenne vallée sont les plus arrosés. Le total des précipitations annuelles est égal ou inférieur à 3000 mm. Le régime est qualifié « d'hyperhumide ». Le nombre de jours de pluies est compris entre 180 et 220 jours par an (Fontanel & Chanteford, 1978).

Dans la basse vallée, le régime pluviométrique est moins intense mais est tout de même qualifié de « très humide » (Fontanel & Chanteford, 1978). Les précipitations sont comprises entre ($2000 < P < 2500$ mm/an) et ne concernent qu'une étroite bande de quelques kilomètres de large au niveau de la ville de Medan. Cette dernière reçoit 2263 mm de précipitations par an (**Fig. 2.20**). Ce régime pluviométrique se caractérise par un nombre de jours de précipitations annuelles compris entre 120 et 150 (Fontanel & Chanteford, 1978).

C'est le long du littoral, au niveau du Déroit de Malacca que les précipitations sont les moins abondantes. Elles sont comprises entre ($1500 < P < 2000$ mm/an). Ce régime humide se caractérise par une petite période plus sèche de 1 à 2 mois. Cette période plus sèche n'est toutefois pas qualifiée de saison sèche. Le nombre de jours de pluie est de 130 par an en moyenne (Fontanel & Chanteford, 1978). Kota Cina et Belawan sont caractérisés par ce type climatique.

Le régime pluviométrique du bassin versant de Deli est à l'image de sa diversité paysagère et géomorphologique. Il est hiérarchisé et spatialisé en fonction des différentes unités paysagères qu'il rencontre.

2.1.2.5. La diversité paysagère du bassin versant de Deli

Les grandes unités paysagères présentées ci-dessous sont issues de nos observations de terrain. Ces observations ont été complétées et enrichies par quelques travaux sur la végétation à l'échelle de Sumatra. Parmi ces références, nous nous appuyons plus spécifiquement sur ceux de Laumonier (1997), parmi les plus récents et les plus complets pour ce qui est de l'île de Sumatra et, sur ceux de Whitten et ses collègues. (1984), et de Whitmore (1975), plus anciens, mais constituant des références majeures pour ce qui est de l'écologie de l'île et plus largement de l'Asie du Sud-Est.

Le bassin versant de Deli est situé dans la zone bioclimatique équatoriale. A cet égard, sa composition floristique est très riche et très diversifiée (Whitten *et al.*, 1984). Il traverse une zone montagneuse composée d'une forêt ombrophile, puis une zone de piémonts collinéens au couvert forestier mais empreint d'une pression anthropisation forte, avant de se jeter dans une plaine côtière humide profondément transformée par les aménagements et les activités humaines de la ville de Medan (Fig. 2.22). Il en résulte une grande diversité des paysages tout au long de la vallée, mais profondément dégradée par les activités humaines particulièrement dans la moyenne et basse vallée.

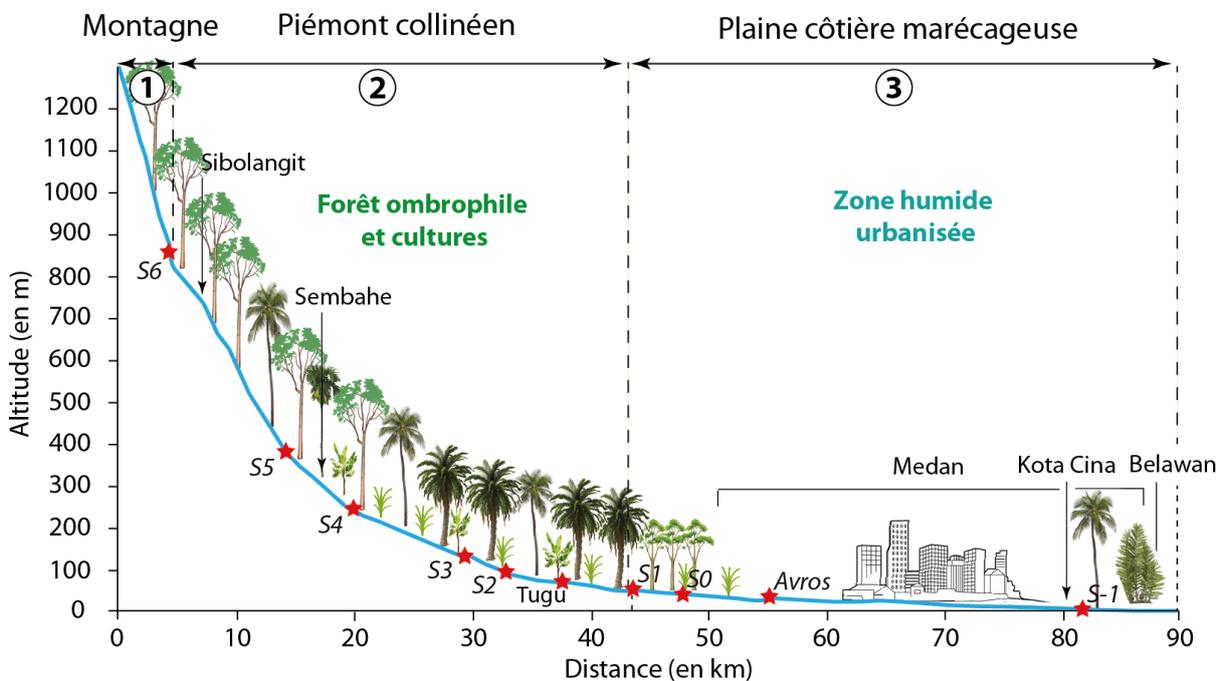


Figure 2.22 - Organisation longitudinale de la végétation dans la vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017)

2.1.2.5.1. La diversité paysagère de la haute vallée

Dans la haute vallée de Deli, au niveau du versant nord-est du volcan Sibayak entre 1300 et 800 m d'altitude, la végétation correspond à une forêt tropicale ombrophile sub-montagnarde (**Fig. 2.22**). Ce type forestier est dense, riche et très diversifié (Laumonier, 1997). Il se développe dans un contexte climatique « surhumide » ($2500 < P < 3000$ mm/an) majoritairement sur des sols bruns tropicaux lessivés (Duchaufour, 1976), des andosols (FAO /UNESCO, 1976), souvent à forte teneur en humus (Laumonier, 1997). La formation arborée est haute et dense (**Fig. 2.23 A et B**). La canopée est comprise entre 15 et 33 m de hauteur (Whitmore, 1975). Les arbres émergents atteignent 50 m de haut et leurs contreforts sont larges. Les lianes, les plantes héli-épiphytes⁵ et les figuiers étrangleurs⁶ sont abondants (**Fig. 2.23 C**). D'un point de vue floristique, les Fagaceae, Lauraceae et Myrtaceae sont les familles dominantes de ces forêts (Whitten *et al.*, 1984 ; Laumonier, 1997). Les Myrtaceae, Clusiaceae, Euphorbiaceae, Moraceae (l'Arbre à pain, le figuier étrangleur) et les Clusiaceae sont également des familles caractéristiques. Pour ce qui est de la formation proche du sol, on trouve un grand nombre de Marantaceae, Lamiaceae, Liliaceae, Chloranthaceae, Gesneriaceae et Zingiberaceae. Les Poaceae sont généralement assez rares. On trouve également des forêts de bambous (*Schizostachyum* sp.). Les fougères arborescentes sont communes, notamment *Cyathea*. Dans cette partie de la vallée, la végétation est assez peu déforestée compte-tenu notamment du contexte topographique très escarpé et instable. Le site d'étude S6 offre notamment un bel aperçu de ce type forestier (**Fig. 2.22 A, B et C**).

2.1.2.5.2. La diversité paysagère de la moyenne vallée

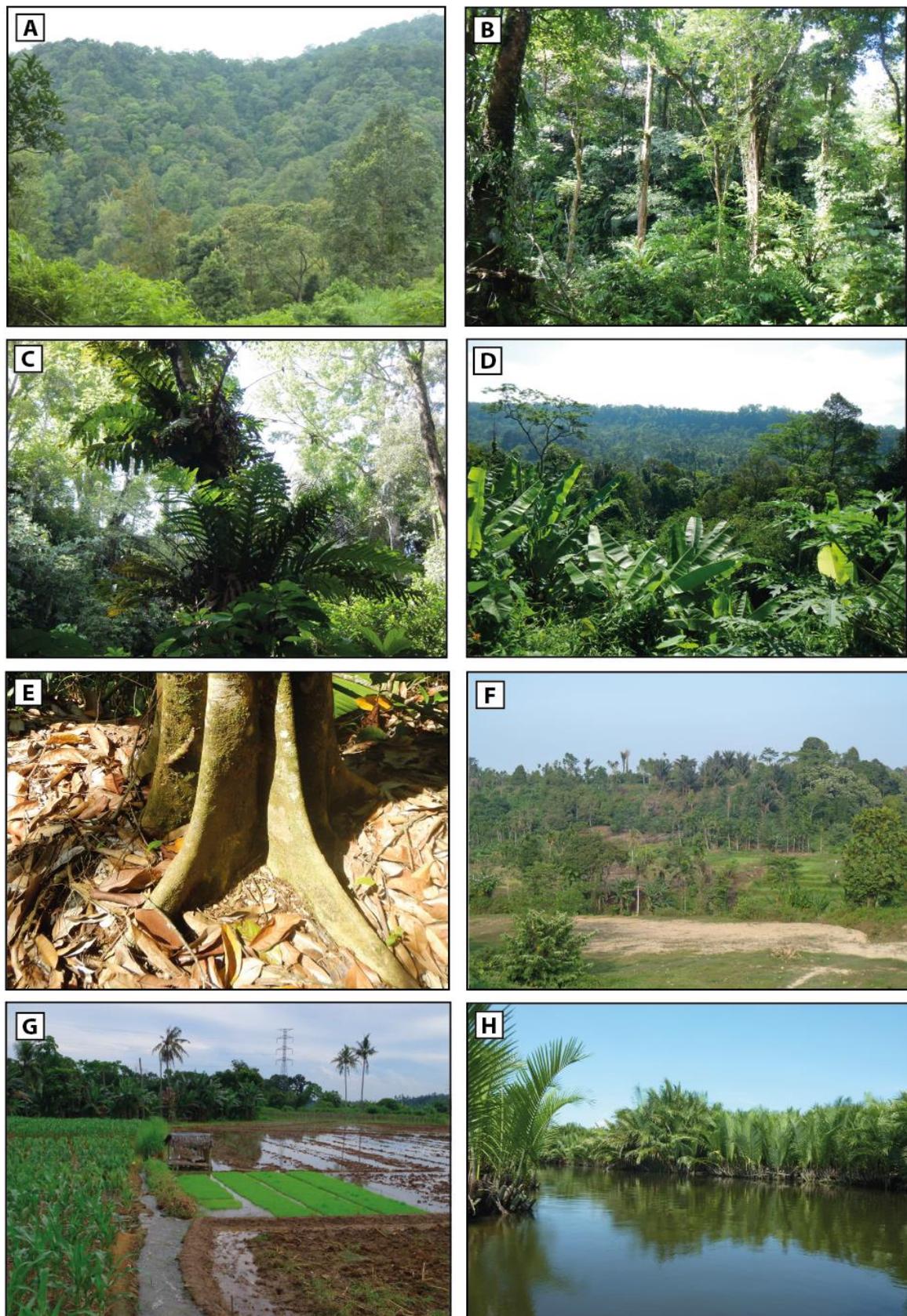
Dans la moyenne vallée, les piémonts collinéens sont caractérisés par des formations forestières tropicales ombrophiles morcelées par les activités humaines (**Fig. 2.22**). Ces formations sont étroitement liées à l'altitude. On rencontre un premier ensemble au niveau des piémonts collinéens élevés où l'altitude varie entre 800 et 500 m, entre la ville de Sibolangit

⁵ Les héli-épiphytes sont des plantes pour lesquelles le mode de vie épiphytes (plantes poussant sur d'autres plantes) ne concerne qu'une phase précoce de leur vie. Elles germent sur les arbres et sont capables de se nourrir et de s'y fixer. Parallèlement, elles développent une racine à croissance très rapide qui descend le long du support, jusqu'à atteindre le sol. Vivant comme des plantes terrestres, avec la particularité d'être perchées dans la cime des arbres, elles ne sont alors plus épiphytes mais héli-épiphytes (Hallé *et al.*, 2008).

⁶ Le figuier étrangleur pousse sur la cime des arbres, et envoie vers le sol ses racines qui descendent le long du tronc de l'arbre qui le supporte, en décrivant des spirales de sens opposés. Dès que les racines se touchent, elles se soudent, et en seulement quelques mois, elles enveloppent totalement l'arbre. Le tronc de l'arbre support ne peut plus grossir et meurt au bout de quelques années (Hallé, 2016).

et le village de Sembahe (**Fig. 2.22**). Cette partie collinéenne haute est soumise aux activités humaines liées à l'exploitation forestière et à la mise en culture des terres (**Fig. 2.22 D**). Les forêts sont remplacées par des formations secondaires dégradées. Plus bas, entre 500-400 et 150-100 m (au niveau du site d'étude S2), la dégradation forestière est plus marquée et devient franchement importante (**Fig. 2.22**). Cette partie de la vallée est occupée par les populations locales depuis des temps anciens (Laumonier, 1997) et fait l'objet d'exploitation et de mise en culture peut-être dès les premiers siècles de notre ère (Perret, 1994). Les aires de plantations autochtones, puis coloniales à partir du milieu du XIX^{ème} siècle ont contribué à façonner véritablement cette région (Whitmore, 1975 ; Perret, 1994). Les piémonts sont également un lieu source d'exploitation forestière, notamment depuis la fin de la seconde guerre mondiale (Whitmore, 1975), et surtout depuis les années 1980, selon Laumonier (1997). Aujourd'hui, cette partie de la vallée est intensément déforestée et convertie en grande partie en vastes surfaces de plantations de palmiers à huile sur les points hauts et, en rizières, associées à des bassins d'irrigation, sur les points les plus bas et les plus humides, le long de la rivière Deli. Ces zones humides correspondent souvent aux tracés d'anciennes rivières, nombreux dans cette partie de la vallée et dans la basse vallée. Elles correspondent à des formations alluviales périodiquement inondées sur des durées relativement longues (Laumonier, 1997). Ces formations secondaires de culture sont à l'origine d'une érosion rapide des sols, exacerbée par un régime pluviométrique « hyperhumide » ($P > 3000$ mm/an). Lorsqu'elles ne sont pas dégradées, les formations forestières des piémonts se développent sur des sols bruns tropicaux (Duchaufour, 1976), des cambisols humiques et des andosols (FAO/UNESCO, 1976). Elles sont luxuriantes et présentent l'une des plus grandes richesses de plantes au monde, ainsi qu'une grande diversité d'essences. Elles se caractérisent par plusieurs strates, de grands arbres aux troncs lisses et aux contreforts très larges (Whitmore, 1975 ; Whitten, 1984) (**Fig. 2.23 E**).

Entre 800 et 500 m d'altitude, la forêt ombrophile est fractionnée par les pratiques agricoles (**Fig. 2.22**). Dans cette partie de la vallée, ces activités anthropiques marquent le paysage au niveau Sibolangit, le long de la route Berastagi-Medan et, plus faiblement, le long de la rivière Deli. Dans cette partie des piémonts, la mise en culture des terres se fait principalement sur des petites parcelles sur lesquelles on cultive des légumineuses et des céréales. Les rizières en terrasses sont bien développées au niveau de la ville de Sibolangit. Dans cette même zone, on retrouve également quelques plantations de palmiers à huile.



Photos : Y. Chabot, 2013-2014-2015

(A et B) Formation arborée haute et dense de la forêt tropicale ombrophile sub-montagnarde (**site S6**). (C) Héliépiphytes de la forêt tropicale ombrophile sub-montagnarde (**site S6**). (D) Formation forestière tropicale ombrophile et culture de bananiers et papayers dans la haute moyenne vallée (**Site S5**). (E) Arbre au contrefort large dans la haute moyenne vallée (**site S5**). (F) Morcellement de la forêt tropicale ombrophile par la mise en culture dans la basse moyenne vallée (**site S3**). (G) Plaine humide de la basse vallée convertie en rizières et autres types de cultures (**site Tugu**). (H) Mangrove à palmiers *Nypa fruticans* dans la basse vallée, près du littoral, au nord de **Kota Cina**.

La forêt subsiste dans les zones topographiques les plus difficiles d'accès pour les populations locales, au niveau des crêtes et des sommets abrupts des collines. La canopée de ces zones forestières est haute (35 à 40 m), avec des arbres émergents qui atteignent souvent des hauteurs remarquables de l'ordre de 55 m (Whitmore, 1975 ; Laumonier, 1997) et même 70 m (Whitten *et al.*, 1984). Les Dypterocarpaceae sont co-dominant avec les Fagaceae et les Burseraceae. Chez la famille des Dypterocarpaceae, *Hopea beccariana* demeure l'espèce la plus abondante. Elle constitue une composante majeure de la canopée et est associée à *Shorea ovalis* ssp. *sericea*, *S. ovata*, *Quercus argentata* and *Santiria laevigata*. De nombreuses autres familles sont également présentes au sein de la canopée, à l'image de Clusiaceae, Burseraceae, Anacardiaceae, de nombreuses Fabaceae, ainsi que des Lauraceae, Aceraceae, Sapindaceae et Myrtaceae (Laumonier, 1997). Les strates moyennes et inférieures sont quant à elles dominées par les Euphorbiaceae, quelques Theaceae, Rubiaceae, Flacourtiaceae, Proteaceae, Fagaceae, Meliaceae, Rhamnaceae et Rutaceae. On retrouve également des lianes, des plantes Héli-épiphytes et des figuiers étrangleurs (Laumonier, 1997). Des forêts de bambou (*Schizostachyum* sp.) sont présentes, notamment le long de la rivière Deli. Enfin des formations secondaires sont observées au sein de ces forêts et se composent par exemple de *Musa* sp. et d'Arecaceae (palmier) tels que *Cocos nucifera*, *Areca catechu*, *Myroxylon sagu*. Quelques petits lopins de terre cultivés sont aussi observés à certains endroits, toujours à proximité de la rivière Deli. Il s'agit là de cultures vivrières, souvent mélangées et composées de manioc, de papayers, de poivriers (*Piper nigrum*), et de bananiers. Le site S5 rend compte de cette diversité paysagère (**Fig. 2.23 D**).

Plus bas, entre 500-400 et 150-100 m d'altitude, la forêt devient nettement plus morcelée et marque une véritable coupure avec les hauts piémonts et la haute vallée (**Fig. 2.22**). La mise en culture des parcelles déforestées est un élément prégnant dans le paysage, notamment le long de la rivière Deli et de ses affluents (**Fig. 2.23 F**). Parmi les plantes cultivées les plus communes, on retrouve les plantations de palmiers à huile et, dans une moindre mesure, l'Hévéa (Whitten *et al.*, 1984). La riziculture est également très développée, tout comme le

bananier ainsi que de nombreuses espèces d'Arecaceae (*Cocos nucifera*, *Areca catechu*, *Myroxylon sagu*, *Arenga pinnata*...). Cette coupure paysagère s'observe à partir de la région du site S4, au sud-est de la ville de Sembahe et s'accroît très nettement tout au long de la vallée, jusqu'au niveau du site S2 où il atteint son paroxysme. Là où elle subsiste encore, principalement sur les hauteurs des collines, la forêt tropicale pluviale des bas piémonts se caractérise par une canopée haute et dense. Les arbres atteignent 35 à 40 m de haut, et les arbres émergents 45 à 55 m. Ces systèmes forestiers sont principalement composés de Dypterocarpaceae, tels que *Dypterocarpus*, *Shorea hopeifolia*, *Shorea gibbosa*, *Shorea bracteolata*... (Whitten *et al.*, 1984 ; Laumonier, 1997). Cette famille, typique des paysages tropicaux de moyennes et basses altitudes, est riche et très diversifiée en espèces (Whitmore, 1975). Parmi les autres familles, on retrouve communément les Meliaceae, Myristiaceae, Burseraceae, Euphorbiaceae, Sapotaceae, Myrtaceae, Sapindaceae, Fagaceae, Moraceae, Mimosaceae (*Albizia splendens*)... (Whitten *et al.*, 1984 ; Laumonier, 1997).

2.1.2.5.3. La diversité paysagère de la basse vallée

Dans la basse vallée, l'exploitation forestière des dernières années, le développement intense des activités agricoles, notamment des plantations de palmiers à huile depuis la période coloniale hollandaise (Dahuri & Pahievi, 1994), ainsi que l'urbanisation anarchique et galopante, ont eu des impacts négatifs majeurs sur la couverture végétale de la plaine côtière. Les forêts ont totalement disparus pour laisser place à des formations secondaires dégradées, de type arbustives et herbeuses (Laumonier, 1997). La riziculture a également remplacé les zones humides alluviales des anciens cours d'eau et les plaines alluviales (Fig. 2.23 G). Trois sous-ensembles paysagers peuvent être distingués dans cette plaine :

Un premier ensemble apparaît entre le site S2 et le site S0 et correspond à une zone de transition entre la zone de piémont basse et le début de la plaine humide côtière (Fig. 2.22). Il est principalement caractérisé par de vastes plantations de palmiers à huile, des plantations d'hévéa, des champs de cultures variées (maïs, manioc, bananes...) et des zones humides converties en rizicultures (Fig. 2.23 G) et associées à de nombreux bassins et fossés d'irrigation, notamment le long de la rivière Deli. De nombreuses routes sillonnent cette zone qui se trouve dans la grande banlieue sud de Medan. Les habitations s'y sont également multipliées au cours des dernières années. La végétation forestière a presque totalement disparue. Il n'en subsiste que quelques rares petits îlots.

Un second ensemble, le plus grand, est situé entre le site S0 et le site S-1 (**Fig. 2.22**). Il correspond à la ville de Medan, métropole de plus de 4 millions d'habitants et de 265 km², laquelle est totalement aménagée et urbanisée. Cette ville s'est développée de façon significative à partir de la moitié du XIX^{ème} siècle, lorsque les hollandais ont commencé à développer les grandes plantations de tabac, de cafés, d'hévéas, et plus récemment, de palmiers à huile. Medan devient alors rapidement un centre économique important (Miksic, 1984).

Un dernier ensemble, relativement restreint, est celui de la bande littorale marécageuse, entre le site S-1 et le port de Belawan (**Fig. 2.22**). Cette étroite bande d'environ 6 à 7 km correspond à une formation de mangrove et d'arrière mangrove malmenée par l'importante pression anthropique de la région.

Les formations de mangroves comptent parmi les premières formations végétales forestières à avoir été exploitées par les Hommes dans la région. A forte valeur économique, la mangrove a été exploitée en tant que source de bois de chauffe, de charbon de bois, de poteaux pour les échafaudages et les fondations... (Whitmore, 1975 ; Whitten, 1984). Nous n'avons pas mené d'observation de terrain dans cette formation végétale, néanmoins, de nombreux travaux existent sur les mangroves indo-malaises. Parmi ces travaux, citons-ceux de Watson (1928) qui, par le biais d'une monographie, réalise une description très complète des mangroves de la Péninsule Malaise. Ding Hou (1958) a également contribué à la connaissance de cet écosystème en Malaisie. Pour l'Indonésie, notons les travaux de Soekardjo et Kartawinata (1979) qui ont réalisé une description et une étude de la flore des mangroves de l'archipel. Les travaux récents et complets de Laumonier (1997) sont également à souligner. Dans son ouvrage de 1997, Laumonier effectue un point sur la végétation des mangroves de Sumatra et présente un recensement de nombreuses espèces.

Dans la basse vallée côtière de Deli, la mangrove subit de très fortes pressions anthropiques et se dégrade très rapidement. Depuis quelques années, elle est convertie en bassins d'élevage de crevettes et de poissons (*Tambaks*) (Dahuri & Pahievi, 1994). Ce phénomène est largement répandu à Sumatra, notamment dans la région d'Aceh et le long du Détroit de Malacca dans les régions de Langsa-Termiang (Laumonier, 1997). Dans la basse vallée de Deli, toute la bande côtière est concernée par cette conversion, qui vient s'ajouter à l'urbanisation croissante, surtout au niveau de la ville portuaire de Belawan.

A l'arrière de cette zone de mangrove, se met une place une formation forestière d'eau saumâtre, peuplée de palmiers à *Nypa fruticans* (**Fig. 2.23 H**). Cette formation correspond à la marge intérieure de la mangrove et à la limite supérieure de l'influence des marées (Wyatt-Smith, 1963 ; Whitmore, 1975 ; Whitten *et al.*, 1984 ; Laumonier, 1997). Cet écotone se rencontre le long des rivières et sur les îles et langues de terre marécageuses adjacentes. C'est d'ailleurs le long des rivières que se trouvent les formes les plus pures (Wyatt-Smith, 1963). Cet écosystème végétal a été décrit par Wyatt-Smith (1963) pour la Malaisie où la structure et la composition floristique de cette formation de mangrove sont très proches de celles rencontrées à Sumatra (Laumonier, 1997). Wyatt-Smith insiste sur le fait qu'il s'agit d'une formation spécifique avec une flore qui diffère des autres mangroves. Sur notre bande côtière, cette formation d'arrière mangrove est très peu étendue (2-3 km à peine) et tend à disparaître du fait de sa conversion en bassins d'élevage de crevettes. Les palmiers *Nypa fruticans* disparaissent ensuite en direction des terres, là où l'influence des marées et la salinité des sols tend à diminuer. Une formation forestière d'eau douce à saumâtre se met alors en place. Dans notre vallée, cette zone correspond à la région de Kota Cina. Elle est relativement restreinte et difficilement visible sur le terrain étant donné sa destruction par les activités humaines, notamment par la construction d'habitations, d'usines, de bassins d'aquaculture, ou encore d'infrastructures routières. Cette zone est périodiquement et temporairement inondée par les eaux de pluies, les rivières et les grandes marées (Whitmore, 1975 ; Whitten *et al.*, 1984, Laumonier, 1997). La nappe d'eau est proche de la surface et l'influence du balancement des marées s'y ressent encore. La végétation naturelle encore présente correspond à la fougère d'orée (*Acrostichum aureum*) essentiellement le long des cours d'eau qui se jettent dans la mangrove à *Nypa*. On retrouve également *Macaranga* sp., *Casuarina equisetifolia*, *Pandanus helicopus*, *Cyperus* spp... Ces espèces s'installent sur des alluvions fluviales récentes de couleur grise, apportées par les inondations successives (Laumonier, 1997). Bien que régulièrement saturés, ces sols n'en restent pas moins fertiles et ont fait l'objet d'une importante mise en culture (plantations de cocotiers, d'arbres fruitiers, de bambous, de bananiers, de plantations d'hévéas, de palmiers à huile, de rizières...) et d'une urbanisation intense, réduisant de manière drastique la végétation naturelle, jusqu'à la faire complètement disparaître, à l'image de *Oncosperma tigillarum* (palmier Nibung) sur notre terrain. De manière générale, assez peu de travaux ont été menés sur cet environnement. Ils sont principalement centrés sur la flore (Kartawinata, 1975 ; Whitmore, 1975). Wyatt-Smith (1963) a effectué des descriptions de la flore primaire et secondaire et l'utilisation des espèces pour la sylviculture. Les travaux de Corner (1978) font figures de références, mais ont été menés à

Johore et Singapour. Corner a notamment réalisé des descriptions très fines des successions végétales en embouchure amont de quelques rivières. Les formations qu'on y rencontre sont d'une très grande hétérogénéité et diversité, et sont étroitement dépendantes des crues et de leur ampleur dans la plaine alluviale, ainsi que de la position des plantes par rapport au chenal actif et de la nature des sols (Whitmore, 1975 ; Corner 1978 ; Whitten *et al.*, 1984).

2.1.2.6. Synthèse géomorphologique du fonctionnement et des spécificités du système fluvial de Deli

Les investigations pionnières menées dans la vallée Deli et l'étude géomorphologique qui y est associée ont permis de rendre compte des spécificités géographiques du bassin versant et du fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique de son système fluvial, de l'amont vers l'aval. Quatre styles fluviaux principaux ont été définis. Ces styles fluviaux présentent des caractéristiques hydro-géomorphologiques spécifiques, révélateurs de la diversité et des différentes unités paysagères de la vallée. La succession des différents styles suggère un fonctionnement mixte : longitudinale et latérale (apports de versants). Nos observations permettent de proposer la typologie suivante :

A l'amont, la haute vallée montagneuse est caractérisée par un style fluvial rectiligne (**style 1**) associée à une zone de processus érosifs et de production sédimentaire et volcanique (**Fig. 2.24**). Cette zone de production est caractérisée par un système fluvial à chenal unique encaissé dans les dépôts volcaniques andésitiques à dacitiques quaternaires du volcan Sibayak. La pente est relativement forte et abrupte ce qui favorise les processus d'érosion. Ces derniers sont également amplifiés par des cumuls de précipitations importants. La vallée Deli est étroite et incisée en canyon, notamment là où elle parvient à s'enfoncer dans les tufs quaternaires du Toba.

Dans la moyenne vallée, le fonctionnement du système fluvial est multiple et se caractérise par une succession de trois styles fluviaux distincts (**Fig. 2.24**).

Dans la partie haute des piémonts collinéens, le style fluvial reste rectiligne (**style 1**) (**Fig. 2.24**). Il est associé à une production de matériaux sédimentaires et volcaniques (apports de versants) et de transferts vers l'aval. La rivière Deli s'encaisse dans des dépôts volcaniques andésitiques à dacitiques quaternaires du Sibayak et dans les ignimbrites pléistocènes des tufs Toba, au sein d'une vallée étroite et découpée en canyon. Les pentes restent relativement fortes et le relief est découpé et ondulé. Les versants qui bordent la rivière sont partiellement

défrichés et convertis en parcelles de cultures, contribuant à un apport de matériaux sédimentaires et volcaniques au sein du chenal actif. Ce phénomène est d'autant plus exacerbé que cette zone est la plus pluvieuse de la vallée.

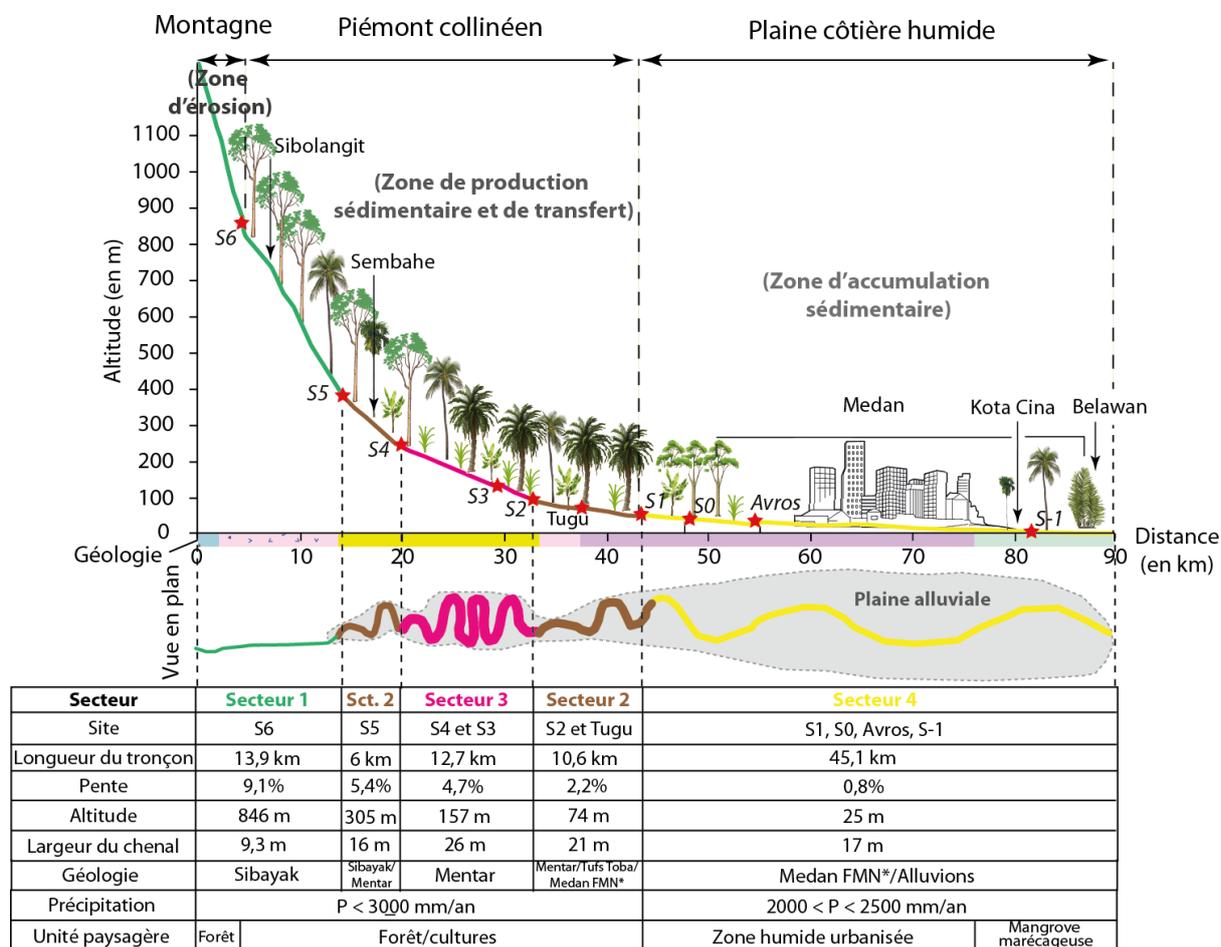


Figure 2.24 - Synthèse de l'organisation longitudinale du système fluvial de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017)

Dans la partie basse de la moyenne vallée le style fluvial change. Il devient sinueux (**style 2**), puis méandrique (**style 3**), avant de redevenir une nouvelle fois sinueux (**style 2**) (Fig. 2.24). Cette partie de la vallée est dominée par les processus de transferts des sédiments. Quelques affluents se connectent à la rivière Deli. Le relief est moins haut mais les pentes sont encore assez fortes. Un système de failles perpendiculaires à la vallée contrôle structurellement la zone et contribue à un apport de matériaux, exacerbé par un important défrichage et une intense mise en culture des versants et des terrasses alluviales. La rivière Deli s'encaisse dans des dépôts volcaniques andésitiques à dacitiques quaternaires et les ignimbrites des tufs Toba, au sein d'une vallée plus élargie. Cette partie de la vallée est

caractérisée par des plaines alluviales parfois inondées et cultivées, surmontées de terrasses fluviales cultivées et de points hauts prenant la forme de versants bien drainés.

Dans la basse vallée, la plaine côtière est caractérisée par un style fluvial sinueux (**style 4**) (**Fig. 2.24**). Cette zone est dominée par des processus d'accumulation de sédiments et de débris volcaniques quaternaires provenant de l'amont. Cette sédimentation est favorisée par la faiblesse de la pente et de l'altitude, ainsi que par les activités humaines. Dans cette partie de la vallée, la rivière Deli s'encaisse dans les ignimbrites des tufs Toba où elle est contrainte latéralement, ainsi que dans les dépôts sédimentaires de la « formation de Medan ».

La caractérisation des dépôts de surface dans la vallée s'appuie uniquement sur des observations de terrain. Seule la charge grossière (dominante en haute et moyenne vallée) a fait l'objet d'une quantification granulométrique *in situ*. Les dépôts fins n'ont pas été échantillonnés étant donné le caractère trop anthropisé et perturbé de la vallée, notamment de la moyenne et de la basse vallée, là où les dépôts fins apparaissent. Un tel échantillonnage aurait été risqué et aurait pu conduire à des résultats erronés et une mauvaise caractérisation du fonctionnement du système fluvial de Deli.

2.2. Le village de Kota Cina

Cette partie a pour objectif de présenter la géographie et l'environnement actuel du village de Kota Cina et de faire un point sur l'histoire des recherches et des principales découvertes archéologiques et environnementales depuis sa découverte au XIX^{ème} siècle jusqu'à nos jours.

2.2.1. Présentation géographique et géomorphologique du site

Le village de Kota Cina est situé dans la basse vallée de la rivière Deli, au niveau de la frange littorale très urbanisée de la basse vallée côtière de la rivière Deli (**Fig. 2.25 A**). Il est situé entre la confluence de la rivière Belawan à l'ouest et au nord, et de la rivière Deli à l'est. Le site se trouve à environ 7 km à l'amont du port de Belawan et de l'embouchure de la rivière Deli, et à 20 km à l'aval du centre-ville de Medan (**Fig. 2.25 A**). Il est localisé plus précisément sur le bord d'une plaine deltaïque holocène, au sein de laquelle se développent des îles et des langues de terres marécageuses couvertes de mangrove à palmiers *Nypa fruticans*, ainsi que des bassins d'aquaculture (**Fig. 2.25 B**). Ces promontoires vaseux sont sillonnés par un réseau dense de rivières estuariennes et de petits chenaux de marée ramifiés, sinueux à méandriiformes. D'un point de vue géomorphologique, cette zone humide côtière est très dynamique. Située à l'interface entre le domaine continental et le domaine marin, elle est

sous l'influence de la dynamique fluviale et du balancement biquotidien des marées diurnes, où l'énergie des vagues et des courants est faible (Bird & Ongkosongo, 1980). Le marnage peut atteindre deux mètres lors des marées de vives eaux (Eisma, 1998). Les inondations sont régulières mais très localisées, en partie liées à la remontée de la nappe d'eau, ainsi qu'aux débordements des chenaux (**Fig. 2.25 B**). D'un point de vue lithologique, le village actuel se trouve sur une formation alluviale holocène composée de graviers, de sables et d'argiles, déposés par les écoulements fluviaux de la région, et recouvrant la « formation de Medan » sous-jacente (Cameron *et al.*, 1982).

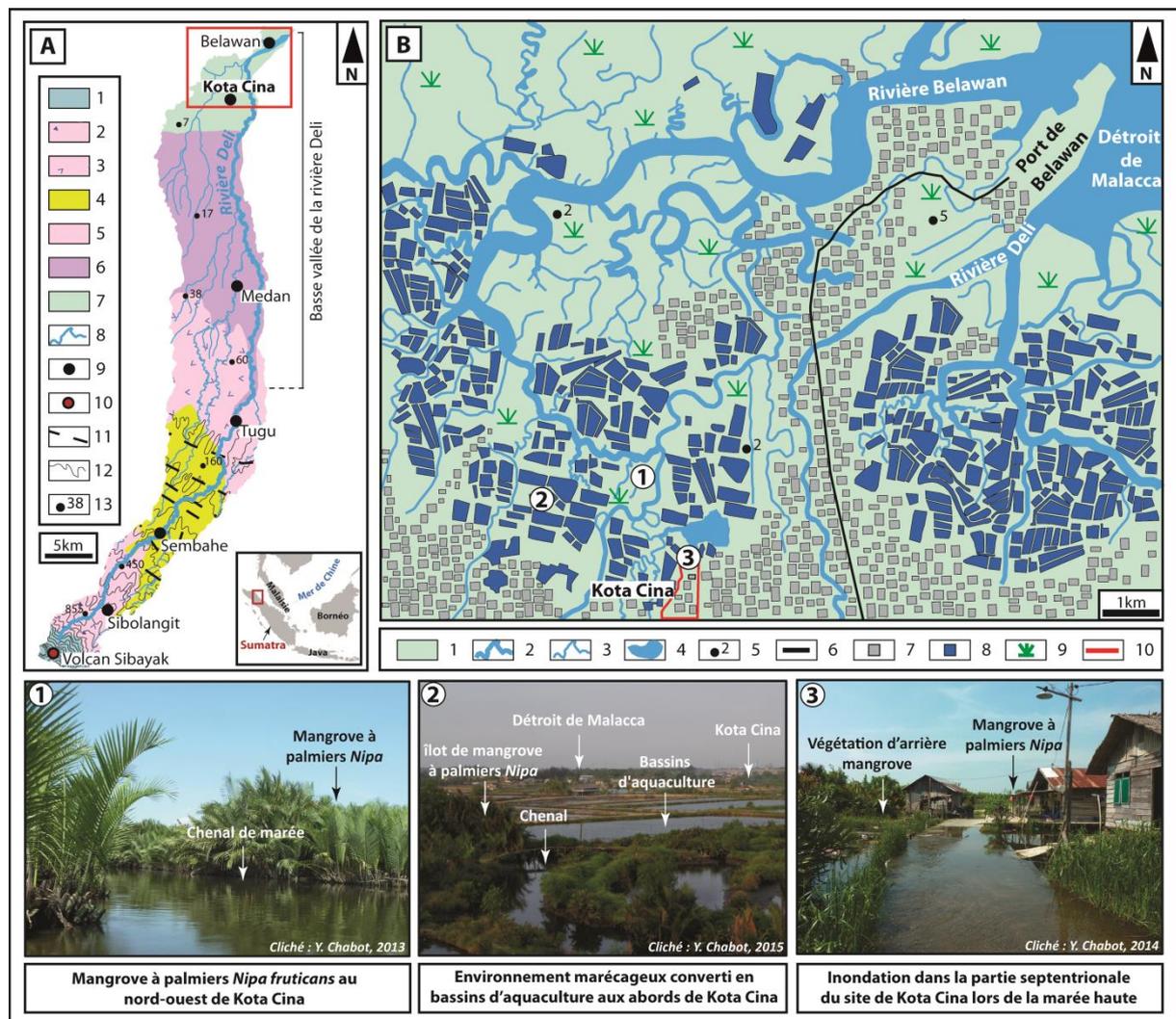


Figure 2.25 - (A) Carte géomorphologique de la vallée de Deli. (B) Carte géomorphologique de la région de Kota Cina, dans la basse vallée de la rivière Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017)

(A) Carte géomorphologique de la vallée de Deli. 1. Unité Sibayak (andésites, dacites et dépôts pyroclastiques pléistocènes et holocènes) ; 2. Unité Binjai (coulées de brèches dacitiques à andésitiques pléistocènes) ; 3. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 4. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 5. Tufs volcaniques Toba (tufs rhyodacitiques)

partiellement soudés du Pléistocène) ; 6. « Formation de Medan » (blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 7. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 8. Cours d'eau secondaires ; 9. Villes ; 10. Volcan actif ; 11. Failles tectoniques incertaines ou approximatives ; 12. Courbes de niveau ; 13. Points cotés (m) ; **(B) Carte géomorphologique de la région de Kota Cina, dans la basse vallée de la rivière Deli.** 1. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 2. Rivière ; 3. Petits chenaux ramifiés ; 4. Lac ; 5. Points cotés (m) ; 6. Route principale ; 7. Habitations ; 8. Bassins d'aquaculture ; 9. Mangrove ; 10. Limites du village de Kota Cina.

Le village de Kota Cina est situé entre 1 et 5 m d'altitude (**Fig. 2.26**). L'atmosphère rurale du des années 1970 a laissé place à un environnement périurbain caractérisé par un tarissement de l'agriculture en faveur de l'urbanisation. Le village est densément peuplé (**Fig. 2.25**). La multiplication des constructions d'habitations au cours de ces dernières décennies est liée à une explosion rapide de la classe moyenne, d'autant que le site est stratégiquement bien positionné entre la ville de Medan et le port de Belawan, dans une zone où les activités industrielles sont très présentes (Perret *et al.*, 2013).

Dans sa partie nord, Kota Cina borde une partie de la rive ouest du Lac Siombak (**Fig. 2.26**). Cette partie du site est la plus humide. Elle est principalement couverte de palmiers *Nypa fruticans*, correspondant à la limite supérieure de l'influence des marées hautes sur le site (**Fig. 2.26 et 2.27 1**). En bordure sud de cette zone, la fin de la mangrove est franche. D'autres espèces commencent à apparaître, comme *Pandanus furcatus*, appartenant à la famille des Pandanaceae, la fougère d'orée (*Acrostichum aureum*) de la sous famille des Ceratopteridoideae, des herbacées invasives de la sous famille des Panicoideae, telle que *Imperata Cylindrica*, des Cyperaceae comme *Cyperus* sp., ou bien encore des bambous (**Fig. 2.26 et 2.27 2**). Ces espèces définissent un environnement marécageux d'eau douce à saumâtre. Cette formation d'arrière mangrove est encore sous l'influence du balancement et est inondée régulièrement. Les quelques habitations en bois présentent dans cette partie du village sont sur pilotis (**Fig. 2.27 3**). Plus au sud et sur le reste du site, un environnement marécageux d'eau douce sur alluvions se met en place, et est inondé de manière périodique lors des marées de vives-eaux deux fois mois. Les zones inondées se situent principalement le long des chenaux qui traversent le village. Le centre du village, situé au niveau de la confluence du chenal ouest Parit Belatjang, est particulièrement touché (**Fig. 2.26 et 2.27 4, 5**). Dans cette partie du village, la nappe d'eau, influencée par le balancement des marées, se situe seulement 50 cm de la surface du sol (Perret *et al.*, 2016). Cet environnement caractérise la majorité du site, mais est profondément endommagé par l'anthropisation. La végétation naturelle a pratiquement entièrement disparu et a été remplacée majoritairement par des

plantations de vergers, de cocotiers, de palmiers bétel (**Fig. 2.26 et 2.27 6**), de quelques palmiers à huile, de bananiers, ainsi que de quelques cultures de légumineuses et de céréales (riz, maïs), sur des sols limono-sableux gris, faiblement organiques et souvent saturés en eau (**Fig. 2.26**). Parallèlement, l'urbanisation s'est rapidement développée (**Fig. 2.26 et 2.27 7**). Quelques rares formations végétales primaires subsistent encore le long du chenal Parit Belatjang, qui mène à la mangrove, au nord-ouest de la confluence avec le chenal ouest. Sur cette portion, les espèces *Casuarina equisetifolia*, *Acrostichum aureum* (**Fig. 2.26 et 2.27 8**), ou encore *Cyperus* sp. sont observées.

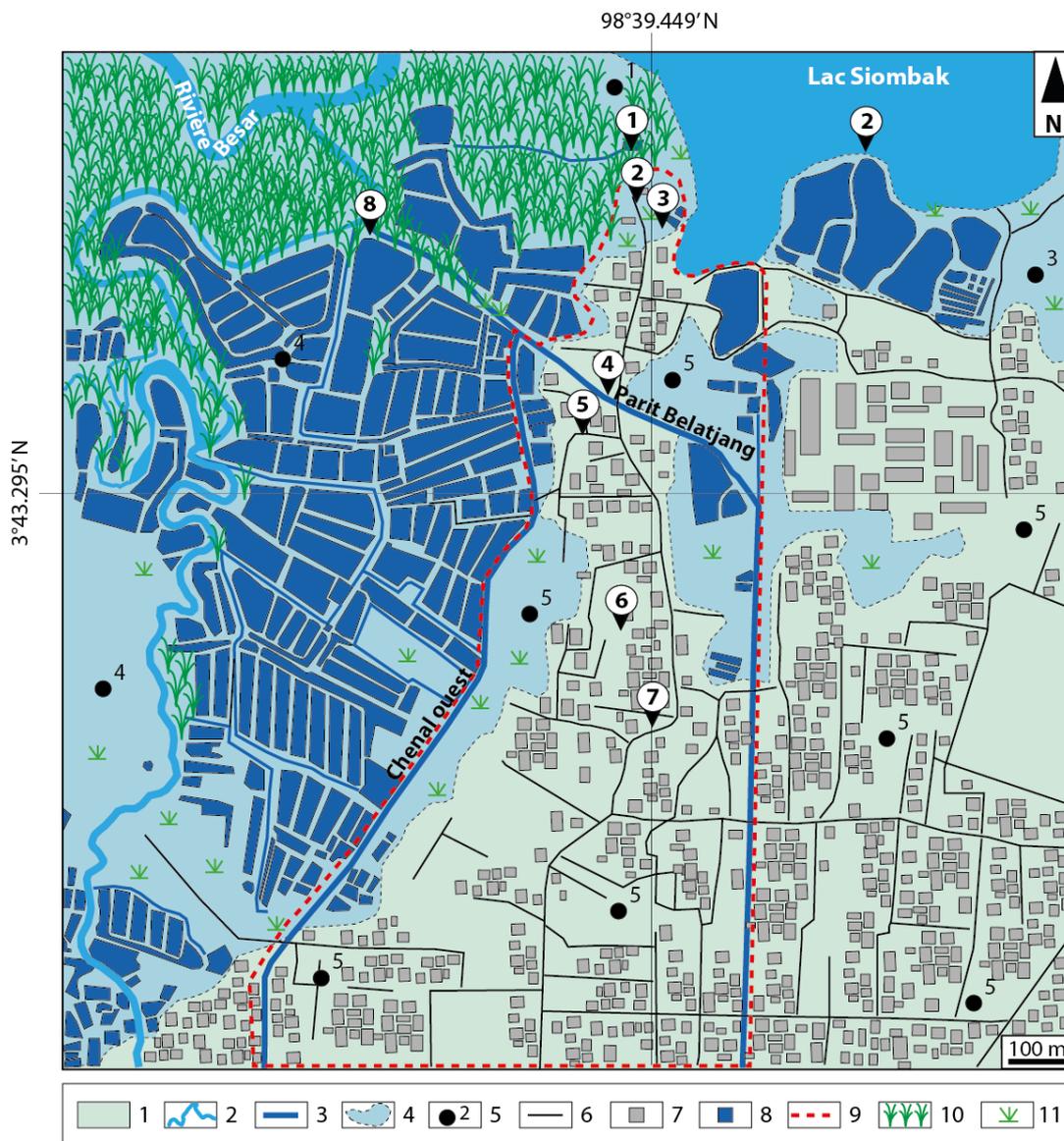


Figure 2.26 - Carte géomorphologique du village de Kota Cina (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 2. Chenaux naturels ; 3. Chenaux de drainage artificiels ; 4. Zones humides ; 5. Points cotés ; 6. Routes ; 7. Habitations ; 8. Bassins d'aquaculture ; 9. Limite du village de Kota Cina ; 10. Mangrove à palmiers *Nypa fruticans* ; 11. Végétation de zone humide marécageuse d'arrière mangrove. (Les bulles numérotées correspondent aux photos de la planche photographique : **Fig. 2.26**).



Photos : Y. Chabot 2013-2014-2015

Figure 2.27 - Planche photographique de l'environnement actuel du village de Kota Cina.

1. Zone intertidale marécageuse couverte de mangrove à palmiers *Nypa* ; 2. Zone d'arrière mangrove ; 3. Maison sur pilotis au nord de Kota Cina ; 4. Chenal Parit Belatjang ; 5. Centre du village inondé lors des grandes marées ; 6. Cultures de palmiers bétel ; 7. Développement de l'urbanisation ; 8. Fougère d'orée le long du chenal Parit Belatjang, à l'entrée de la mangrove à *Nypa* au nord-ouest du village. (Les photos et leur numérotation sont associées à la **Fig. 2.26**).

2.2.2. Les recherches archéologiques à Kota Cina : contexte et état des connaissances actuelles

L'histoire des recherches archéologiques à Kota Cina est jalonnée par des vagues d'intérêts scientifiques et des périodes de désintérêt. Deux périodes majeures ont fait l'histoire et la connaissance archéologique du site. La première se situe de 1970 à 1984 et correspond aux premières fouilles. La seconde période, de 2011 à nos jours, se caractérise par de nouvelles recherches, plus intensives, annonçant les recherches modernes dont nos travaux sont issus.

2.2.2.1. Les sources historiques et les légendes de Kota Cina

C'est en 1823 que le site, nommé « Kota Cina » (lit. « Site fortifié occupé par les chinois »), est mentionné pour la première fois (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon 1984 ; Perret *et al.*, 2013). Cette mention littéraire provient d'un document historique de l'Ecosais John Anderson, un officier à la Compagnie des Indes Orientales qui était en charge d'entreprendre une enquête politique et économique de la côte orientale de Sumatra en 1823 (Edwards McKinnon, 1984 b). Après son enquête, John Anderson publie un ouvrage. Bien qu'il ne semble pas avoir personnellement visité le site (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b), il mentionne dans son ouvrage « à Kota Cina il y a une pierre de très grande taille avec une inscription dans des caractères incompris par la population locale » (Anderson, 1826). Peu de temps après que les Hollandais se soient établis dans la région de Deli, le contrôleur de l'administration coloniale de Labuhan Deli⁷ (NBG 20, 1882, in Perret *et al.*, 2013) visite Kota Cina et recherche la pierre avec l'inscription, mais en vain. Il découvre à la place une autre pierre, connue localement comme « *lumpang batu* » (pierre taillée) (Miksic, 1974 ; Edwards McKinnon, 1984 b). Dans le même temps, une légende est rapportée au contrôleur par un villageois de Kota Cina, selon laquelle les Chinois occupaient le site de nombreuses années auparavant (NBG 21, 1883, in Perret *et al.*, 2013). Cette légende, dont une partie a été transcrite dans la thèse d'Edwards McKinnon (1984), raconte qu'originellement Kota Cina était occupé par des Indiens et que le site se trouvait en bord de mer. Puis des Chinois sont arrivés dans le port et des combats ont éclaté avec les Indiens. Ces derniers ont

⁷ Petit village situé à 3 km au nord-est de Kota Cina.

perdu et se sont enfuis. Les Chinois se sont attirés la foudre du tout-puissant et ont fait l'objet de représailles sous la forme d'une invasion de mollusques venant de la mer. Les mollusques se sont répandus partout et ont chassés les Chinois du site. Certains d'entre eux sont rentrés en Chine, d'autres se sont dispersés à Sumatra (Edwards McKinnon, 1984 b). Dans sa thèse, Miksic (1979) donne une version quelque peu différente de cette légende et indique notamment que les Indiens ne vivaient pas à Kota Cina mais tout près, à Lubuk Bedena plus connue sous le nom de Teluk Belanga (*teluk* = baie). Ils en auraient été chassés par des Chinois qui, dans un même temps, auraient construit une forteresse à Kota Cina. Ils se seraient alors attirés les foudres de l'esprit d'un saint local, qui les aurait chassés en leur envoyant une armée de mollusques. Aujourd'hui, aucune trace de ce site d'habitat n'a été mise au jour et aucune trace du mur de la forteresse de Kota Cina n'a été découverte (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon 1984). Il est possible que ce mur n'ait jamais existé ou, qu'il ait été construit en bois ou en palissade de bambou (*pagar*), plutôt qu'en terre ou en pierre (*benteng*) (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b). On comprend mieux maintenant la signification historique du nom « Kota Cina » qui semble provenir d'une tradition populaire qui reflète la présence de Chinois sur le site au tout début de son occupation (Edwards McKinnon, 1984 b).

Par la suite, hormis un bref résumé de la littérature relative à Kota Cina publié en 1914, le site tombe dans l'oubli pendant près d'un siècle.

2.2.2.2. La redécouverte du site et les recherches initiales des années 1970-1980

2.2.2.2.1. Premières investigations et recherches pionnières

Le site de Kota Cina est redécouvert au début des années 1970 par Edwards McKinnon et Tengku Luckman Sinar suite à la découverte de céramiques chinoises anciennes dans la région de Medan mises en vente par des antiquaires locaux. Cette découverte attire l'attention d'Edwards McKinnon. Ce cadre britannique, travaillant dans une plantation de la région, et passionné d'histoire ancienne, entreprend les prospections initiales du site avec des moyens limités (Perret, 2012). Ces premières investigations révèlent plusieurs concentrations de briques, des restes de poteaux en bois, des concentrations de coquilles, de larges quantités de tessons de céramiques et de poteries, en surface et en profondeur (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b). Au vu de ces trouvailles préliminaires et encourageantes, Edwards McKinnon conduit des fouilles archéologiques entre 1974 et 1977, sur ces concentrations archéologiques. Plusieurs zones du site sont fouillées pour une superficie totale de 137 m² (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b).

En 1977 parallèlement aux travaux d'Edwards McKinnon, une étude géomorphologique et stratigraphique est conduite par John Miksic (Miksic, 1979). Cette étude est basée sur les observations des profils stratigraphiques des parois des carrés de fouille, sur la réalisation d'une quinzaine de sondages à la tarière et sur des profils de puits creusés dans le village (Miksic, 1979). Les résultats de cette étude pionnière, suggère que Kota Cina est légèrement surélevé au-dessus d'une formation alluviale estuarienne riche en fragments de bois. Au sud, le site repose sur des dépôts fluviaux qui constituent la limite du village. Miksic suggère également qu'un chenal d'eau douce s'écoulant du sud vers le nord, coupe le site en deux dans sa moitié nord (Miksic, 1979). Les conclusions de son étude suggèrent qu'au moment de son occupation entre le XII^{ème} et le XIV^{ème} siècle AD, Kota Cina ne se trouve pas directement sur la côte mais en est séparé par une mangrove et une formation végétale d'eau saumâtre dont l'extension est inconnue, mais vraisemblablement plus réduite qu'aujourd'hui. Il insiste également sur le fait que le site de Kota Cina lui-même constitue une mangrove dans un environnement marécageux peu de temps avant l'occupation initiale du site (Miksic, 1979).

Deux ans plus tard, en 1979, une équipe d'archéologues indonésiens intervient sur le site pour effectuer de nouveaux sondages. Les investigations préliminaires révèlent quatre structures en briques (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b).

Dans la décennie qui suit, l'ouverture d'une carrière de sable à Paya Pasir, au nord de Kota Cina, au niveau du Lac Siombak, pour la construction d'une autoroute, révèle des restes d'épaves de bateaux associés à de grandes quantités de céramiques chinoises et de pièces de bois (Perret *et al.*, 2013). Bien que la majorité de ces vestiges ait disparu avant de pouvoir être analysée, Pierre-Yves Manguin (Ecole française d'Extrême-Orient) et des archéologues du Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie parviennent à examiner un certain nombre de ces céramiques et de ces pièces de bois. Parmi ces morceaux de bois, ils identifient des planches montrant des traces de chevilles et d'amarrant, des parties de quilles, une partie d'une ancre en bois et une pagaie. Deux types de bateaux sont également identifiés, un de taille de moyenne (15-25 m), et un autre de taille plus importante (Manguin, 1989). Ces vestiges, contemporains de l'occupation du site de Kota Cina, suggèrent que la zone, située à seulement quelques centaines de mètres au nord du site de Kota Cina, accueillait vraisemblablement une partie du trafic maritime lié au site d'habitat ancien, et qu'elle pouvait certainement correspondre au port de Kota Cina (Manguin, 1989, 1993, 2000).

2.2.2.2.2. Les principales découvertes archéologiques

Les investigations initiales ont conduit à la découverte d'une grande diversité de vestiges archéologiques (structures en briques, structures en bois, sculptures en pierre, inscriptions, tessons de céramiques et de poteries chinoises, pièces de monnaie chinoises, restes organiques). Ces nombreux restes archéologiques ont fait l'objet d'analyses partielles par Edwards McKinnon et Miksic.

Les structures en briques découvertes à Kota Cina semblent liées à l'hindouisme et au bouddhisme (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b). Ces sanctuaires ont été construits pour servir à une communauté et suggèrent que Kota Cina était un lieu d'habitat permanent de grande importance (Edwards McKinnon, 1984 b). Ils pourraient être datés entre le XII^{ème} et le milieu ou la fin du XIV^{ème} siècle AD (Edwards McKinnon, 1984 b). La présence de ces cultes est corroborée par la découverte de vestiges de statues en pierre du XII^{ème} siècle AD, notamment deux Bouddha assis en pierre ; une statue de Visnu debout, ainsi qu'une partie de statue de divinité féminine (Edwards McKinnon, 1977 ; Milner *et al.*, 1978 ; Edwards McKinnon, 1984 b). Il semble ainsi probable que le site était initialement occupé par une communauté d'Indiens, notamment de marchands tamouls. Ces traces d'occupations indiennes sont importantes car elles permettent de mieux comprendre le processus d'indianisation de l'Asie-du-Sud-Est (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b). A ces traces liées aux religions s'ajoutent les vestiges d'habitations en bois, sous la forme de trous de poteaux et parfois de pilotis. Plusieurs restes de poteaux en bois tronqués ont plus particulièrement été retrouvés dans le lit d'un chenal où ils sont associés à des tessons de céramiques trouvés sur les berges de celui-ci. Edwards McKinnon (1984) suggère que les premiers habitants du site ont construit des habitats similaires aux palafittes.

Quelques inscriptions étrangères sur des supports en métal ou en pierre ont été collectées au cours de ces fouilles. La moitié d'un pendentif en pierre ollaire inscrit sur deux faces a notamment été retrouvé au niveau du temple sacré chinois Karamat Pahlawan, au centre du site. Néanmoins un seul caractère chinois a pu être déchiffré. Plus au nord, à proximité d'un autre bâtiment en briques, ont été trouvées deux feuilles d'or, servant probablement d'offrande selon Edwards McKinnon (1984). Ces feuilles d'or comportent aussi des inscriptions en caractère chinois. Ces mentions pourraient indiquer le poids ou la pureté de l'or offert (Manning *et al.*, 1980 ; Edwards McKinnon, 1984 b). La présence de ces feuilles d'or avec leurs inscriptions implique qu'elles ont été préparées ou au moins manipulées par des marchands ou des orfèvres chinois. Ces trouvailles amènent dès lors à s'interroger sur

l'ampleur et la nature des implications chinoises dans le commerce de l'or à Kota Cina, mais aussi plus généralement en Asie du Sud-Est entre le XI^{ème} et le XIV^{ème} siècle AD (Milner *et al.*, 1978 ; Edwards McKinnon, 1984 b). L'analyse de ces artefacts en or a notamment fait l'objet de travaux par Manning et ses collègues (1980). Ces derniers soulignent que l'or proviendrait de l'arrière-pays et qu'il serait déposé en aval dans les dépôts alluviaux. Toujours dans la même zone a été découverte une cloche à l'état fragmentaire ornée d'une inscription en écriture indienne non identifiée. Enfin, Miksic (1979) signale la présence de plusieurs dizaines de tessons de poteries portant des décors qu'il interprète comme des caractères vieux malais (ou *pallava*) stylisés.

D'autres traces d'occupation humaine ont également été trouvées à Kota Cina. Au total, entre 1975 et 1977, plus de 700 kg de tessons de céramiques ont été récupérés rien que dans la zone située entre le temple chinois près de Keramat Pahlawan au centre du site et au nord de la zone de confluence entre le chenal Parit Belatjang et le chenal ouest (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b). Parmi ces vestiges, notons la découverte de grandes quantités de tessons de grès et de porcelaines. Ce mobilier a été analysé et classé par Miksic (1979) et Edwards McKinnon (1984). Il a permis de dater l'occupation du site entre le XI^{ème} et le XIV^{ème} siècle AD (McKinnon, 1984). Deux grandes catégories de céramiques peuvent être distinguées à Kota Cina : les céramiques importées et les céramiques d'origine indigène (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b). Les céramiques importées sont principalement originaires du sud de la Chine. Edwards McKinnon identifie également du matériel provenant de Thaïlande et du Vietnam. Certaines pièces auraient une origine plus lointaine et proviendraient de la Perse, du Moyen-Orient ou de l'Inde (Edwards McKinnon, 1975, 1977, 1984).

Plus de 200 fragments de récipients en verre ont également été collectés lors des fouilles de l'époque. Parmi ces récipients, on trouve des bouteilles et des flacons qui, selon leur taille et leur forme, se rapportent au début du premier millénaire AD (Edwards McKinnon, 1984 b). On trouve également des récipients ronds ou cylindriques, ainsi que des petites amphores. La plupart de ces récipients seraient originaires du Moyen Orient ou d'Inde et dateraient du XII^{ème} siècle au XIV^{ème} siècle AD. Ils seraient donc contemporains de Kota Cina. Deux fragments de bracelet opaque en verre blanc connu en Inde du Sud et un petit disque fragmentaire qui, autrefois étaient utilisés comme poids standard pour l'or au Moyen Orient et en Inde figurent également dans les découvertes (Edwards McKinnon, 1984 b).

A ce mobilier s'ajoutent également des objets en métal (fer, bronze et or). Les trouvailles en bronze comprennent notamment des statuettes, des récipients, des miroirs, un fragment de

cloche, des hameçons pour la pêche... (Edwards McKinnon, 1984 b). Les trouvailles en or, déjà en partie évoquées précédemment, regroupent notamment des bijoux tels que deux pendentifs portés par les femmes en Inde du sud ou au Sri Lanka, des anneaux, des perles, mais aussi des fragments de feuilles et de feuillets, un cylindre et du fil étiré (Edwards McKinnon, 1984 b). Pour ce qui est du mobilier en fer, il correspond à des armes telles qu'un fer de lance, des lames de couteau, mais aussi un clou ou encore des scories (Edwards McKinnon, 1984b). Des traces d'activité métallurgique ont été découvertes sur le site sous la forme de petits récipients en terre cuite servant probablement pour la fonte de l'or ou de l'argent, ou encore d'une pierre de touche (Edwards McKinnon, 1984 b).

Le site de Kota Cina est également remarquable par l'abondance de pièces de cuivre majoritairement chinoises, découvertes entre 1974 et 1977. Ces pièces témoignent de l'importance commerciale ancienne du site (Edwards McKinnon, 1984 b). Au cours des fouilles initiales, 1064 pièces chinoises datant d'une longue période ancienne allant de la fin du VI^{ème} siècle au milieu du XIII^{ème} siècle AD, ont été cataloguées. Quelques rares pièces (7 au total), provenant du Sri Lanka ont également été identifiées. Elles seraient datées du tournant du XIII^{ème} siècle. AD. Une pièce portant une écriture indienne non identifiée a également été découverte (Edwards McKinnon, 1984 b). Selon Edwards McKinnon (1984), l'abondance de ces pièces de cuivre suggère une utilisation comme moyen d'échange plutôt qu'une source de métal à des fins artisanales.

Une autre caractéristique importante du site est sa richesse en restes organiques liée à un environnement humide marécageux. Souvent très bien conservés, ces restes rassemblent notamment de très grandes quantités de restes fauniques.

Les restes végétaux incluent par exemple de grandes quantités de morceaux de résine, plus connue sous le nom de « *damar* » en Indonésie et en Malaisie. Elle est retrouvée dès le Néolithique en Malaisie et, selon des sources historiques, constitue une valeur marchande de grande importance, très tôt dans le commerce, entre l'Indonésie, l'Arabie et la Chine (Wolters, 1967). Elle est obtenue à partir de certaines familles d'arbres comme les Dipterocarpaceae, les Burseraceae et les Clusiaceae (Burkhill *et al.*, 1966). Son utilisation est très variée (calfatage pour les bateaux, préparations médicinales, combustible pour l'éclairage).

Outre cette résine, de nombreux morceaux de bois sont collectés au cours de cette période de fouille. Deux espèces ont notamment été identifiées à plusieurs reprises. Il s'agit de *Heriteria*

littoralis, de la famille des Sterculiaceae, et de *Xylocarpus* sp. de la famille des Méliaceae. *Xylocarpus* est un arbre mesurant une vingtaine de mètres de haut. Il pousse dans les zones marécageuses à mangrove, sur les plages et les forêts côtières, en zone intertidale, exceptionnellement inondées lors des grandes marées. Il est souvent associé aux *Nypa* et à *Sonneratia*, spécifiques des environnements marécageux d'arrière-mangrove. Il est utilisé dans la fabrication des bateaux et des navires, ainsi que des pontons pour le domaine marin. Il peut également servir pour le bois de chauffe (Burkhill *et al.*, 1966 ; Sosef *et al.*, 1998). *Heritiera littoralis* est un arbre poussant le long des rivières mais supporte une immersion totale par la marée et représente sans doute l'arbre le plus robuste de Malaisie d'un chenal. Cette découverte est importante car on sait très peu de chose sur la culture du riz à Sumatra au moment de l'occupation de Kota Cina, bien qu'il semble abondant dans la région de Deli au cours du XV^{ème} siècle AD (Edwards McKinnon, 1984 b).

En ce qui concerne les vestiges de faunes, plus de 207 kg d'ossements d'animaux ont été collectés dans les années 1970. Parmi eux, des os de poissons d'environnement estuarien, des restes de crustacés, des restes de tortues et crocodiles, ainsi que des restes de mammifères domestiques et sauvages (Edwards McKinnon, 1984 b). Les habitants de Kota Cina semblent avoir principalement exploité les ressources du rivage et de l'estuaire pour leur régime alimentaire. Cette hypothèse est renforcée par la découverte de fortes concentrations de coquilles de mollusques (bivalves) sur le site, provenant du domaine estuarien marécageux à mangrove et marin. Ces coquilles de bivalves semblent avoir joué un rôle très important dans le régime alimentaire des habitants du site tant leur volume et leur poids sont importants sur le site, ainsi que dans la localisation géographique du site, dans un environnement aquatique estuarien ouvert sur la mer (Edwards McKinnon, 1984 b). Les mollusques sont une source de nourriture et sont exploités de longue date par les habitants de la côte nord-est de Sumatra (Wolters, 1967).

2.2.2.2.3. Synthèse et interprétations préliminaires des découvertes pionnières

Les découvertes faites au cours des années 1970 vont dans le même sens que les sources historiques et les légendes locales précédemment présentées. Kota Cina apparaît comme un site d'habitat cosmopolite de plus de 25 ha, ayant été occupé de façon intensive par des Indiens et des Chinois sur un temps relativement court entre la fin du XI^{ème} et le début du XIV^{ème} siècle AD. Il s'agit d'un important centre commercial sur lequel se manifestent des influences indiennes, arabes et chinoises (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b, 2009 ; Milner *et al.*, 1978 ; Manning *et al.*, 1980). A l'époque de sa redécouverte, il s'agit du premier site

majeur d'échange commercial identifié sur la côte nord-est de Sumatra où les marchands venus de l'océan Indien et de la Mer de Chine établissent des contacts avec la population locale pour échanger des céramiques et autres produits importés contre des produits naturels de l'arrière-pays comme le camphre ou l'or (Edwards McKinnon, 1977 ; Milner *et al.*, 1978). Ces découvertes ont conduit Miksic (1979) à mener une réflexion sur les échanges entre la côte et l'arrière-pays de la vallée de Deli.

Une synthèse plus détaillée sur les premières interprétations des découvertes faites au cours des années 1970 à Kota Cina a récemment été publiée par Perret *et al.* (2013).

Après cette période riche en découvertes archéologiques, le site de Kota Cina ne fera plus l'objet d'investigations archéologiques pendant une trentaine d'années.

2.2.2.3. La période de relance archéologique de 2011 à 2016

2.2.2.3.1. Contexte et nouvelles investigations

La relance des investigations archéologiques à Kota Cina a été motivée par une expérience accumulée d'une quinzaine d'années sur d'autres sites d'habitat ancien dans la province de Sumatra Nord, sur la côte occidentale, avec le site de Barus (Guillot *et al.*, 1996, 2003 ; Guillot, 1998 ; Perret & Surachman., 2009), puis dans la région de Padang Lawas (Perret & Surachman., 2014), dans la partie méridionale du centre de la province. Ces programmes de recherche archéologique ont permis d'éclairer de façon significative l'histoire ancienne de Sumatra Nord pour la période IX^{ème} - XIV^{ème} siècle AD, une période a priori contemporaine de l'occupation ancienne de Kota Cina. La poursuite des recherches à Kota Cina a également été motivée par le fait qu'il restait des pistes potentiellement intéressantes pour l'archéologie, mais aussi en raison des menaces sur la pérennité du site, en particulier dû au développement croissant de l'urbanisation et de l'industrie de la banlieue de Medan, ainsi que de la multiplication des bassins d'aquaculture (Perret *et al.*, 2013).

Une première campagne d'évaluation du potentiel du site s'est déroulée en 2011 avec l'antenne régionale du Service Archéologique d'Indonésie. Elle avait pour objectif premier de réaliser une prospection systématique afin d'obtenir une nouvelle estimation de la taille du site à partir du matériel visible en surface (Perret *et al.*, 2013). Le second objectif était de dessiner la première carte topographique du site. Ce travail de terrain a permis de dresser une vue d'ensemble du site moderne et de cerner les zones disponibles pour d'éventuelles fouilles. Ces investigations ont également permis de collecter une importante quantité de matériel de

surface. La taille du site d'occupation ancienne a été ré-estimée à 30 Ha. au moins (Perret *et al.*, 2013) alors qu'elle était évaluée à 25 Ha par Edwards McKinnon (Edwards McKinnon, 1984 b) et à 50 Ha par Miksic (Miskic, 1979).

A la suite de cette phase de prospections riche en découvertes, un projet de recherche a été mis en place afin de réaliser des fouilles archéologiques plus approfondies.

2.2.2.3.2. Le programme de recherche « Le site d'habitat ancien de Kota Cina, Sumatra Nord, Indonésie »

Le programme « Le site d'habitat ancien de Kota Cina, Sumatra Nord, Indonésie » (Perret, 2012) a pour objectif d'étudier depuis 2011, l'histoire du peuplement du site et de son environnement. C'est dans ce but qu'une approche interdisciplinaire a été privilégiée pour extraire un maximum d'informations de ce site et de cet environnement particulier, très différent des environnements déjà fouillés à Sumatra Nord (Perret, 2012). Cette approche s'articule autour de deux volets : un premier dédié à l'histoire de Kota Cina. Il vise à mettre en place une chronologie précise de l'occupation humaine ancienne à partir de l'examen du mobilier et des datations radiocarbone, à comprendre l'origine et les modes de vie des habitants à partir de l'examen des structures et des mobiliers, ainsi que l'organisation et l'évolution du site (Perret, 2012 ; Perret *et al.*, 2013). Il vise également à distinguer des niveaux d'occupation dans la stratigraphie, ce qui n'avait pas été fait dans les années 1970 (Edwards McKinnon, 1984 b ; Miksic, 1979). L'étude du mobilier de Kota Cina doit aussi permettre d'établir des comparaisons avec les sites de la région de Barus et de Padang Lawas afin de déterminer en quoi ces sites diffèrent ou se ressemblent (Perret, 2012). Enfin, un questionnement sur les rapports de Kota Cina avec les comptoirs ou centres politiques, économiques et religieux contemporains de Sumatra, de Malaisie, de Java ou plus lointains, de Chine et de l'océan Indien, est également privilégié.

Pour ce qui est du volet environnemental, il vise à étudier les processus d'évolution parallèles de l'habitat et de l'environnement naturel. L'objectif est de tenter une reconstitution de l'environnement du site à différentes étapes entre son occupation initiale au XI^{ème} siècle et son abandon au XIV^{ème} siècle AD. (Perret, 2012 ; Perret *et al.*, 2013). Ce questionnement sur le paléoenvironnement constitue une approche archéologique tout à fait nouvelle en Indonésie pour ce qui est d'un site d'époque historique, bien qu'il ait été brièvement tenté par Miksic en 1977 (Miskic, 1979). Un programme de deux ans (2013-2015), répondant à un appel à projet au titre de la politique scientifique de l'Université Paris 1, et porté par Y. Le Drézen (Maître

de Conférences en géographie à l'Université de Paris 1) a par ailleurs permis de développer l'étude des relations environnementales entre le site de Kota Cina et le reste de la vallée de Deli au cours de l'Holocène (Chabot *et al.*, 2013).

En dehors du partenariat principal à l'initiative et à la direction de ce projet sur l'étude du site de Kota Cina, à savoir l'Ecole française d'Extrême-Orient et le Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie, ce programme archéologique interdisciplinaire mobilise de nombreuses collaborations internationales. Notre recherche sur l'histoire environnementale du site avec ses volets géomorphologique et sédimentologique, complétés par une étude des phytolites, s'inscrit parmi ces collaborations. Il faut y ajouter notamment des collaborations sur l'étude des poteries avec le CNRS et l'université de Fribourg en Suisse, une collaboration sur l'étude des grès et porcelaines avec le CNRS, une collaboration sur l'étude des monnaies chinoises avec le Worcester College de l'université d'Oxford, une collaboration sur la statuaire avec l'université Wako de Tokyo, ainsi qu'une collaboration sur l'étude des pâtes de verre avec le Field Museum de Chicago.

Ce programme de recherche a permis de réaliser une campagne de prospection et six campagnes de fouilles entre 2011 et 2016.

2.2.2.3.3. Campagnes de fouilles et résultats préliminaires de 2011 à 2013

L'Ecole française d'Extrême-Orient et le Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie ont mené une campagne de prospection et trois courtes campagnes de fouilles à Kota Cina entre 2011 et 2013. Au cours de cette période, 14 carrés de sondages ont été réalisés, représentant respectivement 190 m² et 123 m³ de sol fouillé. Trois zones ont été explorées (Perret *et al.*, 2013).

Du nord au sud : la **zone A** (carrés de fouille **KC3, KC4, KC7** : 62 m²), située le long de la rive nord du chenal Parit Belatjang ; la **zone B** (**KC8, KC9, KC12, KC13, KC14** : 20 m²), située dans le triangle de la confluence du chenal Parit Belatjang et du chenal ouest ; et la **zone C** (**KC1, KC2, KC5, KC6, KC10, KC11** : 108 m²), à proximité du temple chinois et de Keramat Pahlawan (Perret *et al.*, 2013) (**Fig. 2.28**).

Les observations et les analyses préliminaires de ces campagnes de fouilles ont révélé une grande quantité de matériel et de restes organiques.

La **zone A** (**Fig. 2.28**) est riche en vestiges archéologiques, notamment en ce qui concerne les restes organiques fauniques. Par contraste, elle est la plus pauvre des trois zones fouillées

pour ce qui est des céramiques, des porcelaines, des verres et des grès. Le carré **KC7** est particulièrement riche puisqu'il livre deux couches de coquilles de mollusques issues de rejets domestiques entre 75 cm et 1 m de profondeur, et un fragment d'embarcation, associé à un reste de poteau en bois (poteau d'amarrage ?) à environ 1,50 m de profondeur. Ce bois a été daté par AMS entre le milieu du XII^{ème} siècle et le milieu du XIII^{ème} siècle AD⁸ (Perret *et al.*, 2013).

La **zone B (Fig. 2.28)** (zone principale fouillée entre 1974 et 1977 par Edwards McKinnon), fournit de grandes quantités de matériel, ainsi que des concentrations de briques et des restes de structures (**Fig. 2.29**). Les découvertes vont dans le même sens que celles faites par Edwards McKinnon dans les années 1970 (Edwards McKinnon, 1984 b). La zone est trois fois plus riche en tessons de grès, de porcelaines et de verres que la zone A. La densité en restes fauniques est la plus faible des trois zones fouillées de cette époque. Cette zone (notamment les carrés de fouille **KC8** et **KC9**) révèle trois sections de murs en briques, apparaissant à partir de 60 cm de profondeur (**Fig. 2.29**). Ces murs en briques sont associés à deux constructions circulaires creuses, probablement occupées à l'époque par des piliers en bois supportant une large charpente en bois (Perret *et al.*, 2013). Aucune autre découverte dans ces carrés de fouille n'a fourni d'indication quant à la fonction de ces structures en briques.

La **zone C (Fig. 2.28)**, avec ses 108 m² représente la plus grande zone fouillée entre 2011 et 2013 (**Fig. 2.30**). Elle ne fournit pas de restes de structures en briques. Les carrés de fouille **KC5** et **KC6** en particulier, révèlent des niveaux successifs avec des tessons à plats, indiquant possiblement des niveaux d'occupation successifs (**Fig. 2.31**). Cette interprétation reste cependant très incertaine étant donné que les niveaux ne sont pas clairement délimités et que de nombreuses perturbations physiques caractérisent ces deux carrés (Perret *et al.*, 2013).

⁸ Université de Waikato, Laboratoire de datation radiocarbone, Juin 2012 : morceau de bois de la coque d'un petit bateau (KC7022-1, Wk33765, 68,2% prob. 1170-1225 cal. AD, 95,4% prob. 1155-1270 cal. AD) ; poteau en bois (KC7022-2, Wk-33766, 65,9% prob. 1205-1265 cal. AD, 95,4% prob. 1160-1275 cal. AD).

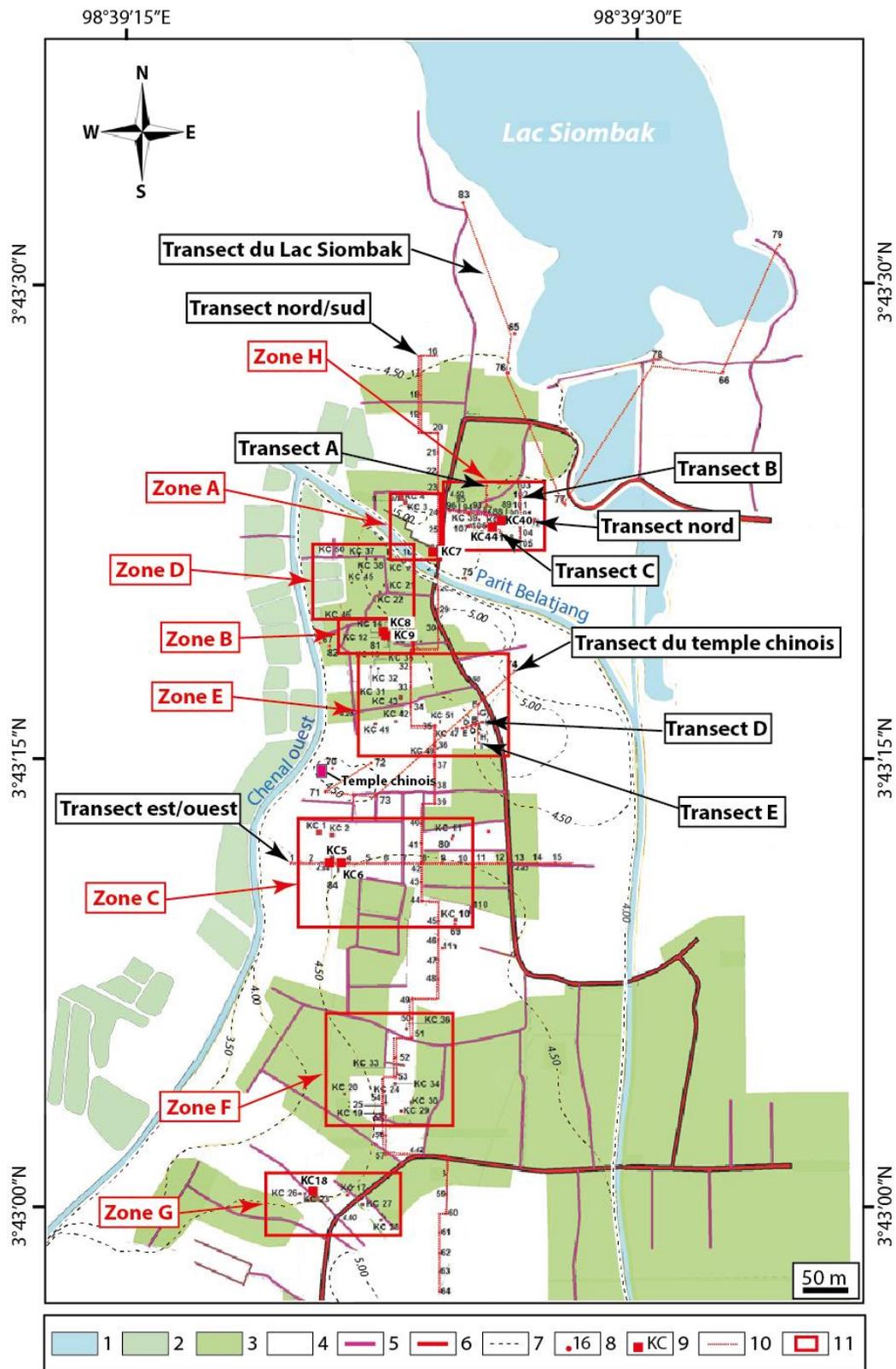


Figure 2.28 - Carte du site de Kota Cina. Fouilles et sondages de 2011 à 2016 (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015, adaptée)

1. Lac ; 2. Bassins d'aquaculture ; 3. Zones cultivées et urbanisées ; 4. Zone humide naturelle ; 5. Routes secondaires ; 6. Routes principales ; 7. Courbes de niveau ; 8. Sondages à la tarière (TB) ; 9. Carrés

archéologiques fouillés (KC) ; 10. Transects de sondages à la tarière ; 11. Zones archéologiques fouillées. (Les carrés pour lesquels des données archéologiques sont présentées dans le texte ont été grossis sur la carte).



Figure 2.29 - Dégagement de mur en briques en zone B (Cliché : D. Perret, 2013).

Perret *et al.* (2013) soulignent également qu'à Kota Cina, ce qui ressemble à un niveau d'occupation ancien peut apparaître entre 20 et 30 cm sous la surface actuelle. A l'issue de ces trois campagnes, la zone C apparaît comme la plus riche des trois zones pour ce qui est des poteries, des céramiques et du verre. En revanche, la densité en restes fauniques est faible.

A ces fouilles s'ajoute la réalisation la plus systématique possible de sondages à la tarière afin d'obtenir des données sur la stratigraphie du site et de détecter des concentrations coquillières, constituant une indication claire d'occupation du site. Les sondages ont été réalisés le long de transects à intervalle plus ou moins réguliers, en raison des contraintes d'occupation actuelle du site, et jusqu'à 4 m de profondeur (cf. chapitre 3). En 2011, 2 transects ont été réalisés.



Figure 2.30 - Fouilles en zone C (D. Perret, 2012).



Figure 2.31 - Relevé d'un possible niveau d'occupation en zone de fouille C (Cliché : D. Perret, 2012).

Un premier **Est/Ouest** de 15 sondages, un second **Nord/Sud** de 49 sondages (**Fig. 2.28**) (Chabot *et al.*, 2013).

Cette phase de reprise des fouilles à Kota Cina a permis de comparer la densité du matériel avec trois autres sites fouillés antérieurement dans la province, datés entre le IX^{ème} siècle et le début du XVI^{ème} siècle AD : Si Pamutung (milieu IX^{ème} - fin XIII^{ème} siècle AD), Barus-Lobu Tua (fin IX^{ème} - fin XI^{ème} AD), et Barus Bukit Hasang (XII^{ème} - début XVI^{ème} siècle AD) (Perret *et al.*, 2013).

Kota Cina apparaît comme un site très riche, tant en poteries, en céramiques, en grès, qu'en restes fauniques.

2.2.2.3.4. Campagnes de fouilles et résultats préliminaires de 2014 et 2015

Au cours de la période 2014-2015, l'Ecole française d'Extrême-Orient et le Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie ont conduit deux missions de fouilles de 5 semaines chacune à Kota Cina. Au cours de ces deux campagnes de fouilles, 37 carrés de sondages archéologiques ont été fouillés (Perret *et al.*, 2016). Au total, 194 m² de surface ont été fouillés correspondant à environ 220 m³ de sol fouillé. Cinq nouvelles zones de fouilles ont fait l'objet de recherche. Du nord au sud : la **zone H** (carrés de fouille **KC39, KC40, KC44** : 33 m²), située entre l'extrémité sud du Lac Siombak et le chenal Parit Belatjang; la **zone D** (**KC15, KC16, KC21, KC22, KC37, KC38, KC45, KC46, KC50** : 40 m²), située au sud du chenal Parit Belatjang, près de la confluence avec le chenal Ouest ; la **zone E** (**KC31, KC32, KC35, KC41, KC42, KC43, KC47, KC48, KC49, KC51** : 61 m²), située entre la zone B et C fouillées en 2013 ; la **zone F** (**KC19, KC20, KC24, KC25, KC29, KC30, KC33, KC34, KC36** : 36 m²), située dans la partie sud du site, près de l'école de Kota Cina ; la **zone G** (**KC17, KC18, KC23, KC26, KC27, KC28** : 24 m²) situé dans l'extrémité sud du site (Perret *et al.*, 2016) (**Fig. 2.28**).

Les principales découvertes font état de 97 815 tessons de poteries, 32 187 tessons de porcelaines et de grès, 554 tessons de verres, 388 pièces de monnaie et près de 90 kg d'ossements humains et de faunes (Perret *et al.*, 2016). A ce matériel, s'ajoute trois autres grands types de traces d'occupations anciennes :

La première concerne des structures de bâtiments religieux en briques, dont l'importance était déjà mise en lumière par Edwards McKinnon lors des fouilles initiales des années 1970 (Edwards McKinnon, 1984 b). Les investigations des années 1970 et celles menées au cours

de la période 2011-2013 ont révélé un secteur riche en concentrations de briques et de bâtiments. Situé entre la confluence du chenal Parit Belatjang, le chenal ouest et le temple chinois près de Keramat Pahlawan (**Fig. 2.28**), ce secteur a fait l'objet d'une attention toute particulière lors des missions de 2014 et 2015. Un des objectifs de ces deux campagnes de fouilles était de comprendre et d'estimer la densité de ces structures en sondant la zone de concentration, à intervalles réguliers (tous les mètres et en ligne droite), à l'aide de barres de fer afin de détecter des briques. Ces sondages ont permis de confirmer la richesse en briques de ce secteur et de déterminer l'extension du complexe religieux (Perret *et al.*, 2016). Les fouilles menées durant cette période ont permis de confirmer qu'autrefois cette zone n'était pas totalement couverte de structures en briques mais qu'elle abritait plusieurs bâtiments variés et séparés les uns des autres.

Au sud, dans la **zone G (Fig. 2.28)**, où deux statues bouddhiques en pierre (début du XII^{ème} siècle AD.) avaient été dégagées des décennies auparavant par des habitants, deux niveaux bien distincts de fragments de briques (carré **KC18**) ont pu être distingués dans un contexte perturbé, entre 85 cm et 1,10 m de profondeur. Il pourrait s'agir de niveaux distincts d'occupation (Perret *et al.*, 2016).

La seconde grande trace d'occupation majeure correspond aux concentrations de coquilles de mollusques. Ces amas de coquilles s'organisent en couche(s) très dense(s) et très concentrée(s) dont l'épaisseur varie de 5 à 60 cm. Les fouilles de 2014 et 2015, en comparaison avec les campagnes de fouilles des périodes antérieures, ont permis d'identifier les accumulations les plus importantes au niveau de la **zone D (Fig. 2.28)**. C'est également dans cette zone que leur fréquence est la plus importante et qu'elles sont associées à de grandes quantités d'artefacts (Perret *et al.*, 2016). Cette zone pourrait être l'un des principaux, sinon le principal, foyer(s) d'occupation du site puisque c'est également dans ce secteur que l'on retrouve la plus grande densité de concentrations et de structures en briques. De nombreux vestiges de poteaux en bois sont également présents (**Fig. 2.32**).

Plus au nord, dans la **zone H (Fig. 2.28)**, plusieurs couches successives de coquilles ont été identifiées pour la première fois dans un carré de fouille (**KC44 (Fig. 2.33)**). Ces couches multiples, uniquement retrouvées au nord du site et par deux fois seulement, pourraient témoigner d'une occupation dense mais irrégulière (Perret *et al.*, 2016). Dans ce secteur, des concentrations d'os de tortues ont également été excavées (**Fig. 2.34**).



Figure 2.32 - Vestiges de poteaux en bois en zone D (Cliché : D. Perret, 2015).



Figure 2.33 - Couches multiples de dépôts coquilliers en zone de fouille H (Cliché : D. Perret, 2015).



Figure 2.34 - Relevé de concentration d'os de tortues en zone H (Cliché : D. Perret, 2015).

Au sud, dans la **zone F** (**Fig. 2.28**), les fouilles de 2014 et 2015 ont également permis d'identifier des concentrations de coquilles (**Fig. 2.35**) ainsi que des trous de poteaux (**Fig. 2.36**). En revanche, la **zone G** (**Fig. 2.28**), dans l'extrême sud du site n'a pas révélée d'accumulations coquillières. Cette zone semble correspondre à une occupation marginale, probablement en limite du site (Perret *et al.*, 2016).



Figure 2.35 - Dégagement d'un niveau coquiller en zone F (Cliché : D. Perret, 2014).



Figure 2.36 - Possibles trous de poteaux en zone F (Cliché : D. Perret, 2014).

La troisième trace importante d'occupation du site concerne les structures en bois. Lors des campagnes de fouilles de 2014 et 2015, et comme ce fut déjà le cas lors des missions précédentes, des vestiges de structures en bois ont été observés dans les carrés fouillés, notamment au nord du site. En 2015, dans la **zone H (KC44) (Fig. 2.28)**, un morceau d'ossature de bateau associé à des restes de poteaux en bois et différents éléments en bois disposés horizontalement et assemblés par des cordes d'*ijuk*⁹ ont été retrouvés (Perret *et al.*, 2016). Dans la même zone (**KC40**), une construction avec des poteaux en bois équarris, des branches taillées, et des planches en position horizontales, portant parfois des restes de cordes *ijuk* ont été excavées. Cette structure en bois pourrait correspondre à une partie d'un ponton ou d'une passerelle en bois construite au-dessus d'une zone humide (Perret *et al.*, 2016).

2.2.2.3.5. Campagne de fouilles et résultats préliminaires de 2016

La campagne de fouilles conduite en 2016 par l'Ecole française d'Extrême-Orient et le Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie, a permis d'intensifier les sondages dans les **secteurs A, C, F, G et H (Fig. 2.28)**. Dix-huit nouveaux carrés de sondages archéologiques ont ainsi pu être réalisés (Perret, 2016). Au total, ce sont 100 m² qui ont été fouillés pour un volume de 123 m³.

Les sondages dans la **zone A** ont révélé d'une part des niveaux coquillers d'une épaisseur similaire à ceux du secteur D, d'autre part les vestiges d'une structure en bois inédite à Kota Cina, à savoir un débarcadère (**Fig. 2.37**). L'occupation dense et continue ne se serait par conséquent pas limitée au voisinage immédiat du chenal qui traverse aujourd'hui le site d'est en ouest, comme le laissaient supposer les fouilles antérieures.

A l'est du secteur A, les fouilles entreprises dans le **secteur H** ont mis au jour des restes d'au moins trois squelettes humains (**Fig. 2.38**). Par ailleurs, les résultats des fouilles de **KC52, KC56, KC58 et KC65** permettent de cartographier les vestiges d'une ou plusieurs structures en bois repérées en 2015 dans les carrés **KC40 et KC44 (Fig. 2.28 et 2.39)**.

⁹ Fibres du palmier à sucre (*Arenga Pinnata*).



Figure 2.37 - Dégagement de vestiges de débarcadère en zone A (Cliché : D. Perret, 2016).



Figure 2.38 - Dégagement d'un squelette humain en zone H (Cliché : D. Perret, 2016).



Figure 2.39 - Vestiges de structure en bois en zone H (Cliché : D. Perret, 2016).

Dans la **zone C**, en dehors d'un matériel ancien abondant, la fosse dégagée en **KC63** a livré un matériel inédit, abondant et bien conservé, qui permet une ouverture sur l'histoire du site à l'époque coloniale. Les concentrations de briques des deux carrés du **secteur F** pourraient faire partie des vestiges de structures ayant abrité des statues hindo-bouddhiques aujourd'hui conservées au musée provincial de Medan. Enfin, les deux carrés de fouille de la **zone G** ont révélé une abondance de mobilier inattendue dans la partie sud du site. Tous les carrés fouillés en 2016 ont livré des traces d'occupation significative, contribuant ainsi à l'enrichissement du mobilier.

2.2.2.3.6. Synthèse des principales découvertes archéologiques au cours de la période 2011-2016

Entre 2011 et 2016, 69 carrés de sondages archéologiques ont été réalisés dans huit zones différentes du site. Cela représente une superficie totale fouillée de 484 m² et un volume total de 466 m³. Au terme des opérations de terrain, le programme dispose de nombreuses données archéologiques nouvelles pour préciser l'histoire ancienne du site, qu'il s'agisse de données structurelles (notamment structures en briques et en bois, concentrations de coquilles, résultats des sondages stratigraphiques à la tarière) ou de mobilier. Le programme a permis de collecter ce qui est aujourd'hui le plus abondant corpus de poteries (plus de 150 000 tessons pour un poids de près d'une tonne et demie), ainsi que de grès et de porcelaines (plus de 54 000 tessons), à l'échelle de l'île de Sumatra, en ce qui concerne la première moitié du second millénaire, et possiblement toutes périodes confondues. A ce mobilier s'ajoutent en particulier quelque 180 kg de vestiges de faunes et de restes humains, ainsi que plus de 1 000 monnaies ou fragments de monnaies anciennes. Cette abondance, combinée à une grande variété, garantissent d'une part un catalogue d'une grande richesse qui fera référence pour l'histoire de Sumatra et du détroit de Malacca, d'autre part des analyses intra-site précises qui devraient contribuer à éclairer assez précisément l'histoire ancienne de Kota Cina. Sur la base des données acquises entre 2011 et 2015, la plus forte densité en tessons de poteries, de porcelaines et de grès, se situe dans la **zone E**, au centre du site (**Fig. 2.28**). Les **zones C** et **D**, situées de part et d'autres de la zone E, sont également denses en matériels. Pour ce qui est des restes fauniques, la plus forte densité se situe également dans la zone E. **Les zones A, D, E** et **H** présentent également des densités importantes de restes fauniques (**Fig. 2.28**) (Perret *et al.*, 2016).

Jusqu'à présent, les **zones D** et **E** sont les plus denses en matériels et en restes fauniques. Par ailleurs, la zone D montre une bonne corrélation entre la densité des artefacts et les concentrations coquillères. A ce stade, et au vu du niveau de connaissance actuel, la zone D apparaît comme le lieu principal d'occupation ancienne du site (Perret *et al.*, 2016) (**Fig. 2.28**).

Dès 2015, avant l'achèvement des fouilles, quelques comparaisons indicatives à l'échelle inter-sites à Sumatra Nord ont été réalisées avec les sites de Si Pamutung, Barus-Lobu Tua, et Barus Bukit Hasang, partiellement ou totalement contemporains a priori de Kota Cina (Perret *et al.*, 2016). Ainsi, les grandes tendances préliminaires de comparaisons montrent que les plus fortes densités de poteries, en poids et en quantités (par mètres carré et mètres cube) sont retrouvées à Kota Cina. Elles sont en effet plus élevées que la densité observée par mètres

cube à Bukit Hasang, et environ trois fois supérieur à celle de Si Pamutung. Pour ce qui est des densités de grès et de porcelaines, c'est également à Kota Cina qu'on rencontre les plus élevées. La situation est à nouveau sans aucun doute en faveur de Kota Cina en ce qui concerne les restes fauniques, dont la densité en poids par mètre cube atteint 712 g. contre seulement 25 g. à Barus-Bukit Hsang, et pratiquement 0 à Si Pamutung (Perret *et al.*, 2016).

Les missions de terrain à Kota Cina sont à présent terminées. L'étude du matériel archéologique est en cours. A partir des résultats préliminaires, on peut d'ores et déjà affirmer que Kota Cina compte parmi les sites d'habitat majeurs du début du second millénaire à Sumatra.

Conclusion

Le bassin versant de Deli offre une grande variété géomorphologique et paysagère, dont le volcanisme constitue un élément majeur. Le système fluvial de Deli illustre cette diversité et les spécificités du bassin versant à travers son fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique actuel.

L'anthropisation importante de la vallée, et plus particulièrement de sa partie aval, atteste de son attrait ancien, dont le site de Kota Cina constitue un témoignage remarquable par sa richesse en artefacts et sa préservation. Les recherches archéologiques qui sont menées sur le site depuis les années 1970-1980 et plus particulièrement depuis 2011, dans le cadre du programme de recherche « le site d'habitat ancien de Kota Cina », permettent d'établir l'histoire du peuplement du site, et plus largement, de Sumatra et du Détroit de Malacca pour ce qui est de la première moitié du second millénaire AD. Ces données archéologiques, associées aux données environnementales de la vallée, doivent permettre de mettre en relation les dynamiques de peuplement du site parallèlement aux variations environnementales de la région.

L'étude de la géographie contemporaine de la vallée et du fonctionnement du système fluvial actuel présenté dans ce chapitre, constitue une étape fondamentale et nécessaire pour étudier les dynamiques environnementales holocènes de cette région (**cf. seconde partie de cette thèse**).

Chapitre 3 - METHODOLOGIE ET STRATEGIE D'ACQUISITION DES DONNEES

Introduction

Cette étude consiste à restituer la paléogéographie et l'évolution des successions paysagères du système fluvial de Deli et de la zone humide de Kota Cina, au cours de l'Holocène. La démarche de recherche interdisciplinaire et multiscalaire est centrée sur l'étude des archives sédimentaires et volcaniques en intra-site, à Kota Cina, et en inter-sites, dans la vallée de Deli. Deux approches, **(1) géomorphologiques** et **(2) biogéographiques**, sont déployées et croisées (**Fig. 3.1**).

(1) L'approche géomorphologique, qui constitue l'axe majeur de l'étude, permet de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaires et volcaniques de la vallée de Deli et du site de Kota Cina (**Fig. 3.1**). Cette démarche s'attache également à définir la nature des dépôts, leurs processus de mise en place (mode de transports et mode de dépôts), leur puissance et leur chronologie. L'approche repose sur un travail stratigraphique de terrain et sur la granulométrie des dépôts en laboratoire, via la réalisation et l'analyse de séries de sondages, et l'étude de coupes stratigraphiques. Cette approche permet d'étayer des interprétations paléogéographiques (reconstitutions des paysages et évolution du trait de côte), environnementales (dynamiques des milieux et nature des dynamiques géomorphologiques) et chronologiques (corrélation et succession des dépôts dans le temps).

(2) L'approche biogéographique, complémentaire et novatrice, est fondée sur l'analyse des phytolithes contenues dans les dépôts du site de Kota Cina (**Fig. 3.1**). Cette approche s'attache à l'étude et à la reconstitution de l'évolution du couvert végétal dans des contextes défavorables à la préservation d'autres restes, tel que les pollens. Particulièrement bien adaptée à l'étude des milieux ouverts, l'analyse des phytolithes permet d'évaluer l'emprise anthropique sur les environnements, par défrichements notamment. Cette démarche nécessite un échantillonnage préalable sur certains taxons actuels pour étalonner les référentiels, parallèlement aux prélèvements dans les dépôts anciens. Le travail réalisé en laboratoire

constitue un lourd investissement en temps pour identifier, compter et classer les cortèges phytolithiques.

Les résultats obtenus à travers ces deux approches complémentaires sont confrontés systématiquement aux études archéologiques menées à Kota Cina. Cette confrontation permet de préciser l'environnement du site au cours du dernier millénaire, afin d'évaluer l'influence de l'évolution de l'environnement sur les peuplements humains.

Ce chapitre s'organise en quatre points. Dans un premier temps, nous présenterons les campagnes de terrain et le travail effectué à Sumatra depuis 2013. Dans un second temps, nous exposerons la démarche géomorphologique mise en place *in situ* avec une présentation des moyens d'acquisition des archives sédimentaires et volcaniques. Dans un troisième point, nous présenterons les méthodes d'analyses des sédiments en laboratoire. Enfin, nous consacrerons un quatrième point à la démarche biogéographique mise en œuvre dans cette étude, dans lequel nous présenterons les phytolithes comme bio-indicateur, et notre application méthodologique.

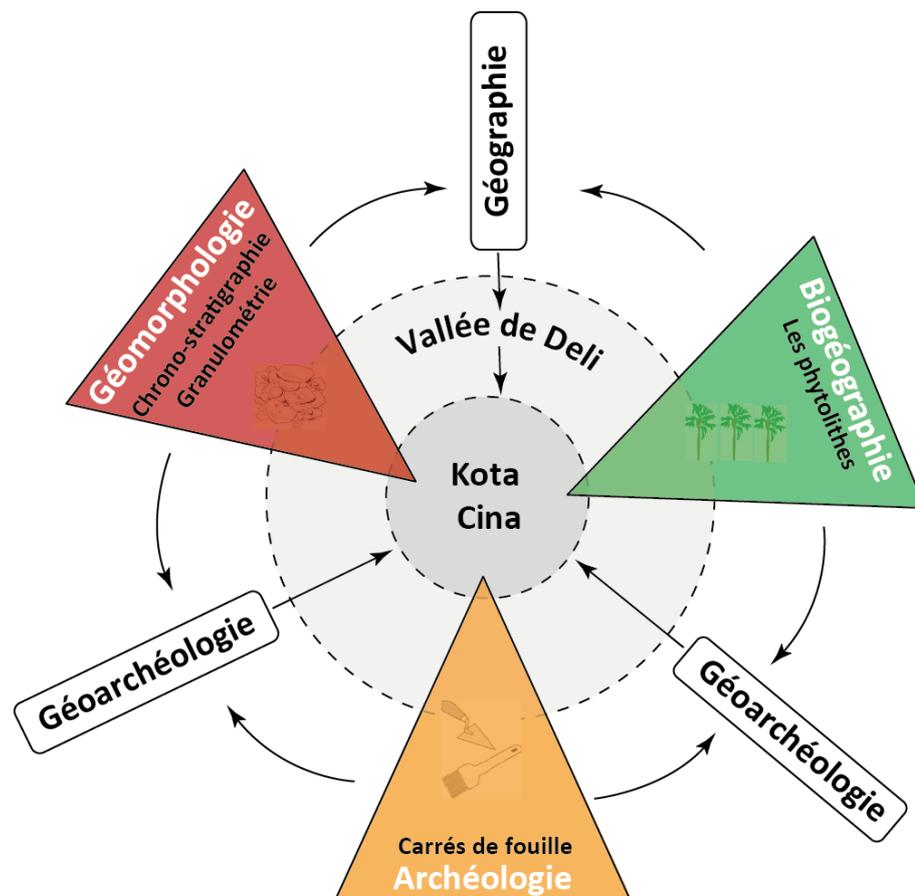


Figure 3.1 - Approche méthodologique déployée dans la thèse (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

3.1. Les missions de terrain à Sumatra

Durant les cinq années de recherche au sein du programme, trois missions de terrain ont été réalisées à Sumatra (**Fig. 3.2**). En géographie, la pratique du terrain constitue une étape indispensable et demeure incontestablement le point de départ de toutes recherches, *a fortiori*, en géographie physique. Les différentes campagnes de terrain ont été nécessaires afin de connaître le cadre physique et humain du site de Kota Cina et de sa vallée.

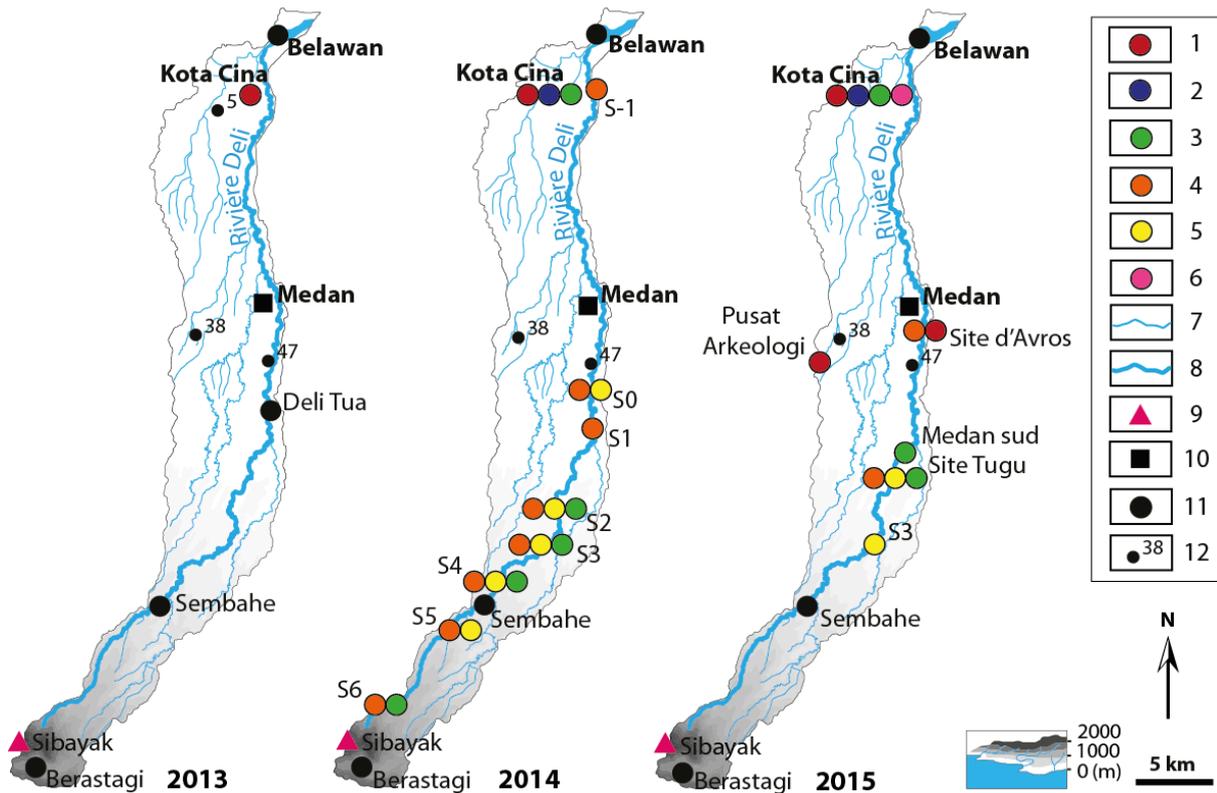


Figure 3.2 - Sites étudiés lors des campagnes de terrain de 2013 à 2015 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Réalisation de sondages à la tarière ;
2. Etude de profils stratigraphiques dans des carrés de fouille archéologique ;
3. Echantillonnage phytolithique de surface ;
4. Réalisation de profils topographiques, de mesures granulométriques de surface et d'analyses d'occupation du sol ;
5. Etude chrono-stratigraphique de coupes ;
6. Réalisation d'un forage profond ;
7. Cours d'eau ;
8. Rivière Deli ;
9. Volcan ;
10. Medan, capitale de Sumatra ;
11. Villes secondaires ;
12. Points cotés.

3.1.1. La campagne de terrain de 2013

La première campagne de terrain s'est déroulée dans le cadre du mémoire de recherche de master 2, intitulé : « **Reconstitutions paléoenvironnementales de Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie) : dynamiques des paysages au cours du dernier millénaire, à l'interface Nature/Société** ». Cette mission de terrain s'est déroulée du 03 au 16 mars 2013 et a

notamment associé Yann Le Drézen (maître de conférences en géographie à l'Université Paris 1), Daniel Perret (archéologue à l'École Française d'Extrême Orient), Heddy Surachman (archéologue au Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie) et Ignatus Mujiono (topographe). Cette mission a permis de découvrir et d'explorer le site de Kota Cina et de rencontrer l'équipe de recherche franco-indonésienne.

La réalisation d'une première série de sondages à la tarière a livré des données détaillées sur la diversité stratigraphique de la séquence du site. Ces sondages sont venus enrichir la base de données déjà existante créée par les archéologues. Ce travail a également donné lieu pour la première fois à un échantillonnage dans les différentes unités stratigraphiques du site pour procéder à des analyses granulométriques au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon.

Cette campagne de terrain a permis d'identifier les principales phases litho-stratigraphiques du site, de retracer les dynamiques hydro-géomorphologiques et d'évaluer l'impact des activités humaines qui ont affectées le site au cours du dernier millénaire à travers l'identification de phases majeures de comblement sédimentaire et volcanique (Chabot *et al.*, 2013).

3.1.1.1. La campagne de terrain de 2014

En 2014, une seconde campagne de terrain a eu lieu du 05 avril au 01^{er} mai 2014. Cette mission s'est déroulée au cours de la première année de thèse et a associé les mêmes personnes que lors de la campagne de terrain de 2013. L'objectif de cette mission était triple.

(1) L'élargissement de la zone spatiale d'investigation à l'ensemble de la vallée de Deli afin de connaître le fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique actuel et passé du système fluvial de la rivière Deli, pour, *in fine*, mieux comprendre les remplissages sédimentaires et volcaniques observés à Kota Cina, et l'évolution des successions paysagères avant, pendant et après l'occupation archéologique.

(2) La mise en place de l'approche phytolithique à Kota Cina afin d'analyser les paysages végétaux et leurs évolutions à l'interface société/environnement.

(3) Enrichir la base de données chrono-stratigraphiques à Kota Cina par la réalisation de nouveaux sondages à la tarière, et par l'étude des profils stratigraphiques de certains carrés de fouille archéologique.

La mission a débuté par une semaine d'investigation dans la vallée de Deli, à la recherche de sites pertinents préalablement identifiés sur Google Earth, pour mener une étude chrono-stratigraphique et illustrer la diversité physique du bassin versant et le fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique actuel de la rivière Deli (**cf. 2.1.1 du chapitre 2**).

La deuxième et troisième semaine de terrain ont été dédiées à la réalisation de profils topographiques, de mesures granulométriques de surface et d'analyses d'occupation du sol sur 8 sites de la vallée. Cinq d'entre eux ont fait l'objet d'une étude chrono-stratigraphique grâce à l'observation de coupes. Un échantillonnage des dépôts holocènes a également été mené en vue d'analyses en laboratoire. Parallèlement, 4 sites de la haute et moyenne vallée ont fait l'objet d'un échantillonnage phytolithique de surface dans des milieux biogéographiques représentatifs de la diversité paysagère de la vallée, afin d'établir un référentiel des assemblages modernes de la végétation locale et régionale.

La dernière semaine de terrain s'est déroulée sur le site de Kota Cina, où deux nouveaux sondages ont été réalisés dans la partie sud du site, encore mal connue jusqu'à alors. Les sondages ont fait l'objet d'une description lithologique de la structure de remplissage. Un échantillonnage des dépôts observés a également été mené. Enfin, des profils stratigraphiques de carrés de fouille ont fait l'objet d'une étude chrono-stratigraphique et de prélèvements.

3.1.1.2. La campagne de terrain de 2015

La troisième et dernière mission de terrain a eu lieu du 25 avril au 14 mai 2015. En plus de l'équipe déjà constituée, cette campagne a associé Aline Garnier (maître de conférences en géographie, spécialisée dans l'étude des phytolithes à l'Université Paris 12). Le séjour de recherche a permis de compléter et d'affiner la base de données chrono-stratigraphiques déjà acquise lors des missions précédentes et d'explorer de nouvelles zones d'étude au sein de la vallée de Deli. Cette mission a également été axée sur l'approche phytolithique, où de nouveaux échantillonnages modernes et fossiles ont été réalisés sur le site de Kota Cina et dans le reste de la vallée. La campagne s'est déroulée en trois temps.

(1) Sur le site de Kota Cina, où l'acquisition de nouvelles archives sédimentaires a été rendu possible grâce à la réalisation de nouveaux sondages à la tarière, d'un forage profond, et de relevés stratigraphiques de plusieurs carrés de fouille. Parallèlement, l'étude portant sur le couvert végétal a été approfondie. Le travail a consisté à la réalisation d'un nouvel échantillonnage des assemblages phytolithiques modernes, plus rigoureux et plus représentatif de la végétation locale et régionale du terrain étudié. Un travail de reconnaissance de la flore locale et régionale a également été mené sur le site et sur son pourtour.

(2) Dans la ville de Medan, où les données stratigraphiques étaient jusque-là manquantes, deux sites (Avros et « *Pusat Arkeologi* » Medan) ont été étudiés, après une investigation de plusieurs jours. Ces deux sites ont fait l'objet de sondages à la tarière et d'un échantillonnage. Un profil topographique a également été réalisé sur le site d'Avros.

(3) Dans la moyenne vallée de Deli, de nouvelles investigations ont permis de découvrir un nouveau site d'étude : le site Tugu. Ce site a fait l'objet d'un travail très complet de trois jours. Plusieurs coupes stratigraphiques ont été étudiées, deux profils topographiques ont été réalisés, ainsi qu'une analyse d'occupation du sol et un échantillonnage phytolithique moderne. Par ailleurs, le site S3, déjà investigué en 2014, a fait l'objet d'une nouvelle étude chrono-stratigraphique grâce à l'étude de coupes supplémentaires et à la réalisation de nouveaux prélèvements des dépôts observés.

3.2. Chrono-stratigraphie du fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique de la vallée de Deli

Les méthodes, les moyens d'accès et d'acquisition aux archives sédimentaires et volcaniques ont été systématiquement adaptés à l'exigence du terrain et aux nombreuses contraintes administratives. Dans la moyenne vallée, l'étude de la nature et de l'organisation du remplissage s'est fait grâce à la réalisation de coupes. A l'aval, les observations sont plus complexes et ont nécessitées la réalisation de sondages, complétées à Kota Cina par un forage profond et l'étude de profils stratigraphiques dans des carrés de fouille archéologique. L'établissement de la chrono-stratigraphie associe une analyse granulométrique des dépôts pour chaque site étudié. Nous précisons ici, de l'amont vers l'aval, les différents moyens d'acquisition des archives sédimentaires et volcaniques.

3.2.1. Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques dans la moyenne vallée

3.2.1.1. Etude de coupes stratigraphiques

Dans la moyenne vallée, la profonde incision de la rivière Deli dans les archives sédimentaires et volcaniques a facilité les observations directes et l'identification des formations alluviales et volcaniques, ainsi que leur agencement vertical. Dans cette partie de la vallée, les observations stratigraphiques se sont faites au travers de coupes, latéralement au cours d'eau. Ces dernières ont été choisies en fonction de leur position par rapport au chenal actuel et de leur accessibilité. Toutes les coupes étudiées ont fait l'objet (1) d'un rafraîchissement, afin d'accéder à des formations verticales propres et à des dépôts non pollués ; (2) d'une délimitation de chaque unité observable ; (3) d'une description précise du haut vers le bas de chacun des niveaux ; (4) d'un échantillonnage non systématique. Au total, 6 sites ont été investigués et 26 coupes ont été étudiées, soit ponctuellement, soit le long de transects (**Tab. 3.1 et Fig. 3.3**).

Site	Localisation	Année	Nb. de coupe	Transect
S5	MV amont	2014	2	--
S4	MV médiane	2014	1	--
S3	MV médiane	2014-2015	6	1 longitudinal (60 m) et transversal (100 m)
S2	MV aval	2014	1	--
Tugu	MV aval	2015	7	1 longitudinal (140 m)
S0	BV amont	2014	9	1 longitudinal (70 m)
Nombre total de coupes décrites : 26				

Tableau 3.1 - Coupes réalisées en intra-sites au sein de la vallée de Deli entre 2014 et 2015. (MV : Moyenne Vallée ; BV : Basse Vallée).

La continuité des coupes observées, leurs faciès, et la dizaine de datations radiocarbone réalisées ont permis de proposer une reconstitution des profils longitudinaux du remplissage de la moyenne vallée, encore jamais tenté jusque-là, et, de préciser les dynamiques et le fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique à l'amont de la zone humide de Kota Cina. Cette étude chrono-stratigraphique a permis de mieux comprendre les phénomènes d'aggradation et de progradation constatés dans la basse vallée de Deli, et plus particulièrement dans la zone de Kota Cina.

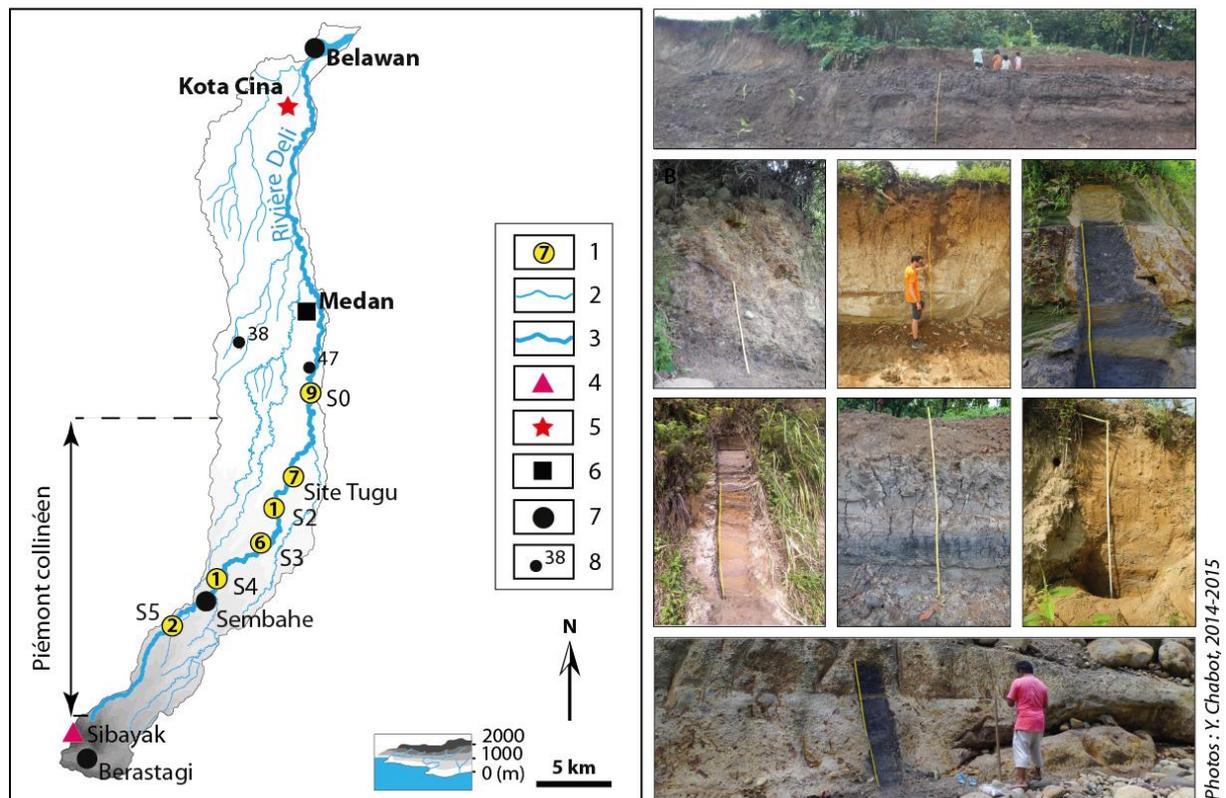


Figure 3.3 - Observations stratigraphiques directes au travers de coupes dans la moyenne vallée de Deli
(Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Nombre de coupe (s) étudiée(s) par site ; 2. Cours d'eau ; 3. Rivière Deli ; 4. Volcan ; 5. Site de Kota Cina ; 6. Medan, capitale de Sumatra ; 7. Villes secondaires ; 8. Points cotés.

3.2.1.2. Echantillonnage

Chaque coupe étudiée a fait l'objet d'un échantillonnage en vue d'analyses en laboratoire. Cependant, en raison des difficultés d'acheminement des échantillons en France, lié principalement à des contraintes administratives, la quantité de sédiment et le nombre de prélèvements ont été limités. L'accord de transfert de matériel signé entre la France et l'Indonésie nous a permis d'acheminer au maximum 30 litres de sédiments lors des campagnes de terrain de 2014 et 2015. En conséquence, la stratégie d'échantillonnage *in situ* a dû être adaptée à ces contraintes. Un échantillonnage non systématique a donc été privilégié. Il a consisté en un prélèvement de plusieurs dizaines de grammes de sédiment par unité stratigraphique observable. Au total, 117 échantillons ont été collectés à partir des 26 coupes étudiées (Tab. 3.2).

Site	Coupe	Année	Nombre
S5	cp.1, cp.2	2014	7
S4	cp.1	2014	7
S3	cp.1 à cp.6	2014-2015	27
S2	cp.1	2014	4
Tugu	cp.1, cp.2, cp.3, cp.5, cp.6, cp.7	2015	60
S0	cp.1 à cp.9	2014	12
Echantillonnage total : 117			

Tableau 3.2 - Echantillonnage sur coupes réalisé entre 2014 et 2015 dans la moyenne/basse vallée de Deli.

3.2.2. Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques dans la basse vallée

3.2.2.1. Les sondages à la tarière

Dans la basse vallée de Deli (hormis pour le site S0) (**Fig. 3.4**) les observations directes sur des affleurements n'ont pas été possibles. L'incision de la rivière Deli au sein de la plaine alluviale est en général trop peu marquée. De fait, l'acquisition et la description de l'architecture du remplissage a nécessité la réalisation de plusieurs séries de sondages à la tarière (**Fig. 3.4**). Les sondages ont été faits à l'aide d'une tarière manuelle à gouge ouverte et fermée en fonction de la nature lithologique et la profondeur de la nappe d'eau souterraine. La configuration hélicoïdale de la tarière nous a permis de percer des trous de 8 cm de diamètre tous les 20 cm. La réalisation de ces sondages a permis d'accéder et de définir les grandes unités stratigraphiques jusqu'à 7 m de profondeur. Chaque sondage réalisé a nécessité l'accord préalable des propriétaires des terrains à sonder, nécessitant parfois de longues négociations et un dédommagement financier. Les carottes extraites ont été photographiées, décrites d'un point de vue lithologique (granulométrie, couleur, ...), dessinées, puis échantillonnées pour des analyses en laboratoire.

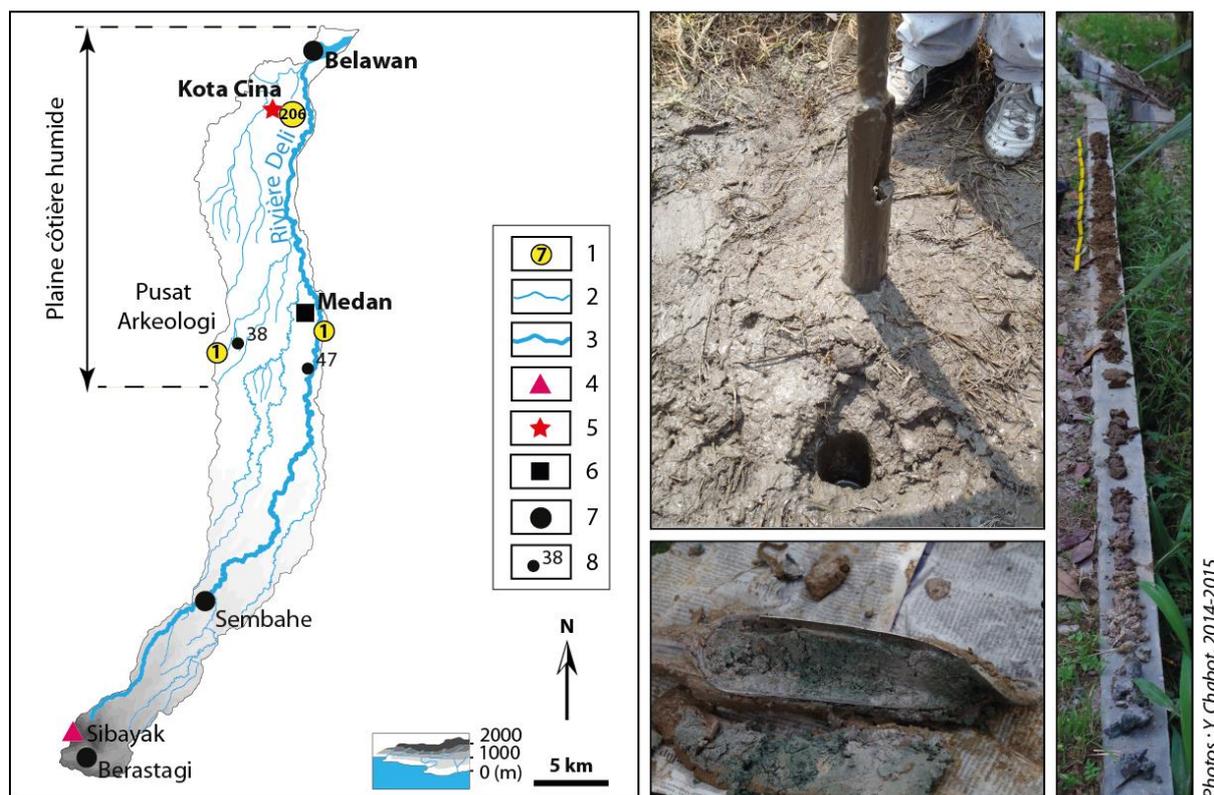


Figure 3.4 - Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques par sondages à la tarière dans la basse vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Nombre de sondage (s) étudié (s) par site ; 2. Cours d'eau ; 3. Rivière Deli ; 4. Volcan ; 5. Site de Kota Cina ; 6. Medan, capitale de Sumatra ; 7. Villes secondaires ; 8. Points cotés.

Nous présentons ci-après les sondages réalisés depuis 2011 au sein de la basse vallée de Deli, depuis la ville de Medan, jusqu'à Kota Cina.

Dans l'agglomération de Medan, deux sondages ont été effectués en 2015 (**Fig. 3.4**). Ces sondages ont permis d'accéder aux archives sédimentaires et volcaniques de la plaine, inconnues jusque-là. Plusieurs grandes unités stratigraphiques ont été mise à jour. Cette intervention manuelle a permis de définir la nature des dépôts observés et de préciser le fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique de la partie amont de la basse vallée. Le premier sondage a été mené au cœur de la ville de Medan, dans le quartier résidentiel d'Avros (**Fig. 3.4**). Il a permis d'accéder au remplissage jusqu'à une profondeur de 5 m. Le second, a été réalisé au Centre Archéologique de Medan (*Pusat Arkeologi*), à l'Ouest de la ville (**Fig. 3.4**). Il atteint 4,60 m de profondeur.

A 20 km en aval de la ville de Medan, le site de Kota Cina (**Fig. 3.4**), où l'aggradation verticale atteint plusieurs mètres d'épaisseur, a fait l'objet de 206 sondages entre 2011 et 2016

(Fig. 3.4). La réalisation de ces sondages a permis d'accéder et de définir les grandes unités stratigraphiques du site jusqu'à 7 m de profondeur. Afin d'établir une base de données chrono-stratigraphiques solide et une reconstitution fine du remplissage et de sa géométrie, les sondages ont été autant que possible réalisés le long de transects, à intervalle régulier (Tab. 3.3 et Fig. 3.5). Quelques sondages ponctuels ont été réalisés dans le cadre de prospections. Aussi, pour être en accord avec les archéologues, et confronter les données chrono-stratigraphiques et archéologiques, la majorité des sondages ont été réalisés le long de transects passant à proximité, ou, recoupant directement les carrés de fouille ouverts au fil des missions.

Tansect	Localisation	Années	Longueur (m)	Nb. de sondage	Code sondage (TB)
Est/Ouest*	Centre	2011	300	15	TB1 à TB15
Nord/Sud**	Nord, sud	2011-2014	1000	51	TB16 à TB64, TB85 à TB86
Temple chinois**	Centre	2013	300	4	TB71 à TB74
Lac Siombak**	Nord	2013	800	6	TB76 à TB79, TB65 à TB83
Nord**	Nord	2015	85	10	TB87 à TB96
A**	Nord	2015	20	3	TB97 à TB99
B**	Nord	2015	50	6	TB100 à TB105
C**	Nord	2015	45	6	TB106 à TB108, TB166 à TB168
D**	Centre	2015	20	5	TB A à E
E**	Centre	2015	40	4	TB F à I

Tableau 3.3 - Principaux transects de sondages réalisés à Kota Cina entre 2011 et 2016. (* : Transects de sondages réalisés par les archéologues ; ** : Transects de sondages que nous avons réalisés, avec l'aide des villageois et du topographe).

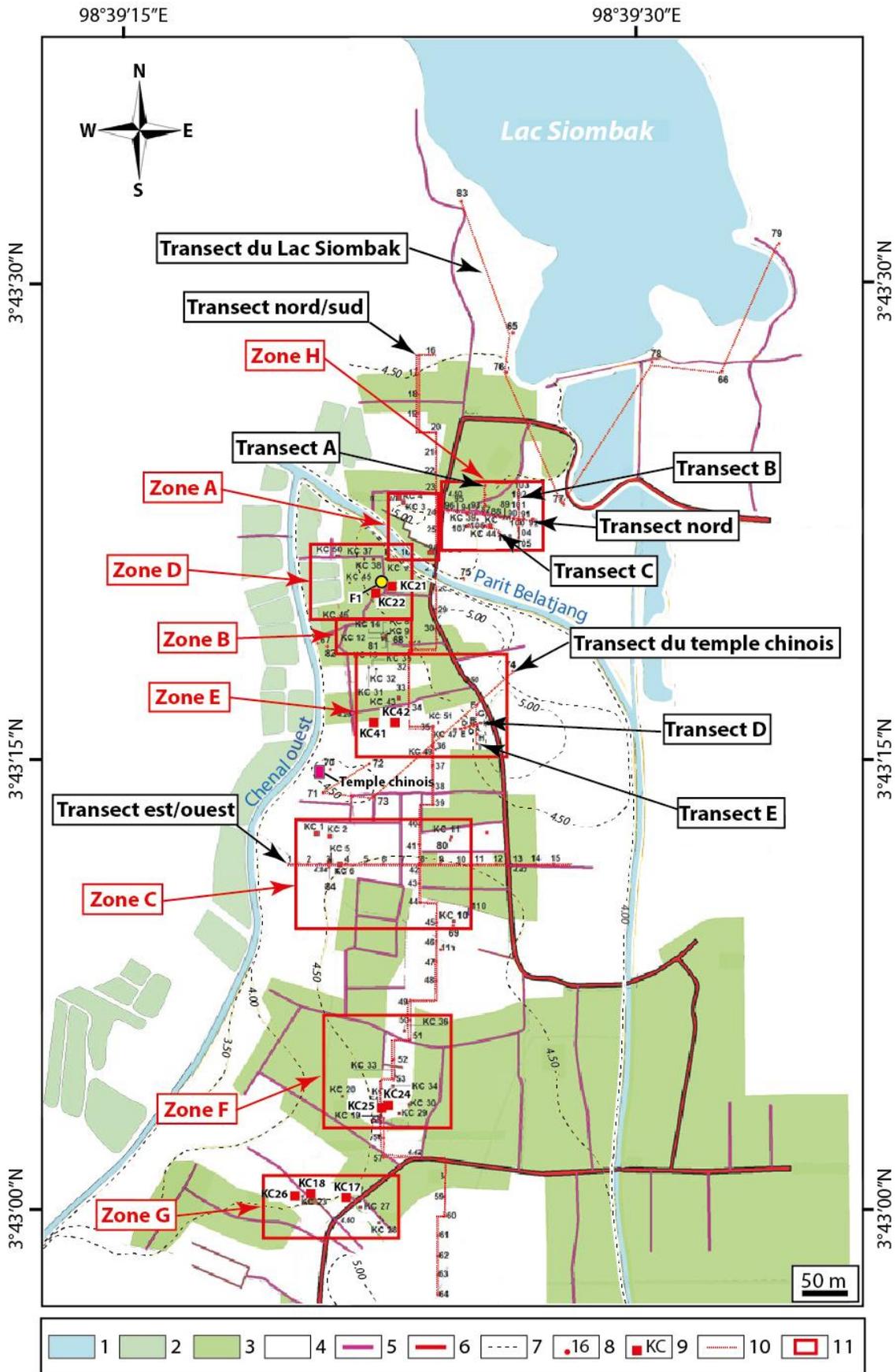


Figure 3.5 - Carte du site de Kota Cina. Fouilles et sondages de 2011 à 2016 (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015, adaptée).

1. Lac ; 2. Bassins d'aquaculture ; 3. Zones cultivées et urbanisées ; 4. Zone humide naturelle ; 5. Routes secondaires ; 6. Routes principales ; 7. Courbes de niveau ; 8. Sondages à la tarière (TB) ; 9. Carrés archéologiques fouillés (KC) ; 10. Transects de sondages à la tarière ; 11. Zones archéologiques fouillées. (Les carrés de fouille évoqués dans le texte ont été grossis sur la carte).

3.2.2.2. Etude de profils stratigraphiques en carrés de fouille

A Kota Cina, les observations stratigraphiques au travers des sondages ont été complétées par une étude des profils stratigraphiques de carrés de fouille (**Fig. 3.6**). Ces observations, réalisées directement à l'intérieur des carrés, permettent d'avoir une meilleure vision des corps sédimentaires et de leur organisation verticale. A Kota Cina, ce moyen d'observation permet également de rendre compte de la densité et de la disposition des artefacts dans les différentes unités stratigraphiques, ainsi que des restes organiques, à l'image des amas coquilliers, très abondants dans la séquence du site (**Fig. 3.6**).



Figure 3.6 - Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques par l'étude de profils stratigraphiques de carrés archéologiques à Kota Cina, en 2014 et 2015.

Cette technique permet une meilleure acquisition des dépôts grâce à un échantillonnage plus rigoureux et plus propre qu'à la tarière, où le sédiment est vrillé. A Kota Cina, les profils stratigraphiques de 9 carrés ont été étudiés entre 2014 et 2015, jusqu'à une profondeur de 1,80 m. Le choix des carrés à étudier s'est fait en accord avec les archéologues et en fonction de la stratigraphie, ainsi que des artefacts qui y ont été retrouvés. Pour chaque carré, deux murs sur quatre, d'une largeur de 2 m chacun ont été étudiés. Le travail mené a consisté à une délimitation des différents faciès, à une description détaillée de la lithologie, à une prise de mesure verticale et horizontale de chaque unité afin d'établir une retranscription rigoureuse sur papier. Un échantillonnage a été réalisé dans chaque niveau. Au total, l'étude porte sur 17 profils (**Tab. 3.4**).

Carré	Localisation	Année	Orientation des profils étudiés	Profondeur (m)
KC17	Sud	2014	SW/SE/NE	1
KC18	Sud	2014	SW/NW/NE	1,20
KC21	Nord	2014	SW/NW/NE	1,80
KC22	Nord	2014	SW/NW/NE	1,80
KC24	Sud	2014	NW/SW/SE	1
KC25	Sud	2014	NW/SW/SE	1
KC26	Sud	2014	NW/NE/SE	1
KC41	Nord	2015	NE/SE	1,20
KC42	Nord	2015	NW/SE/SE	1,60

Tableau 3.4 - Carrés de fouille et profils stratigraphiques étudiés à Kota Cina, en 2014 et 2015.

3.2.2.3. Forage profond à pression hydraulique

Un forage profond de 30 m à injection hydraulique a été réalisé pour permettre d'accéder en profondeur aux dépôts non atteints par la tarière. Le forage a été réalisé dans la partie nord du site, entre les carrés de fouille KC21 et KC22 (**Fig. 3.5**). A cet endroit, la stratigraphie sous-jacente présente l'avantage d'être datée et riche en données archéologiques. Le matériel utilisé pour le forage, très rudimentaire, a permis de forer le sol avec une gouge de 5 cm de diamètre tous les mètres, jusqu'à 30 m, grâce à des tubes de forage de 3 m (**Fig. 3.7**). Les sédiments récoltés chaque mètre ont été conditionnés dans des sachets numérotés. Leur texture et leur couleur ont ensuite été décrites. Ces données ne sont pas présentées dans cette thèse en

raison de leur mode d'acquisition jugé peu fiable. De nombreux morceaux de bois ont également été récoltés et mis de côté pour des datations radiocarbone et des identifications taxonomiques.



Figure 3.7 - Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques par forage à Kota Cina, en 2015.

3.2.2.4. Echantillonnage

Dans la basse vallée, et plus spécifiquement sur le site de Kota Cina, l'échantillonnage a été réalisé de deux manières différentes. Il dépend notamment du moyen d'acquisition des dépôts. Pour les carrés de fouille, l'échantillonnage n'a pas été systématique. Il a été effectué en fonction des unités stratigraphiques constituant les différents profils de carrés. A l'inverse, les prélèvements réalisés par sondage et forage en 2014 et 2015 ont été menés de manière systématique, soit tous les 20 cm en sondage, soit tous les mètres en forage. En revanche, les sondages effectués en 2013 font exception à cette règle puisque qu'il s'agissait d'une campagne de terrain exploratoire et qu'aucun accord de transfert de matériel n'avait été signé entre l'Indonésie et la France.

En somme, sur les 206 sondages réalisés à Kota Cina, 11 ont fait l'objet d'un échantillonnage, nous amenant à collecter 177 échantillons entre 2011 et 2015. Sur ces 177 prélèvements, 27 ont été pris à Medan et 150 à Kota Cina (**Tab. 3.5**).

Lieu	Moyen	Référence	Année	Echantillonnage	Nombre
<i>Pusat Arkeologi</i>	Sondage	S1	2015	Tous les 20 cm	9
Avros	Sondage	S1	2015	Tous les 20 cm	18
Kota Cina	Sondage	TB69	2013	Par unité	6
Kota Cina	Sondage	TB71	2013	Par unité	5
Kota Cina	Sondage	TB72	2013	Par unité	2
Kota Cina	Sondage	TB73	2013	Par unité	1
Kota Cina	Sondage	TB74	2013	Par unité	6
Kota Cina	Sondage	TB75	2013	Par unité	2
Kota Cina	Sondage	TB76	2013	Par unité	3
Kota Cina	Sondage	TB77	2013	Par unité	2
Kota Cina	Sondage	TB85	2014	Tous les 20 cm	4
Kota Cina	Sondage	TB86	2014	Tous les 20 cm	11
Kota Cina	Sondage	S1-KC33	2015	Tous les 20 cm	11
Kota Cina	Carré	KC17	2014	Par unité	6
Kota Cina	Carré	KC18	2014	Par unité	9
Kota Cina	Carré	KC21	2014	Par unité	10
Kota Cina	Carré	KC22	2014	Par unité	9
Kota Cina	Carré	KC24	2014	Par unité	7
Kota Cina	Carré	KC25	2014	Par unité	9
Kota Cina	Carré	KC26	2015	Par unité	8
Kota Cina	Carré	KC41	2015	Par unité	4
Kota Cina	Carré	KC42	2015	Par unité	5
Kota Cina	Forage	F1	2015	Tous les mètres	30
Echantillonnage total : 177					

Tableau 3.5 - Echantillonnage réalisé entre 2014 et 2015 dans la basse vallée de Deli.

3.2.3. Caractérisation des dépôts

Les dépôts prélevés au sein des archives sédimentaires et volcaniques de la vallée de Deli ont fait l'objet d'analyses en laboratoire. Ces analyses ont permis d'affiner la description des faciès établie *in situ*, et de préciser les milieux de sédimentation et le fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique de la vallée, et plus spécifiquement celui du site de Kota Cina. Les analyses réalisées portent sur la granulométrie des dépôts.

3.2.3.1. Traitement des échantillons

La granulométrie a pour objet d'étude la mesure de la taille des particules élémentaires ou des grains, et consiste en l'analyse de la distribution statistique des classes de tailles d'une collection de grains (Fournier *et al.*, 2012). Cette démarche de laboratoire est complémentaire à la démarche de terrain puisqu'elle permet d'apporter des précisions sur les observations et les interprétations structurales et texturales des dépôts décrits *in situ*.

Pour cette étude, les analyses granulométriques ont été réalisées au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon et portent sur 294 échantillons. Avant d'être analysés, les échantillons ont subi un prétraitement selon un protocole rigoureux. Ce dernier implique notamment la destruction de la matière organique avec de l'eau oxygénée (H_2O_2) de volume 130. Cette étape est essentielle afin d'obtenir un échantillon propre de tout agrégat biominéral qui pourrait fausser le résultat de l'analyse granulométrique. Les sédiments ont ensuite été placés dans des tubes à essai, dans une solution d'héxamétaphosphate de sodium (Na_2CO_3), puis agités pendant 2h grâce à un agitateur rotatif, afin de faciliter la désagrégation des grains.

L'analyse granulométrique peut se faire selon deux méthodes : (1) par diffraction laser, (2) par tamisage (Fournier *et al.*, 2012). La première est fondée sur la diffraction de la lumière et permet de mesurer la taille des particules comprises entre 0,05 et 2000 μm . Cette méthode, très précise, nécessite l'utilisation d'un granulomètre laser. Dans notre étude, c'est un granulomètre laser Beckman Coulter LS 230 qui a été utilisé.

La seconde méthode consiste à mesurer le poids des sédiments supérieurs à 2000 μm , retenu par les toiles de mailles de tamis calibrés. Dans notre cas, cette méthode n'a pas été utilisée car les dépôts échantillonnés étaient inférieurs à 2000 μm .

3.2.3.2. Traitement des données

Les résultats bruts obtenus ont permis de réaliser des histogrammes de fractions et des courbes cumulatives de fréquences de distribution des particules. Ces distributions statistiques permettent de connaître la répartition quantitative pour chaque classe dimensionnelle des particules élémentaires constituant chacun des échantillons analysés. L'analyse de ces graphiques permet de déterminer les principaux processus de transport responsables de la formation des corps sédimentaires et de différencier et nommer distinctement les différents faciès observés sur le terrain. L'utilisation d'indices statistiques, calculés sur la base de centiles granulométriques, peut aussi fournir de précieuses informations quant aux processus de mise en place des sédiments et de leurs conditions de dépôts. Dans notre étude, les **indices de tri**, **d'asymétrie** et de **grain moyen**, définis par la méthode de Folk & Ward (1957), ont été utilisés. Ces indices ont été calculés avec le programme Gradistat 4.0 (Blott & Pye, 2001), à partir des centiles P5, P16, P50, P84 et P95. Le programme Gradistat a également servi à définir la texture des dépôts selon l'échelle de classification granulométrique d'Udden (1914) et Wentworth (1922).

L'**indice de tri** (*Sorting-index* σ) renseigne sur l'énergie du mode de transport et la régularité du flux liquide. Le classement des grains est d'autant plus mauvais que les valeurs de σ sont élevées. Un échantillon dont les particules élémentaires sont bien classées implique des conditions d'énergie régulières. A l'inverse, des grains mal triés reflètent une irrégularité dans les dynamiques de transport du sédiment. Le résultat est exprimé en *phi* (**Tab. 3.6**).

$$\sigma i = \frac{(P84 - P16)}{4} + \frac{(P95 - P5)}{6,6}$$

Indice de tri (σ)	
$0 < \sigma i < 0,35$	Très bien trié
$0,35 < \sigma i < 0,50$	Bien trié
$0,50 < \sigma i < 0,70$	Moyenne trié
$0,70 < \sigma i < 1$	Assez mal trié
$1 < \sigma i < 2$	Mal trié
$2 < \sigma i < 4$	Très mal trié
$4 < \sigma i$	Pas trié

Tableau 3.6 - Indice de tri (σ) (d'après Folk & Ward, 1957).

L'**indice d'asymétrie** (*Skewness* Sk), exprimé en *phi*, renseigne sur la nature du processus de transport et l'environnement de sédimentation. Si l'indice est positif ($1 > Sk > 0$), le

classement des particules grossières est bon et implique, en principe, un enrichissement en particules fines. En revanche, lorsque que l'indice est négatif ($0 > Sk > -1$), il implique un bon classement des particules fines et un enrichissement en particules grossières (**Tab. 3.7**).

$$sk = \frac{(P84 + P16 - 2P50)}{2(P84 - P16)} + \frac{(P95 + P5 - 2P50)}{2(P95 - P5)}$$

Indice d'asymétrie (<i>Sk</i>)	
$-1 < sk < -0,30$	Très asymétrique vers les grossiers
$-0,30 < sk < -0,10$	Asymétrique vers les grossiers
$-0,10 < sk < 0,10$	Presque symétrique
$0,10 < sk < 0,30$	Asymétrique vers les fins
$0,30 < sk < 1$	Très asymétriques vers les fins

Tableau 3.7 - Indice d'asymétrie (d'après Folk & Ward, 1957).

Enfin, le **grain moyen** (GM) permet de mesurer la compétence moyenne du flux et s'exprime en μm .

$$\text{GM} = \exp \frac{(\ln P16 + \ln P50 + \ln 84)}{3}$$

Le croisement de ces indices a permis de discriminer les processus majeurs de transport et de dépôts dans la basse et moyenne vallée de Deli. Ces indicateurs ont également permis de préciser la dynamique fluviale de la rivière Deli et la variation de ses régimes au cours du temps.

A ces paramètres statistiques, s'ajoute la réalisation d'images CM fondées sur la méthode de Passega (Passega, 1957, 1964). Cette méthode d'interprétation des données granulométriques, couplée aux données statistiques, donne une plus grande précision quant aux agents de transport (par roulage, suspension graduée, et suspension uniforme) responsables des différents dépôts sédimentaires en milieu fluvial. Cette méthode offre l'avantage de fournir une image synthétique des milieux de sédimentation et permet de connaître la compétence moyenne et maximale du cours d'eau étudié, en se fondant sur l'utilisation du percentile le plus grossier (C ou D99) et la médiane (M ou D50) de la courbe granulométrique du sédiment analysé (Arnaud-Fassetta, 1998). Selon Passega (Passega, 1957, 1964), la fraction sédimentaire la plus grossière d'un échantillon est un des indicateurs les plus représentatifs de la compétence maximale du cours d'eau et du mode de transport des particules minérales avant leur dépôt. Sa turbulence peut ainsi être caractérisée. Le D50 quant à lui traduit la

compétence moyenne de la rivière. Lorsqu'il est comparé au D99, il fournit une indication sur le classement du dépôt (Houbrechts *et al.*, 2013).

Pour réaliser une image CM, les deux centiles sont placés dans un graphique logarithmique à double entrée. Le percentile supérieur D99 est disposé en ordonnée, et la médiane D50 en abscisse. Une droite $C=M$ est figurée sur le diagramme afin de représenter théoriquement le tri parfait des échantillons. Ces derniers, retranscrits dans le diagramme, définissent des points qui délimitent des segments auxquels correspondent différents modes de transport et différents processus de sédimentation. L'image CM originale de Passega, établie pour le Mississippi, identifiait 5 segments correspondant à 5 modes de transports et de sédimentation différents (Passega, 1957, 1964 ; Houbrechts *et al.*, 2013).

Le segment NO correspond à des dépôts de graviers déposés par roulement. La turbulence du courant est telle, que les particules fines sont entraînées en suspension.

Le segment OP est majoritairement associé à un transport de sédiments par roulement, et plus secondairement par suspension de fond. Les dépôts de ce segment se retrouvent essentiellement au fond du lit fluvial.

Le segment PQ marque la transition entre le transport par suspension graduée et le transport par roulement.

Le segment QR est constitué de dépôts dont les éléments sont mis en place par suspension graduée suite au ralentissement de courants turbulents. Par ailleurs, ce segment est délimité par deux indices de valeur seuil que sont C_u et C_s . Le premier correspond à la limite de la taille maximale des particules transportées par suspension uniforme lors de la turbulence maximale de la masse d'eau en surface. Le second est associé à la limite de la taille maximale des grains transportés par suspension graduée lors de la turbulence maximale de la masse d'eau en son fond.

Le segment RS rassemble des dépôts issus de la suspension uniforme souvent laissés par des crues débordantes en plaine alluviale, dans des conditions d'écoulement nettement plus lentes et moins turbulentes.

L'ensemble T correspond à des dépôts de décantation.

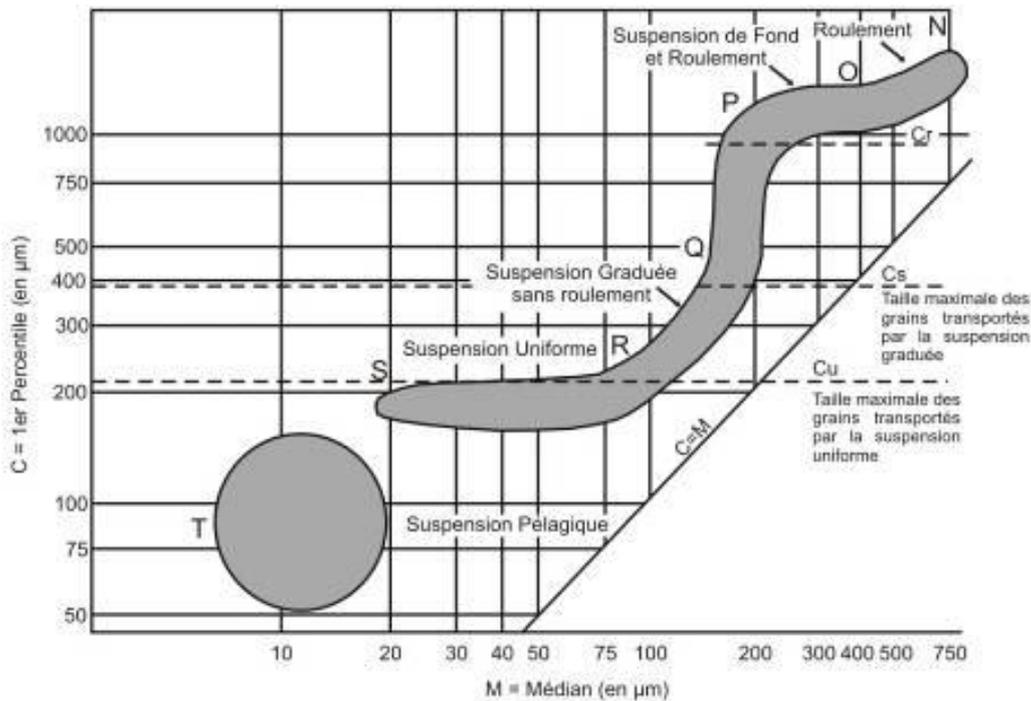


Figure 3.8 - Image CM originale de Passega (d'après Passega, 1964).

Depuis sa parution à la fin des années 1950, l'image CM de Passega a fait ses preuves en montrant son efficacité pour des cours d'eau associés à des contextes géographiques très différents. Cependant, aucune image CM n'est universelle et transposable à tous types d'environnements fluviaux. Comme le soulignent Bravard et Peiry (1999), chaque bassin versant et chaque cours d'eau ont leurs propres caractéristiques géomorphologiques et fonctionnements hydro-sédimentaires. Ces spécificités influencent donc grandement les caractéristiques de l'image CM. Cela se traduit par des modifications dans la position et la longueur des segments. Les bornes micrométriques établies par chacun des segments de l'image CM originale ne sont pas fixes. Dans certains cas, certains axes peuvent même être amenés à disparaître. La structuration et la signification de l'image CM peut alors être très différente de celle établie originellement par Passega (Houbrechts *et al.*, 2013). Pour ces raisons, il convient d'établir au préalable, un modèle référentiel moderne du fonctionnement hydro-sédimentaire actuel du système fluvial étudié. Ce travail suppose un échantillonnage sédimentaire de surface et nécessite de caractériser les unités géomorphologiques des dépôts prélevés, afin de reconstituer le plus précisément possible les conditions de sédimentation du milieu actuel. L'image CM qui en découle permet dès lors de caractériser et d'interpréter de manière plus fiable les conditions de sédimentation des dépôts fossiles (Bravard, 1983 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Bravard & Peiry, 1999 ; Houbrechts *et al.*, 2013). Cependant, dans cette étude, aucun échantillonnage moderne n'a pu être réalisé. Ce choix s'explique

notamment par une anthropisation exacerbée du bassin versant de Deli qui, par endroit, a amené à une véritable modification de la géométrie du cours d'eau et de ses formes alluviales. Le décaissement sédimentaire des lits mineur et majeur de la rivière Deli est un fait récurrent, observable sur une grande partie des sites étudiés, notamment dans la basse vallée et dans la partie aval de la moyenne vallée. Ce remaniement anthropique des formes alluviales et des sédiments, nous ont contraints à ne pas réaliser d'échantillonnage moderne, sous peine de fausser l'interprétation de l'image CM de référence, et, par conséquent, les images CM réalisées pour les échantillons fossiles. Malgré cette contrainte, des images CM ont été réalisées pour les échantillons fossiles des sites de moyenne et basse vallée.

3.2.4. Datation des dépôts

Le cadre chronologique de l'étude s'appuie sur trois approches : les datations fournies par les artefacts archéologiques (typologie céramique, style culturel de statues) (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b ; Perret *et al.*, 2016 ; Zhao, 2016), la lithologie (principe de superposition stratigraphique) et l'utilisation de la méthode de datation absolue par radiocarbone. Dans cette étude, les datations AMS ont été réalisées dans trois laboratoires différents. Huit datations ont été réalisées au laboratoire Beta Analytic Limited de Miami, 10 au laboratoire radiocarbone de Poznan, en Pologne, et 10 autres au laboratoire de datation radiocarbone de l'Université de Waikato en Nouvelle-Zélande (**Tab. 3.8**). Les datations obtenues ont toutes été calibrées à l'aide du programme OxCal 4.2 et de la courbe de calibration IntCal13 et Marine13 (Reimer *et al.*, 2013).

La datation des dépôts a permis de caler avec précision la séquence du site de Kota Cina, qui bénéficiait jusque-là d'un cadre chronologique limité. Aujourd'hui, et grâce au programme « Le site d'habitat ancien de Kota Cina » le calage chronologique du site est assuré par 19 datations AMS (**Tab. 3.8**). Aussi, et pour la première fois, le reste de la vallée, comprenant la moyenne et la basse vallée, a pu être datée. Grâce au soutien du LabEx DynamiTe, un cadre chronologique fondé sur 9 datations a pu être établi en dehors de tout contexte archéologique (**Tab. 3.8**). En somme, le cadre chronologique de cette étude, s'appuie sur 28 datations AMS.

A Kota Cina, la richesse et la diversité organique des archives sédimentaires nous ont permis d'effectuer la plupart des datations sur des charbons de bois et des restes de végétaux, échantillonnés avec soin directement sur les profils stratigraphiques des carrés de fouille et dans les carottes récupérées par sondages. Dans les carrés de fouille, la collecte du matériel à dater s'est effectuée dans les niveaux archéologiques et en dehors.

Dans le reste de la vallée, l'établissement du cadre chronologique s'est avéré plus compliqué en raison du manque de matière organique datable au sein des dépôts. En conséquence, les parties amont et médiane de la moyenne vallée ne bénéficient pas d'indications chronologiques. Dans la partie aval de la moyenne vallée, le site de Tugu est le seul site dont la chronologie est renseignée, grâce à la réalisation de 7 datations AMS sur des macro-restes végétaux (bois et charbons).

Plus en aval, dans la partie amont de la basse vallée, le site S0 fournit également des indications chronologiques. Deux datations AMS y ont été effectuées à partir du même échantillon. En effet, le sédiment collecté a pu faire l'objet d'une datation sur des micro-restes végétaux et une datation sur sédiment.

Vallée	Site	Echantillon	Matériel daté	Code lab.	Âge radiocarbone	Âge calibré à 2 sigma	Age calendaire
Basse vallée	Kota Cina	Kota Cina F1 3-4	Bois	Poz-80885	840 ± 30 BP	893-878 cal.BP	1058-1073 cal.AD
						796-686 cal.BP	1154-1265 cal.AD
		Kota Cina F1 8-9	Bois	Poz-80886	7000 ± 40 BP	7935-7732 cal.BP	5986-5783 cal.AD
		Kota Cina F1 14-15	Bois	Poz-80887	850 ± 30 BP	898-871 cal.BP	1052-1080 cal.AD
						798-689 cal.BP	1152-1261 cal.AD
		KCTB69501014	Bois	Beta-383853	2530 ± 30 BP	2745-2677 cal.BP	796-728 cal.BC
						2643-2491 cal.BP	694-542 cal.BC
		KC18-9501014	Charbon	Beta-383854	740 ± 30 BP	700-660 cal.BP	1250-1290 cal.AD
		KC7022-1	Bois	Wk-33765	837 ± 29 BP	793-688 cal.BP	1155-1270 cal.AD
		KC7022-2	Bois	Wk-33766	814 ± 34 BP	786-681 cal.BP	1160-1275 cal.AD
		KC-33008	Charbon	Beta-392844	730 ± 30 BP	695-660 cal.BP	1255-1290 cal.AD
		KC-33014	Charbon	Beta-392845	790 ± 30 BP	740-675 cal.BP	1210-1275 cal.AD
						744-671 cal.BP	1206-1280 cal.AD
		KC-33017-1	Charbon	Beta-392846	890 ± 30 BP	910-730 cal.BP	1040-1220 cal.AD
		KC-33017-2	Bois	Beta-392847	920 ± 30 BP	925-760 cal.BP	1025-1190 cal.AD
		KC-33012-1	Coquille marine	Wk-40207	618 ± 20 BP	452-125 cal.BP	1490-1830 cal.AD
		KC-33013	Charbon	Wk-40208	908 ± 21 BP	912-766 cal.BP	1030-1190 cal.AD
	KC-33012-2	Charbon	Wk-40209	904 ± 24 BP	911-760 cal.BP	1030-1210 cal.AD	
	KC-33010	Charbon	Wk-40210	785 ± 21 BP	731-678 cal.BP	1210-1280 cal.AD	
	KC-22021	Noix brûlée	Wk-40211	836 ± 25 BP	787-694 cal.BP	1160-1260 cal.AD	
	KC-22020	Fibre végétale	Wk-40212	814 ± 20 BP	764-685 cal.BP	1180-1270 cal.AD	
	KC-22017	Noix brûlée	Wk-40213	837 ± 23 BP	787-696 cal.BP	1160-1260 cal.AD	
	KC-22015	Coquille marine	Wk-40206	1213 ± 20 BP	917-666 cal.BP	1030-1290 cal.AD	
Site 0 - Deli Tua	S0-CP1_H_50	Sédiment	Beta-383855	1660 ± 30 BP	1691-1655 cal.BP	259-295 cal.AD	
					1629-1514 cal.BP	321-437 cal.AD	
					1460-1442 cal.BP	491-509 cal.AD	
					1433-1422 cal.BP	518-529 cal.AD	
	S0-CP1_H_50	Plante	Beta-384293	1470 ± 30 BP	1405-1305 cal.BP	545-645 cal.AD	
Moyenne vallée	Tugu	Tugu P16 200-205	Bois	Poz-79921	7450 ± 40 BP	8361-8186 cal.BP	6412-6237 cal.BC
		Tugu P17 215	Charbon	Poz-79922	7750 ± 50 BP	8605-8420 cal.BP	6656-6471 cal.BC
		Tugu P4 430-432	Bois/Charbon	Poz-78554	46 000 ± 2000 BP	46 226 cal.BP	44 277 cal.BC
		Tugu P11 204-210	Bois	Poz-78472	> 46 000 BP	--	--
		Tugu P9 187-200	Bois	Poz-79917	> 51 000 BP	--	--
		Tugu P3 360-420	Bois	Poz-79919	> 51 000 BP	--	--
	Tugu P11 113	Bois	Poz-79921	> 51 000 BP	--	--	

Tableau 3.8 - Datations AMS réalisées dans la vallée de Deli.

3.3. Analyse phytolithique des paysages végétaux du site de Kota Cina

La reconstitution du couvert végétal du site de Kota Cina s'appuie sur l'étude des phytolithes conservés dans les dépôts holocènes du site. En Indonésie, l'utilisation des phytolithes comme indicateur des dynamiques de végétation est peu répandue, et totalement nouvelle à Sumatra. Cette approche suppose, comme dans toutes études paléoenvironnementales utilisant des bio-indicateurs fossilisés, la constitution d'un référentiel contemporain préalable, sur certains taxons et certains milieux végétaux, afin d'étalonner et d'interpréter les paléocortèges en terme de biotopes. Ci-dessous, nous présentons le bio-indicateur phytolithe, l'acquisition, par échantillonnages modernes et fossiles, des phytolithes à Kota Cina et dans le reste de la vallée de Deli, puis, le référentiel moderne établi dans le cadre de cette thèse.

3.3.1. Présentation du bio-indicateur phytolithe

3.3.1.1. Définition générale

Le terme « phytolithe », du grec « *phuton* » (plante) et « *litos* » (pierre) signifie « pierre de plante ». Ces particules minérales micrométriques de cellules végétales sont issues de processus biologiques et physiques à l'interaction sol/plante/climat, et se présentent sous la forme de cristaux d'oxalate de calcium (CaC_2O_4) ou plus généralement de silice amorphe sous forme d'opale (SiO_2) ou d'opale-A ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) (Piperno, 2006 ; Alexandre, 1996). Au cours de leur croissance, certaines plantes absorbent ces minéraux sous forme hydratée depuis le sol via leur système racinaire. Une partie de ces minéraux s'accumule et cristallise au sein des différentes parties aériennes des plantes, dans les espaces intracellulaires et extracellulaires des tissus végétaux (Madella, 2009 ; Piperno, 2006). A leur mort, et après leur décomposition, les plantes restituent ces particules minérales solidifiées. Les phytolithes sont alors déposés dans le sol et les sédiments, et constituent dès lors des microfossiles de restes végétaux. Ils représentent une signature de la végétation locale.

3.3.1.2. Bref historique de la méthode

L'utilisation des phytolithes comme indicateurs des paléoenvironnements est relativement récente comparée à l'étude d'autres marqueurs végétaux, tels que les pollens. Pourtant, leur découverte date de la même époque, au cours de la première moitié du XIX^{ème} siècle. C'est en 1835 que les phytolithes sont observés pour la première fois dans les plantes, par le botaniste allemand Stuve (Piperno, 2006). Néanmoins, les premières études phytolithiques sont menées

à partir d'aérosols que Charles Darwin échantillonne pour la première fois en 1831 sur le pont du navire *Beagle*, amarré au large du Cap Vert, lors d'une expédition. L'échantillon de poussière est envoyé au chercheur allemand Christian Ehrenberg, qui y observe de nombreux corps siliceux (Ehrenberg, 1841, 1854). Ces corps siliceux, nommés à l'époque « *phytolitharia* » ou « pierres de plantes » sont de nouveau observés dans les années 1840, à partir d'autres échantillons de sol provenant de différentes régions du monde (Piperno, 2006). A la suite de ces observations, Ehrenberg met en place un premier système de classification des « *phytolitharia* » et sera le premier à leur attribuer une valeur paléoécologique, dès 1854 (Ehrenberg, 1841, 1854). Après cette période de découverte et d'exploration pionnière, les recherches menées sur les « *phytolitharia* » restent très sporadiques jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle (Piperno, 2006).

A partir de 1895, la recherche phytolithique prend un nouvel élan à travers la botanique. Jusqu'à l'aube de la seconde guerre mondiale (autour de 1936), les recherches menées sur les phytolithes sont essentiellement le fruit des botanistes allemands, dont les études se concentrent alors sur le processus de production, la morphologie et la taxonomie des phytolithes au sein des tissus végétaux (Grob, 1896 ; Haberlandt, 1914 ; Netolitzky, 1929). Parallèlement, les premières applications archéologiques sont menées. Les phytolithes de certaines céréales telles que le blé, l'orge ou encore le millet sont identifiées en Europe et en Turquie (Piperno, 2006). Bien que les phytolithes soient présents dans de nombreuses familles de plantes, les recherches ont tendance à se focaliser rapidement et intensivement sur les Gramineae (graminées), qui les produisent de manière ubiquiste et sous de nombreuses formes (Piperno, 2006).

En 1955, soit plus d'un siècle après leur découverte, les phytolithes sont enfin usités en paléoécologie par les scientifiques anglo-saxons, à partir d'échantillons de sol. Cette application moderne des phytolithes dans les recherches écologiques marque le début d'une nouvelle période de recherche. Les premières études de corps siliceux provenant de forêts tempérés décidues et de forêts de conifères sont menées en Amérique du Nord (Baker, 1959). Cette époque accorde également une attention toute particulière aux phytolithes de graminées et à l'étude de leur morphologie (Metcalf, 1960 ; Parry & Smithson, 1966 ; Twiss *et al.*, 1969 ; Rovner, 1971). Cet engouement donne lieu à la mise en place d'un système de classification permettant de discriminer trois grandes sous-familles de graminées. Issue des travaux de Twiss et de ses collaborateurs, (Twiss *et al.*, 1969), cette classification est fondée sur l'identification et la taxonomie de certaines graminées, ainsi que sur leur métabolisme de

production phytolithique. Cette classification est toujours en vigueur, bien que des modifications y aient été apportées au fil des années. Ainsi, les nombreux travaux de cette période ont permis de conforter au début des années 1970 le rôle des phytolithes comme véritable marqueur de la végétation passée, et, d'accroître son utilisation comme outil paléoécologique privilégié pour la restitution des couvertures graminéennes anciennes (Rovner, 1971).

A la fin des années 1970, les archéobotanistes commencent à s'intéresser de près aux phytolithes comme marqueur d'utilisation des plantes par les sociétés humaines aux cours des temps préhistoriques. Les phytolithes deviennent dès lors un marqueur à part entière d'utilisation des plantes, de leur domestication et de l'environnement, au cours de la préhistoire (Bozarth, 1986, 1987, 1990 ; Pearsall, 1982, 1989 ; Piperno, 1985, 1988). Depuis, l'intérêt suscité par cet outil d'analyse du couvert végétal et son intégration progressive dans divers champs disciplinaires a mené au cours des dernières décennies à l'élaboration et au développement de collections de références modernes issues d'un large éventail de plantes de différentes régions du monde. Cela a conduit à discriminer un certain nombre de phytolithes diagnostiques (Piperno, 2006).

3.3.1.3. Processus de formation des phytolithes

Au cours de leur vie, les plantes puisent dans le sol les éléments nutritifs et l'eau nécessaire à leur croissance. Les principaux éléments dont la plante a besoin sont l'azote, le phosphore et le potassium. En plus de ces éléments, les plantes absorbent en quantité plus restreinte des minéraux. La silice est l'un d'entre eux. A l'état hydraté, la silice, plus connu sous le nom d'acide monosilicique (H_4SiO_4) est absorbée par certaines plantes depuis le sol, grâce à leur système racinaire (**Fig. 3.9**). L'assimilation, dont le processus est directement issu de mécanismes génétiques et physiologiques internes à la plante, se fait en grande majorité de manière passive, grâce au flux interne de l'évapotranspiration du végétal (Piperno, 2006). C'est notamment vrai chez les graminées. Aussi, et bien qu'elles soient plus rares, l'absorption et la diffusion peuvent être réalisées par voie active chez un certain nombre de taxons. Enfin, Piperno (2006) souligne que chez de nombreuses espèces végétales, l'assimilation de la silice est réalisée par les deux mécanismes en même temps, en des endroits différents à l'intérieur de la plante. Après son absorption, la silice en solution est mobilisée par la sève de la plante par flux de transpiration grâce à son système vasculaire (**Fig. 3.9**). La diffusion de la silice en solution se fait par capillarité tout le long de la plante, jusqu'au niveau des extrémités de ses différentes composantes aériennes (Piperno, 2006 ;

Madella, 2009). Lorsqu'elle atteint les extrémités des vaisseaux du circuit d'évapotranspiration de la plante, et plus particulièrement aux niveaux des feuilles, la silice hydratée sursature du fait de l'évaporation naturelle de l'eau par les stomates de la plante, au niveau de son épiderme (**Fig. 3.9**). La silice en solution se concentre, déclenchant alors un processus rapide de polymérisation. A cet instant, l'acide monosilicique prend l'apparence d'un gel siliceux, puis par déshydratation exacerbée, précipite dans les espaces intercellulaires ou intracellulaires (Raven, 1983, 2003 ; Piperno, 1988, 2006). On parle alors d'opale de silice. Le moulage de l'opale de silice au niveau des interstices et des contours de l'épiderme de la plante donne les formes singulières et caractéristiques aux phytolithes. Lorsque la plante meurt, les phytolithes sont libérés et restitués au sol après décomposition du végétal. En fonction de l'environnement de dépôt, les phytolithes peuvent ne séjourner qu'un court moment dans le sol avant d'être dissout et de repasser à l'état soluble pour être de nouveau réabsorbé par les plantes (**Fig. 3.9**).

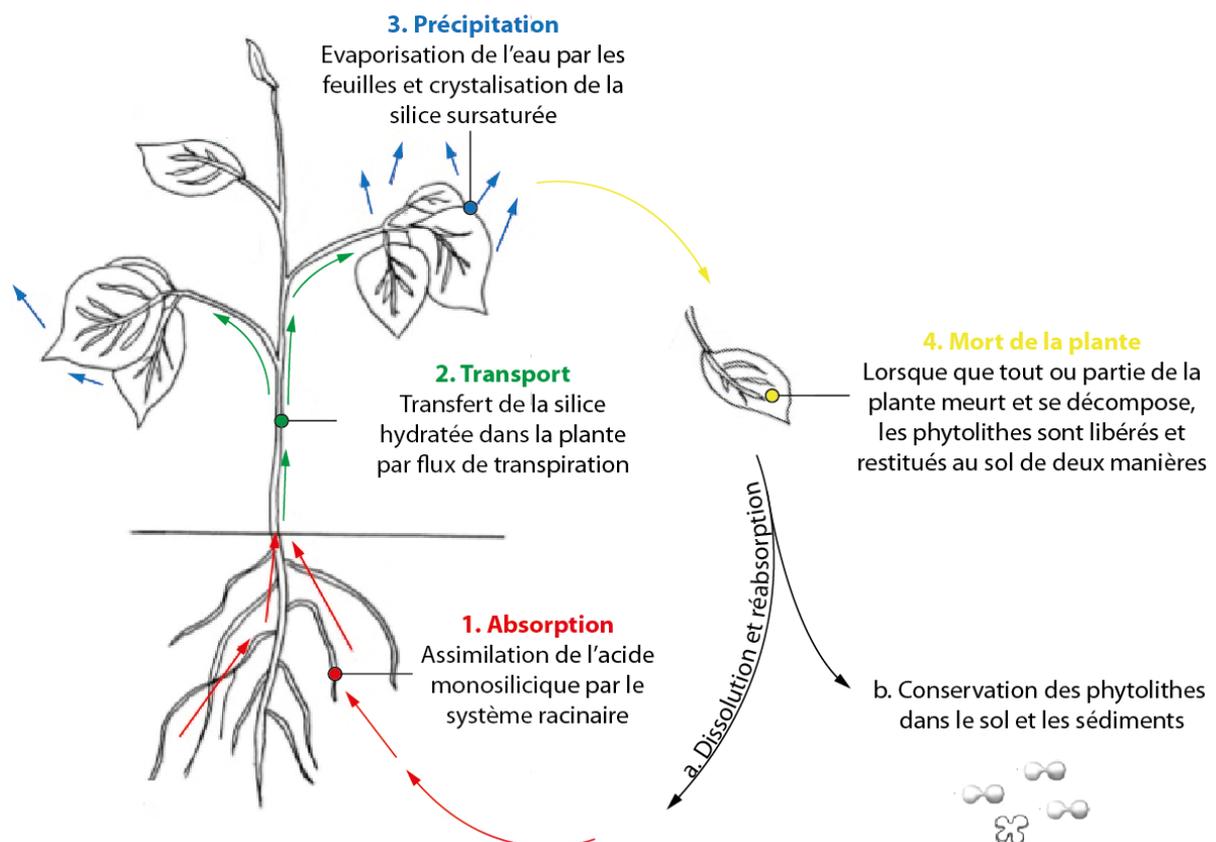


Figure 3.9 - Processus de formation des phytolithes et cycle du silicium dans les plantes

(Réalisation : Y. Chabot, 2017).

3.3.1.4. La taphonomie des enregistrements phytolithiques

Les assemblages phytolithiques, comme d'autres marqueurs, peuvent être soumis à différents processus naturels et/ou anthropiques, pré et post-dépositionnels, affectant leur enregistrement. De ce fait, toute étude paléoenvironnementale utilisant des marqueurs environnementaux doit s'interroger sur les conditions environnementales, mais également anthropiques, de l'environnement étudié, qui peut affecter la préservation des phytolithes et induire un biais dans l'enregistrement fossiles de ces derniers, et, *in fine*, l'interprétation des cortèges, et donc de la végétation passée.

Les phytolithes sont conservés dans les sédiments selon un ensemble de processus qui comprennent (**Fig. 3.10**) : (1) la nécrolyse (décomposition et désagrégation de la plante lors de sa mort) ; (2) la biostratinomie (tous les processus qui surviennent après la mort du végétal, mais avant l'enfouissement des phytolithes) ; (3) la diagénèse fossile (tous les effets cumulatifs des processus physiques, chimiques et biologiques pouvant ou non intervenir et modifier l'enregistrement des phytolithes fossiles (Osterrieth *et al.*, 2009).

3.3.1.4.1. Les facteurs naturels et anthropiques pré-dépositionnels affectants l'enregistrement des phytolithes

A la mort de la plante, et quand la nécrolyse s'est mise en place, les phytolithes sont libérés. Ils sont alors exposés au transport. Le transport peut se faire de plusieurs manières : le vent, l'eau, les animaux, le transport alluvial et colluvial... (Piperno, 2006 ; Fredlund & Tieszen, 1994 ; Alexandre *et al.*, 1997). Les conséquences de ce transport peuvent induirent une dispersion des phytolithes à l'échelle locale et/ou régionale (Piperno, 2006 ; Alexandre *et al.*, 1997). Le transport peut également provoquer une abrasion des phytolithes, entraînant une impossibilité d'identification correcte (Madella & Lancelotti, 2012). Il peut donc s'avérer déterminant dans la constitution d'un assemblage phytolithique. C'est notamment le cas dans les environnements secs avec une végétation clairsemée et des vents forts, comme dans les zones désertiques, ou bien encore dans des milieux sujets à de fortes précipitations (Madella & Lancelotti, 2012). Par ailleurs, dans les milieux tropicaux humides, comme à Sumatra, l'eau peut induire une dissolution de la silice, et engendrer des difficultés d'identification des phytolithes (Alexandre *et al.*, 1997).

Outre ces facteurs naturels, les activités humaines peuvent elles aussi jouer un rôle majeur dans la taxonomie pré-dépôt des enregistrements phytolithiques. Leurs influences peuvent prendre plusieurs formes : déforestation/défrichage, exploitation agricole, élevage d'animaux, déplacement des végétaux... Dans les milieux anthropisés, comme à Sumatra, où les changements paysagers sont rapides et profonds, ces pratiques humaines peuvent modifier complètement les enregistrements phytolithiques, ainsi que l'origine des phytolithes. Aussi, l'influence de ces activités anthropiques peut aboutir à des ensembles phytolithiques généralement beaucoup plus riches que ceux produits à partir de la végétation naturelle (Madella & Lancelotti, 2012).

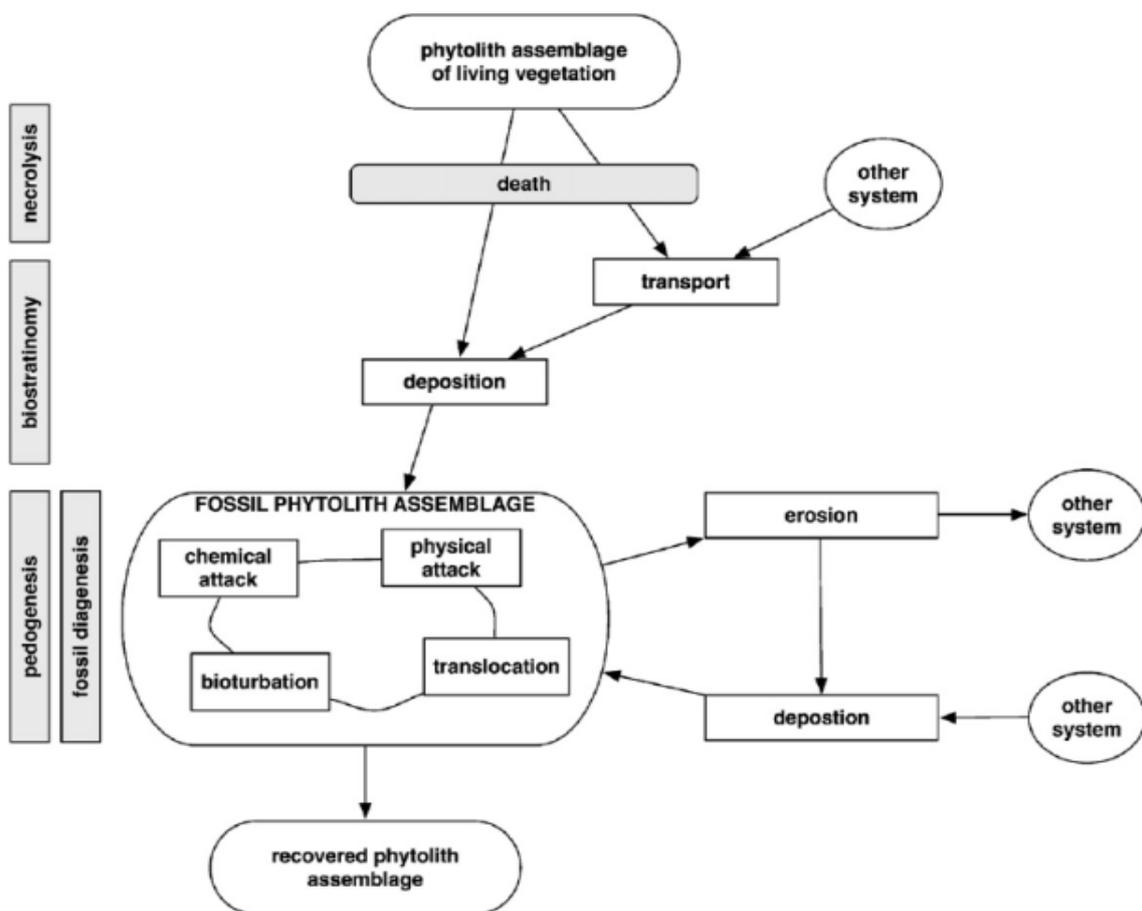


Figure 3.10 - Diagramme théorique des processus taphonomiques pré et post-dépôt intervenant dans l'enregistrement des assemblages phytolithiques (d'après Osterrieth *et al.*, 2009).

3.3.1.4.2. Les facteurs naturels et anthropiques post-dépositionnels affectants l'enregistrement des phytolithes

Lorsque les phytolithes sont incorporés dans le sol et les sédiments, ils sont soumis à la pédogénèse et à la diagénèse fossile (Madella & Lancelotti, 2012). Ces processus impliquent des transformations physio-chimiques et des transferts de matériaux dans le sol (lessivage), pouvant déplacer les phytolithes. Aussi, ce déplacement peut être dû à la bioturbation et peut dès lors impliquer des modifications chronologiques et de compositions des assemblages phytolithiques (Runge, 1999 ; Madella & Lancelotti, 2012). L'écoulement de l'eau dans le sol et la mobilisation des phytolithes qu'elle peut engendrer fait également débat. Alors que certains chercheurs considèrent cela comme un processus significatif (Alexandre *et al.*, 1997, Hart & Humphreys, 1997 ; Hart, 2003 ; Humphreys *et al.*, 2003) d'autres au contraire estiment que les phytolithes sont stationnaires (Fisher *et al.*, 1995).

Du fait de sa composition minérale siliceuse, le phytolithe peut également être soumis à la dissolution par des attaques chimiques. Ce processus est particulièrement notable dans les environnements forestiers humides où la dissolution est rapide et importante (Alexandre *et al.*, 1997). La silice dissoute est alors absorbée par les plantes. Le pH, tout comme la température et la disponibilité en eau sont des paramètres environnementaux majeurs dont dépend le processus chimique de dissolution (Madella & Lancelotti, 2012).

Les activités humaines peuvent également interférer dans les déplacements originaux des phytolithes, notamment par le remaniement des sédiments (Madella & Lancelotti, 2012). Ce processus est par exemple particulièrement prégnant dans la vallée de Deli, notamment dans la moyenne et basse vallée, soumises à d'importants décaissements sédimentaires. Madella & Lancelotti (2012) mettent également en avant le piétinement accru des personnes et/ou des animaux, ainsi que les activités industrielles comme facteur pouvant influencer la taxonomie des enregistrements phytolithiques. Ils soulignent par ailleurs que les systèmes anthropiques sont beaucoup plus complexes que les systèmes naturels et que la compréhension des effets pré-dépositionnels et post-dépositionnels liés aux activités humaines constitue un élément fondamental pour l'interprétation des assemblages de phytolithes et des activités humaines.

3.3.1.5. Etudier les phytolithes : intérêt, avantage et limite

Durant des années, et encore aujourd'hui, les phytolithes sont restés assez peu étudiés comparés à d'autres bio-indicateurs, tels que les pollens ou les charbons de bois. Ce manque d'engouement est avant tout lié au fait de leur manque d'information taxonomique pour la reconstruction des dynamiques végétales, notamment en ce qui concerne les formations végétales arborées. Bien que les précurseurs de la discipline y aient cru un tant soit peu, il n'existe pas de relation stricte entre les différents morphotypes et les différents taxons, contrairement aux pollens par exemple. Ceci est dû à un phénomène propre aux phytolithes qu'est celui de la redondance et de la multiplicité de la production phytolithique au sein des plantes où, un même morphotype peut être produit par plusieurs espèces, et une espèce, peut produire plusieurs morphotypes (Rovner, 1971 ; Brown, 1984 ; Fredlund & Tieszen, 1994 ; Piperno, 2006). Par conséquent, le phytolithologue ne s'intéresse pas, comme le palynologue par exemple, à déterminer les espèces productrices de chaque morphotype, mais bien au type de formation végétale ayant produit l'assemblage entier (Delhon, 2001).

Malgré cette déconvenue, les phytolithes n'en restent pas moins de très bons marqueurs des formations végétales de type graminéen. En effet, les Gramineae ou Poaceae, étudiées depuis les débuts de la discipline, produisent de grande quantité de phytolithes, qui plus est, sous de multiples formes, notamment sous les latitudes tropicales (Piperno, 2006). Ces différentes formes ont été mises en relation avec certaines sous-familles de Poaceae (Twiss *et al.*, 1969 ; Twiss, 1992) donnant lieu à de nombreux systèmes de classification. Cette corrélation morphotype/sous-famille de Poaceae confère un pouvoir taxonomique plus précis, allant parfois jusqu'au genre. Cet atout considérable a permis de distinguer des phytolithes de certaines plantes domestiquées, faisant des phytolithes un indicateur de l'anthropisation des milieux, notamment par voie de défrichement et par la pratique de l'agriculture. Il s'agit là d'un avantage majeur par rapport aux pollens.

A l'inverse, pour certaines familles de plantes, l'identification taxonomique s'arrête très souvent au niveau de la famille et constitue l'un des points faibles des phytolithes comme indicateur biologique. Les dicotylédones et certaines monocotylédones (à l'image des palmiers) sont particulièrement concernées. Malgré cela, certaines plantes peuvent être discriminées au niveau du genre, voire de l'espèce, comme les bananiers avec *Musa accuminata* ou *Musa balbisiana* (Ball *et al.*, 2006 ; Vrydaghs *et al.*, 2009).

Les Poaceae sont très dépendantes et sensibles aux conditions climatiques locales et régionales, notamment de températures et d'humidité. Leur cycle de vie court permet d'enregistrer les changements climatiques et environnementaux rapides (Gosch *et al.*, 2011). Les différentes sous-familles de Poaceae ont des exigences écologiques qui leur sont propres et des modes de photosynthèse différents. En effet, le mode de fixation du CO₂ des plantes au cours de la photosynthèse varie de deux façons et est déterminé par le nombre d'atomes de carbone de la première molécule organique formée lors de la fixation du CO₂ (Laval-Martin & Mazliak, 1995). La première voie métabolique d'absorption est la voie à 3 atomes de carbone. La plupart des plantes fonctionnent selon ce mécanisme. On le note C3. Cette voie d'assimilation du CO₂ est caractéristique des milieux bioclimatiques tempérés. Les phytolithes de la sous-famille des Pooideae (graminées sauvages, céréales tels que le blé, l'orge...) sont produits majoritairement via à un cycle photosynthétique en C3 et sont caractéristiques des climats de hautes latitudes et altitudes (Twiss, 1992). Les sous-familles des Ehrhartoideae et des Bambusoideae ont également une photosynthèse en C3.

La seconde voie d'assimilation est dite en C4. Elle fait intervenir 4 atomes de carbone et est adaptée aux climats chauds. Les phytolithes des sous-familles de Chloridoideae et de Panicoideae sont largement produit grâce à un cycle photosynthétique en C4, mais également en C3. Les phytolithes des Chloridoideae sont produits dans les graminées vivants dans des environnements tropicaux et subtropicaux chauds semi-aride à aride. Les phytolithes produit chez les Panicoideae sont adaptés aux régions tropicales et sub-tropicales chaudes et humides (Twiss, 1992). Ce métabolisme permet de caractériser les différentes sous-familles de Poaceae et de les rattacher à un environnement spécifique, et, en fonction de la proportion des différents morphotypes retrouvés dans le sol ou en stratigraphie, d'étayer des interprétations paléoécologiques et paléoclimatiques (Twiss, 1992).

Les phytolithes présentent l'avantage de très bien se conserver dans tous types de sédiments et d'environnements, tels que les environnements fluviaux (Neumann *et al.*, 2009 ; Garnier, 2013 ; Garnier *et al.*, 2013), là où d'autres indicateurs, comme les pollens par exemple, ne peuvent se conserver qu'uniquement en milieu anoxique, comme au sein des dépressions humides. La bonne conservation des phytolithes tient avant tout au fait de leur structure minérale siliceuse dont la dureté est comprise entre 5,5 et 6,5 sur l'échelle de Mohs (Piperno, 2006). Les phytolithes présentent également l'avantage de se conserver durant de longues périodes dans les sédiments, de l'ordre du millier, voir du million d'années, et constitués ainsi des microfossiles d'opale de silice, témoin de la couverture végétale passée.

Strömberg (2004) a étudié à plusieurs reprises des phytolithes datant du Miocène pour la reconstitution de l'évolution des prairies des grandes plaines centrales Nord-américaines.

Ainsi, dans notre étude, les phytolithes sont d'un intérêt majeur en raison du milieu tropical fluvial et humide étudié, défavorable à la préservation de d'autres indicateurs, tels que les pollens, mais aussi en raison de la forte anthropisation de l'environnement.

3.3.2. Application méthodologique sur le site de Kota Cina et sa vallée

3.3.2.1. Stratégies d'échantillonnages

L'approche phytolithique suppose la mise en place de deux types d'échantillonnage : **(1) un échantillonnage préalable du sol de certaines formations végétales actuels pour étalonner les référentiels, (2) un échantillonnage dans les dépôts anciens de la stratigraphie.** Les assemblages actuels, représentatifs des formations végétales en place, sont ensuite comparés aux assemblages fossiles afin de proposer des interprétations de l'évolution du couvert végétal.

A Kota Cina et dans sa région, un échantillonnage actuel a été réalisé entre 2013 et 2015. Il a consisté à l'identification des grandes formations végétales actuellement en place sur le site et ses environs, et plus largement dans le reste de la vallée de Deli. L'identification des assemblages phytolithiques actuels est basée sur la reconnaissance du couvert végétal arboré des dicotylédones ligneuses, très présents à Sumatra et plus généralement en Asie du Sud-Est tropicale. Elle se fait également sur les monocotylédones, et plus particulièrement sur les Poaceae. Dans le cadre de cette étude, une attention toute particulière est également portée aux Arecaceae dont la représentativité sur l'île de Sumatra est notable, notamment pour ce qui est du palmier de culture, tels que le palmier à huile (*Elaeis guineensis*), le cocotier (*Cocos nucifera*) ou encore le palmier bétel (*Areca catechu*). La reconnaissance de ces types végétaux a permis de fournir des analogues de phytolithes modernes sur un terrain encore peu exploré dans ce domaine. Ce travail s'est avéré nécessaire afin de mieux connaître l'environnement végétal local et régional du terrain étudié et, de manière plus générale, le cadre environnemental. L'établissement de cortèges phytolithiques modernes a permis de mettre en relation les dépôts phytolithiques retrouvés en surface et la végétation en place. Il a permis de s'interroger sur la signification des représentations végétales fournies par les assemblages modernes et d'engager une réflexion sur la taphonomie des assemblages.

Dans le cadre de ce travail de thèse, 17 échantillons de surface (M1 à M17) ont été collectés principalement dans la vallée de Deli (**Fig. 3.11 et 3.12**). Une dizaine de ces échantillons proviennent uniquement du site de Kota Cina (**Fig. 3.13 et 3.14**). Cet échantillonnage moderne a été mené à la surface du sol de différents types de végétations représentatifs du contexte phytogéographique de l'île de Sumatra (Van Steenis, 1958 ; Whitten *et al.*, 1984 ; Laumonier, 1997). Cette approche actualiste a été nécessaire afin d'établir une collection de référence des phytolithes, totalement méconnu dans cette région du monde. Les analogues

modernes ainsi obtenues ont été comparés avec les enregistrements fossiles du site de Kota Cina.

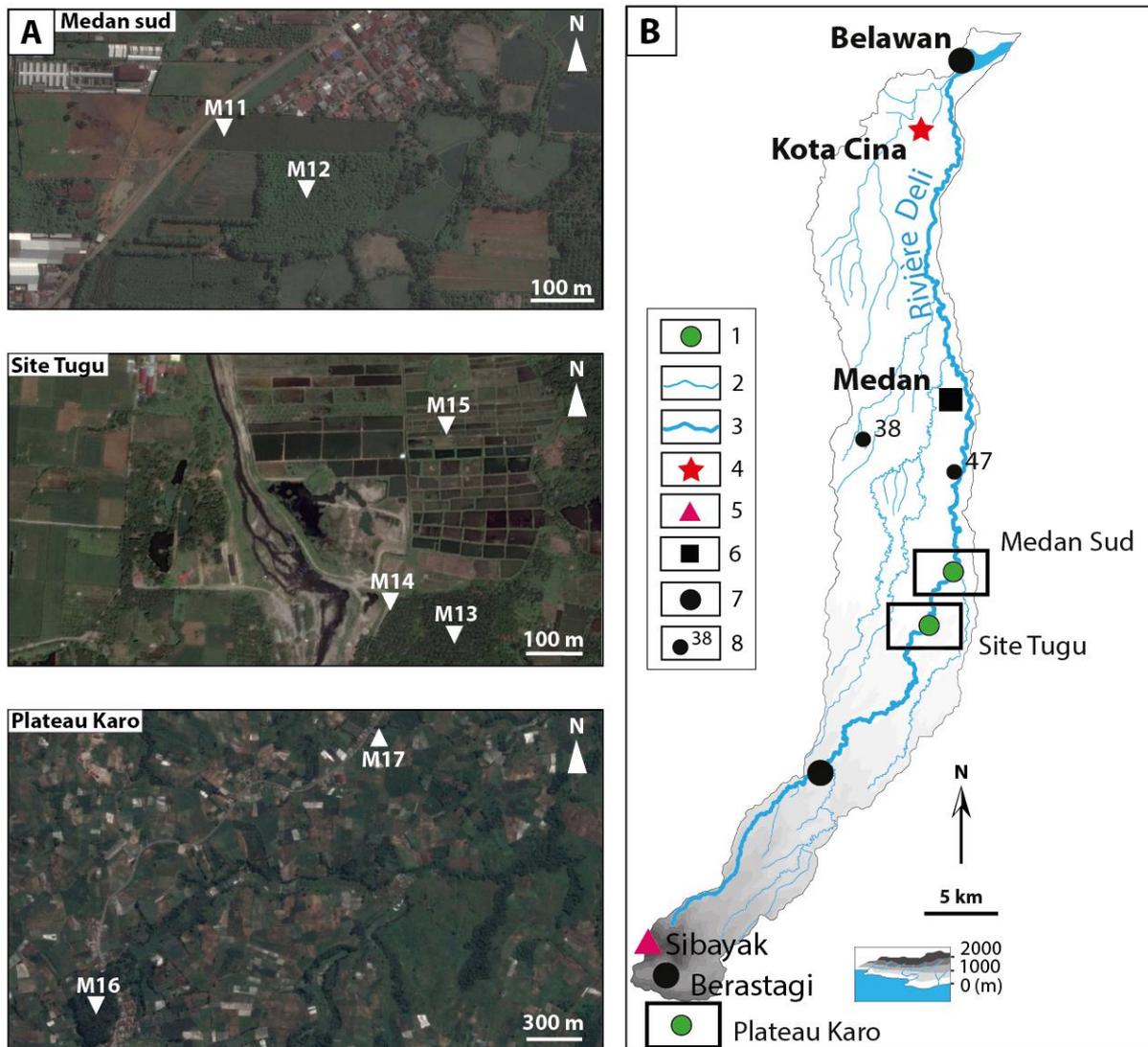
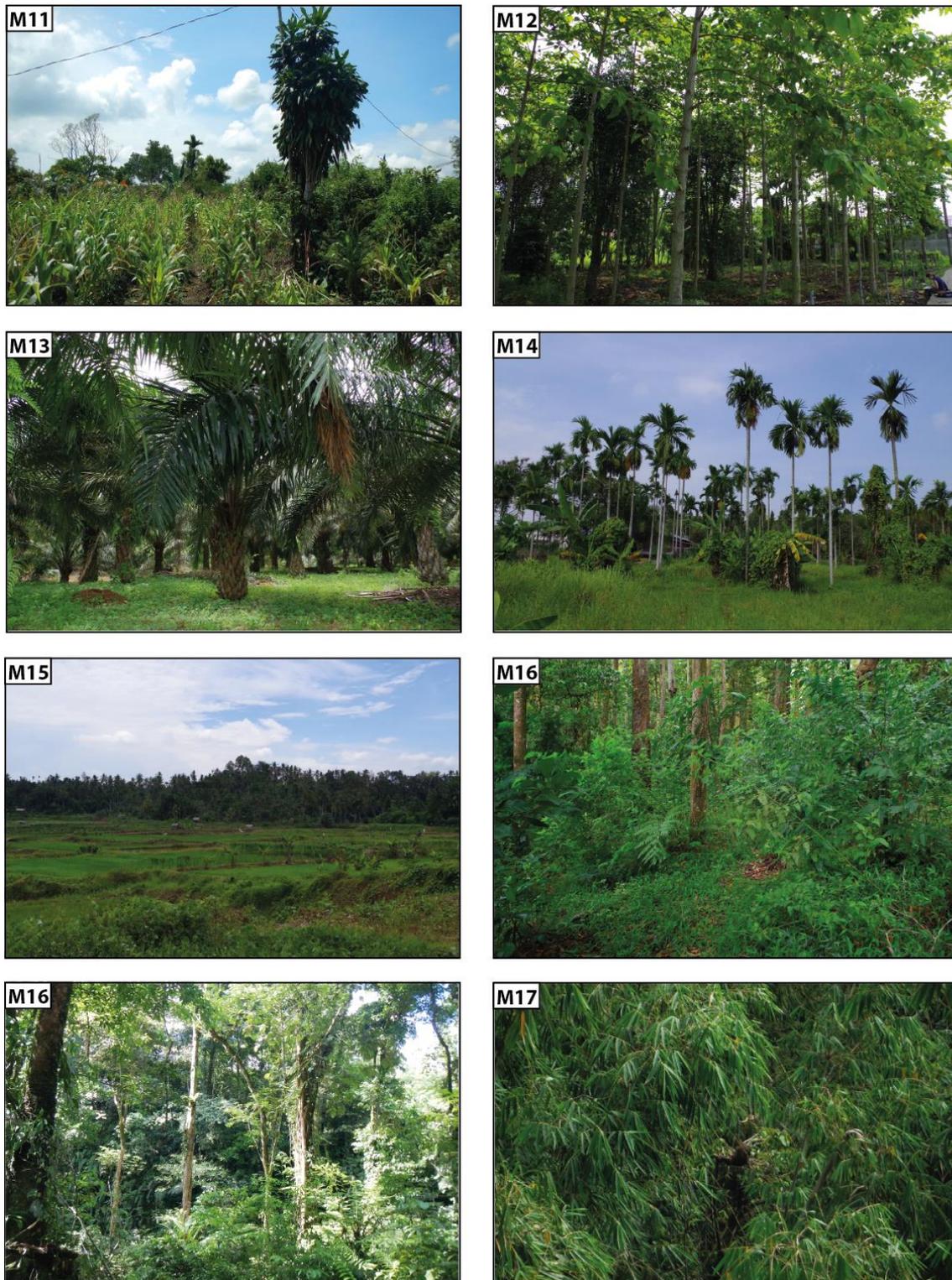


Figure 3.11 - Localisation des échantillonnages modernes (M11 à M17) réalisés en dehors de Kota Cina, dans la vallée de Deli. (A) Localisation par sites des échantillonnages modernes réalisés en dehors de Kota Cina, dans la vallée de Deli, entre 2013 et 2015. (B) Carte de localisation des sites de prélèvements dans la vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

(A) Localisation par sites des échantillonnages modernes réalisés en dehors de Kota Cina, dans la vallée de Deli, entre 2013 et 2015. M11. Champs de maïs ; M12. Plantation d'hévéas ; M13. Plantation de palmiers à huile ; M14. Palmiers bétel ; M15. Rizière ; M16. Forêt tropicale ombrophile ; M17. Îlot de bambous. (B) Carte de localisation des sites de prélèvements dans la vallée de Deli. 1. Sites échantillonnés ; 2. Cours d'eau secondaires ; 3. Rivière Deli ; 4. Site de Kota Cina ; 5. Volcan ; 6. Medan, capitale de Sumatra ; 7. Autres villes ; 8. Points côtés.



Photos : Y. Chabot, 2014-2015

Figure 3.12 - Environnements échantillonnés (M11 à M17) en dehors du site de Kota Cina.

M11. Champs de maïs ; M12. Plantation d'hévéas ; M13. Plantation de palmiers à huile ; M14. Palmiers bétel ; M15. Rizière ; M16. Forêt tropicale ombrophile ; M17. Îlot de bambous. (La numérotation des photos correspond aux numéros des échantillons modernes prélevés en dehors du site de Kota Cina et localisés sur la Fig. 3.11).

11. Champs de maïs ; 12. Plantation d'hévéas ; 13. Plantation de palmiers à huile ; 14. Palmiers bétel ; 15. Rizière ; 16. Forêt tropicale ombrophile (vue du bas/vue du haut) ; 17. Îlot de bambous. (Les photos et leur numérotation sont associées à la Fig. 3.11).



Figure 3.13 - Localisation des échantillonnages modernes (M1 à M10) réalisés à Kota Cina (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

M1 et M2. Mangrove à palmiers *Nypa fruticans* ; M3. Formation d'arrière mangrove ; M4. Champs de manioc ; M5. Mimosaceae ; M6. Bananeraie ; M7. Champs d'herbacées et de bananiers ; M8. Champs de cannes à sucre ; M9. Rizière ; M10. Îlot de bambous.



Figure 3.14 - Environnements échantillonnés (M1 à M9) à Kota Cina.

M1 et M2. Mangrove à palmiers *Nypa fruticans* ; M3. Formation d'arrière mangrove ; M4. Champs de manioc ; M5. Mimosaceae ; M6. Bananeraie ; M7. Champs d'herbacées et de bananiers ; M8. Champs de cannes à sucre ; M9. Rizière. (La numérotation des photos correspond aux numéros des échantillons modernes prélevés sur le site de Kota Cina et localisés sur la **Fig. 3.13**).

Pour chaque environnement échantillonné une aire d'échantillonnage de 10 m sur 10 m a été définie au sein de laquelle les prélèvements ont été réalisés. Seuls les premiers centimètres (0-2 cm) en dessous de la surface du sol, et après avoir été légèrement balayés, ont été prélevés afin de représenter au mieux la végétation actuelle. Cette opération a été répétée 3 à 4 fois en différents endroits et de manière aléatoire au sein du périmètre. Cette méthode de prélèvement permet d'éviter l'échantillonnage sélectif (Alexandre, 1996 ; Piperno, 2006). Pour chaque zone échantillonnée, un sachet de plusieurs dizaines de grammes a été récupéré.

En ce qui concerne l'échantillonnage fossile, seul le site de Kota Cina a été étudié. Les échantillonnages fossiles ont été réalisés de deux manières : **(1) au sein des carrés de fouilles archéologiques KC22 et KC26, par unités stratigraphiques ; (2) à partir du sondage KC33-S1, tous les 20 cm (Fig. 3.15)**. Au total, 26 échantillons fossiles (F1 à F26) ont été analysés dans le cadre de cette étude.

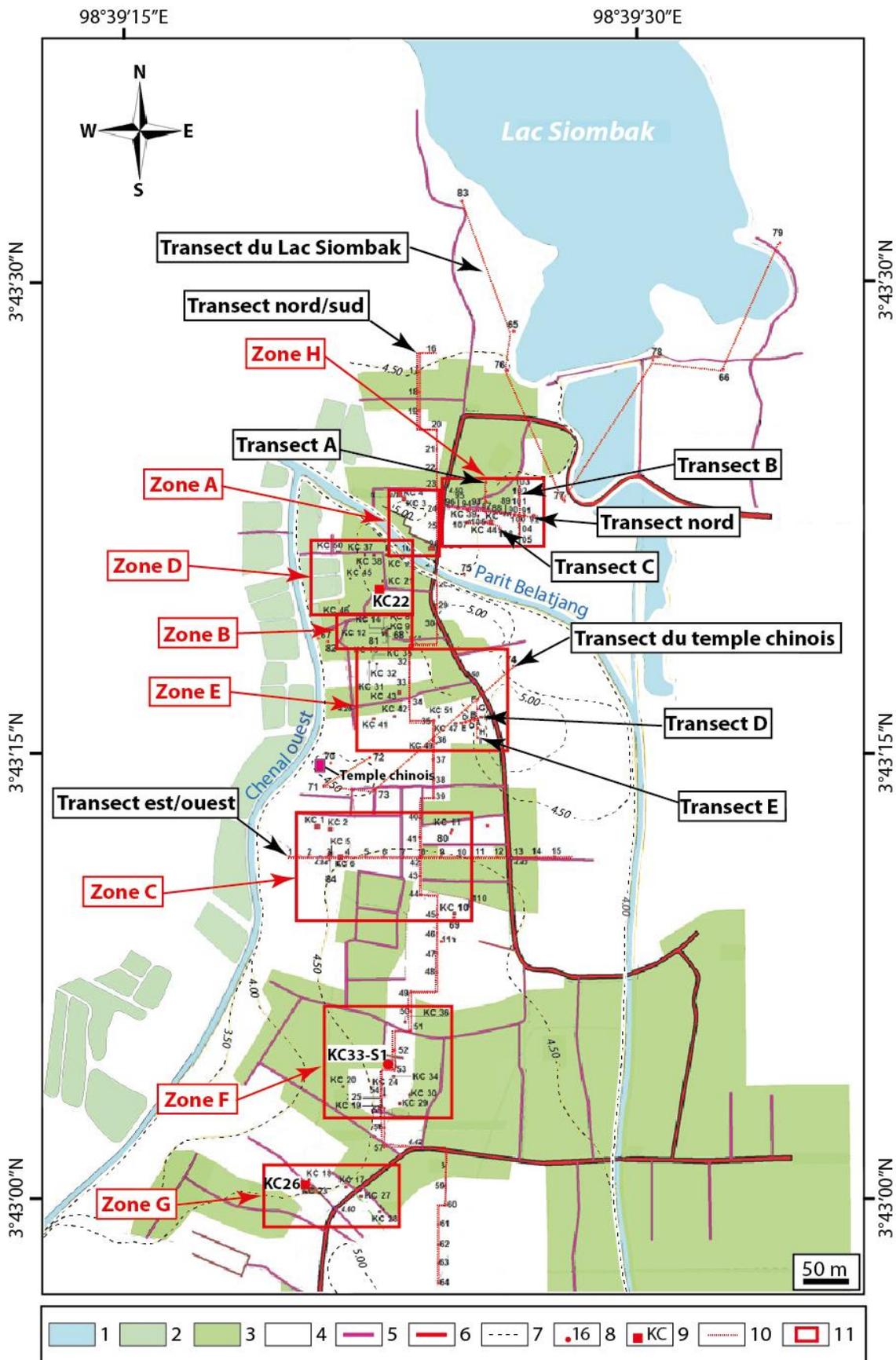


Figure 3.15 - Localisation des carrés archéologiques KC22 et KC26 et du sondage KC33-S1, dans lesquels les échantillonnages fossiles de Kota Cina ont été réalisés (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015, adaptée).

1. Lac ; 2. Bassins d'aquaculture ; 3. Zones cultivées et urbanisées ; 4. Zone humide naturelle ; 5. Routes secondaires ; 6. Routes principales ; 7. Courbes de niveau ; 8. Sondages à la tarière (TB) ; 9. Carrés archéologiques fouillés (KC) ; 10. Transects de sondages à la tarière ; 11. Zones archéologiques fouillées. (Les carrés archéologiques KC22 et KC26 et le sondage KC33-S1 échantillonnés ont été grossis sur la carte).

3.3.2.2. Travail en laboratoire : extraction, identification et comptage des phytolithes

En laboratoire, un important travail a été réalisé afin d'extraire les phytolithes des échantillons collectés et de mettre en place un référentiel des assemblages actuels, puis fossiles, par l'identification et le comptage des morphotypes siliceux sous microscope.

Le travail en laboratoire a été initié par Aline Garnier. Il repose sur l'extraction des phytolithes de 17 échantillons de surface (M1 à M17) et 26 échantillons fossiles (F1 à F26). Ce travail d'extraction s'appuie sur un protocole spécifique. Dans le cadre de cette thèse, la méthode standard décrite par Piperno a été privilégiée (Piperno, 2006). Cette technique d'extraction repose sur plusieurs étapes fondamentales : (1) Pesage de 15 à 20g de sédiment sec ; (2) Agitation de la préparation dans une solution d'héxamétaphosphate de sodium (Na_2CO_3) pendant 24h, afin de faciliter la désagrégation et la dispersion des particules sédimentaires ; (3) Extraction des sables et autres matériels grossiers par tamisage à 250 μm ; (4) Elimination des argiles par décantation ; (5) Destruction de la matière organique à froid, puis à chaud (110 C°), avec de l'eau oxygénée (H_2O_2) de volume 130% ; (6) Extraction des corps siliceux par séparation densimétrique grâce à une liqueur dense de Polytungstate de sodium $\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})$ de densité comprise entre 2,30 et 2,35 ; (7) Montage des phytolithes extraits entre lame et lamelle avec de l'huile à immersion afin d'observer les phytolithes en trois dimensions et de faciliter l'identification de certains morphotypes, notamment chez les Poaceae, où la forme et l'ornementation des cellules varient beaucoup. Les lames ont été réalisées au fur et à mesure des observations et des comptages pour éviter que l'huile à immersion ne sèche et ne vienne entraver l'identification des phytolithes en trois dimensions (Piperno, 2006).

Les phytolithes extraits, puis montés sous lames ont ensuite fait l'objet d'une détermination. Ce travail a d'abord été réalisé pour les échantillons actuels afin d'étalonner les référentiels de la végétation contemporaine de la région et d'établir une comparaison avec les cortèges phytolithiques anciens. Ce travail d'identification a été mené en collaboration avec Aline Garnier et repose sur un travail de recherche bibliographique. Les phytolithes ont été identifiés et comptés sous microscope optique polarisant (Leitz Laborlux 12 Pol) à différents niveaux de zooms ($\times 400$ et $\times 1000$). Pour chaque échantillon, et quand cela était possible, un

minimum de 200 à 300 phytolithes diagnostiques ont été comptés afin d'obtenir une signification statistique satisfaisante (Alexandre *et al.*, 1999 ; Piperno, 2006). Dans cette étude, le nombre absolu de phytolithes comptés varie de 0 à 425 et dépend de la concentration en phytolithes de chaque échantillon. Les phytolithes non diagnostiques et autres bio-indicateurs (diatomées, charbons, spicules d'éponges, fibres végétales) ont été comptés mais exclus de la somme finale des phytolithes diagnostiques comptés.

3.3.3. Description, classification et signification taxonomique des phytolithes

La description et la classification taxonomique des phytolithes qui est proposée dans le cadre de cette étude s'appuie sur le code international de la nomenclature des phytolithes 1.0 (ICPN) (Madella *et al.*, 2005) et sur un travail de recherche bibliographique, à travers l'étude de planches photographiques phytolithiques de diverses régions du monde. La description des morphotypes et leur classification est fondée sur l'analyse de leur structure morphologique en 3 dimensions, de leur texture et de leur ornementation, comme proposé par Madella *et al.* (2005).

Au vu des phénomènes de redondance et de multiplicité rencontrés dans la taxonomie des phytolithes (Rovner, 1971), notre classification est basée sur l'identification de grands groupes de végétaux. Dans notre étude, 4 grands groupes ont été discriminés : les morphotypes associés aux dicotylédones ligneuses et herbeuses, aux Poaceae, aux familles de plantes spécifiques et les phytolithes non-diagnostiques. Nous présentons ci-dessous les principaux phytolithes retrouvés dans nos enregistrements modernes et fossiles à Kota Cina et en dehors du site.

3.3.3.1. Les phytolithes diagnostiques des dicotylédones ligneuses et herbeuses

Les phytolithes produits par les dicotylédones ligneuses et herbeuses forment un groupe qui ne possède pas d'unité taxonomique aussi fine que les phytolithes produits chez les Poaceae. Deux types de morphotypes peuvent être discriminés : les scléréides et les globulaires, qui sont issus des différentes parties aériennes des plantes (Piperno, 2006).

3.3.3.1.1. Les scléréides

Les scléréides (*sclereids*) appartiennent aux cellules du sclérenchyme, constituant un tissu de soutien des végétaux vasculaires, localisé dans les organes dont la croissance est achevée (Piperno, 2006). Les scléréides sont présents dans de nombreuses familles de plantes et sont associés aux arbres. Ils sont ainsi utilisés comme indicateur des formations forestières et

boisées (Piperno, 2006). Leur aspect est généralement de forme allongée et tridimensionnelle. Ils peuvent être irréguliers et très ramifiés. Leur surface peut prendre différents aspects (effilées, granulées, à facettes...) (Piperno, 2006). Ces caractéristiques physiologiques nous ont permis de distinguer 7 morphotypes principaux au sein de nos enregistrements (**Tab. 3.9 et Fig. 3.16**).

Le morphotype « *cylindric faceted* » est de forme allongée/cylindrique, droit ou courbé, et de grande taille (60 et 150 μm dans notre étude) (**Tab. 3.9 et Fig. 3.16 a1-a4**) (Postek, 1981 ; Piperno, 1988, 2006 ; Runge, 1999 ; Mercader *et al.*, 2000 ; Garnier *et al.*, 2013). Sa surface est lisse mais structurée en de multiples facettes plates et larges, délimitées par des arêtes. Ce morphotype provient principalement des cellules sclérenchymes des dictotylédones ligneuses (Piperno, 2006 ; Runge, 1999) ou des trachéides terminales (Postek, 1981).

Le morphotype « *cylindric/elongate psilate* » est de forme allongée/cylindrique, irrégulier avec des bords rectilignes et des extrémités en pointes. Sa surface est lisse (**Tab. 3.9 et Fig. 3.16 b1-b2**) (Kondo *et al.*, 1994 ; Kealhofer & Piperno, 1998 ; Piperno, 1988, 2006 ; Runge, 1999 ; Strömberg, 2004). Il peut être ramifié et composé de facettes, et sa taille est supérieure à 40 μm (40-150 μm) (Strömberg, 2004). Il est originaire des feuilles des dicotylédones ligneuses et herbeuses, et de certaines monocotylédones (Piperno, 1988 ; Runge, 1999 ; Strömberg, 2004).

Le morphotype « *multifaceted polyhedral* » prend l'apparence d'un polygone irrégulier à trois dimensions, avec des faces lisses, larges et des bords droits et/ou concaves (**Tab. 3.9 et Fig. 3.16 c1**) (Kealhofer & Piperno, 1998 ; Runge, 1999 ; Piperno, 2001, 2006 ; Neumann *et al.*, 2009). Dans notre étude, sa taille est comprise entre 60 et 200 μm . Il a été décrit et identifié dans les tissus sclérenchymes des dicotylédones ligneuses en Afrique tropicale (Neumann *et al.*, 2009). Ce morphotype est également décrit pour la flore asiatique par Kealhofer et Piperno (1998).

Category	Morphotype Name	Origin	Morphotype shape	Texture/ornementation	Fig. no	Size (µm)	Reference
Woody/ herbaceous dicotyledons	Cylindric faceted	Sclereids/terminal tracheids in L of woody dicotyledons	Cylindric/Elongate straight to curved	Several flat and large faceted	3.16 a1-a4	60-150	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Mercader <i>et al.</i> (2000) ; Piperno (1988, 2006) ; Postek (1981) ; Runge (1999).
	Cylindric/elongate psilate	Sclereids in L of woody/herbaceous dicotyledons/monocotyledons	Cylindric/Elongate irregular, with edges	Smooth, straight facets and edges, and sharp corners	3.16 b1-b2	40-150	Kealhofer & Piperno (1998) ; Kondo <i>et al.</i> (1994) ; Piperno (1988, 2006); Runge (1999) ; Strömberg (2004).
	Multifaceted polyhedral	Sclereids in L of woody dicotyledons	Irregular polygon	Several flat and large faceted	3.16 c1	60-200	Kealhofer & Piperno (1998) ; Neumann <i>et al.</i> (2009) ; Piperno (2001, 2006).
	Irregular psilate		Irregularly shaped	Smooth surface or slightly rough	3.16 d1	40-250	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Runge (1999).
	Polyhedral psilate		Irregular polygon	Smooth surface or slightly rough with large facets and straight and/or concave edges	3.16 e1-e2	25-90	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Kondo <i>et al.</i> (1994) ; Runge (1999) ; Strömberg (2004).
	Ellipsoid with outgrowths	Sclereids in L of woody dicotyledons	Cylindric to ellipsoid	Straight and/or knobby outgrowths	3.16 f1-f3	20-60	Garnier <i>et al.</i> (2013).
	Sclereid pitted	Sclereids in B of woody dicotyledons	Circular to ellipsoid blocky	Smooth and collumelate surface	3.16 g1-g2	20-110	Collura & Neumann (2017) ; Runge (1999).
	Globular psilate	L, W of certain dicotyledons, monocotyledons, gymnosperms and ferns	Spherical	Smooth surface	3.17 a1	3-25	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Novello <i>et al.</i> (2012) ; Piperno (1985, 1988) ; Runge (1999) ; Walting & Iriarte (2013).
	Globular decorated	L, W, F of woody dicotyledons	Spherical to ellipsoid	Verrucous and rough ornamentation	3.17 b1-b5	3-25	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Chen & Smith (2013) ; Iriarte <i>et al.</i> (2010) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Novello <i>et al.</i> (2012) ; Piperno (2006) ; Runge (1999).
	Nodular	W of woody dicotyledons	Irregularly shape	Irregular (cauliflower surface)	3.17 c1-c6	10-30	Garnier (2013) ; Richter (1980).

L : Leaves ; B : Barks ; W : Woods ; F : Fruits

Tableau 3.9 - Classification des phytolithes scléréides et globulaires, diagnostiques des dicotylédones ligneuses et herbeuses (d'après Chabot & Garnier, soumis).

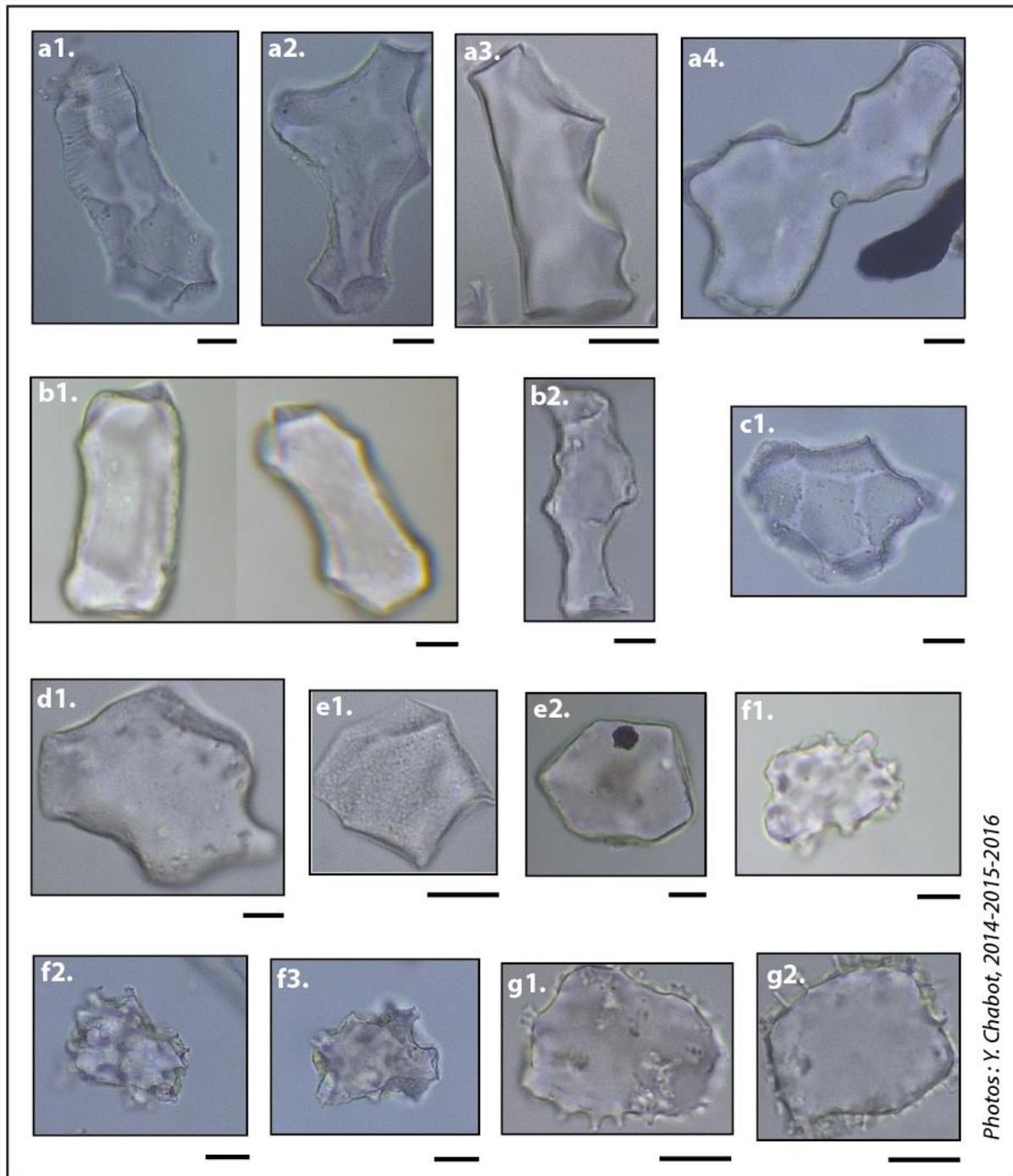


Figure 3.16 - Classification des morphotypes diagnostiques associés aux scléréides.

a1-a4. *Cylindric faceted*; b1-b2. *Cylindric/Elongate psilate*; c1. *Multifaceted polyhedral*; d1. *Irregular psilate*; e1-e2. *Polyhedral psilate*; f1-f3. *Ellipsoid with outgrowths*; g1-g2. *Sclereids pitted*. (Echelle: 10 µm).

Le morphotype « *irregular psilate* » se caractérise par une forme irrégulière, une surface lisse et des bords arrondis, droits ou concaves (**Tab. 3.9 et Fig. 3.16 d1**) (Runge, 1999 ; Garnier *et al.*, 2013). Il peut présenter des pointes à ses extrémités. Selon Runge (1999), ce

morphotype serait un dérivé des scléréides ou des trachéides provenant des dicotylédones ligneuses.

Le morphotype « *polyhedral psilate* » prend la forme d'un polygone irrégulier, à la surface lisse ou légèrement rugueuse, composée de larges faces et des bords concaves et ou droits (**Tab. 3.9 et Fig. 3.16 e1-e2**) (Kondo *et al.*, 1994 ; Kealhofer & Piperno, 1998 ; Runge, 1999 ; Strömberg, 2004 ; Garnier *et al.*, 2013). Sa taille varie de 25 à 90 μm . Ce morphotype est issu du tissu sclérenchyme des dicotylédones ligneuses.

Le morphotype « *ellipsoid with outgrowths* » est de forme cylindrique à ellipsoïde. Sa surface est ponctuée de protubérances droites ou arrondies (**Tab. 3.9 et Fig. 3.16 f1-f3**) (Garnier *et al.*, 2013). Sa taille varie de 25 à 60 μm . Ce morphotype pourrait être issu des feuilles des dicotylédones ligneuses (Garnier *et al.*, 2013).

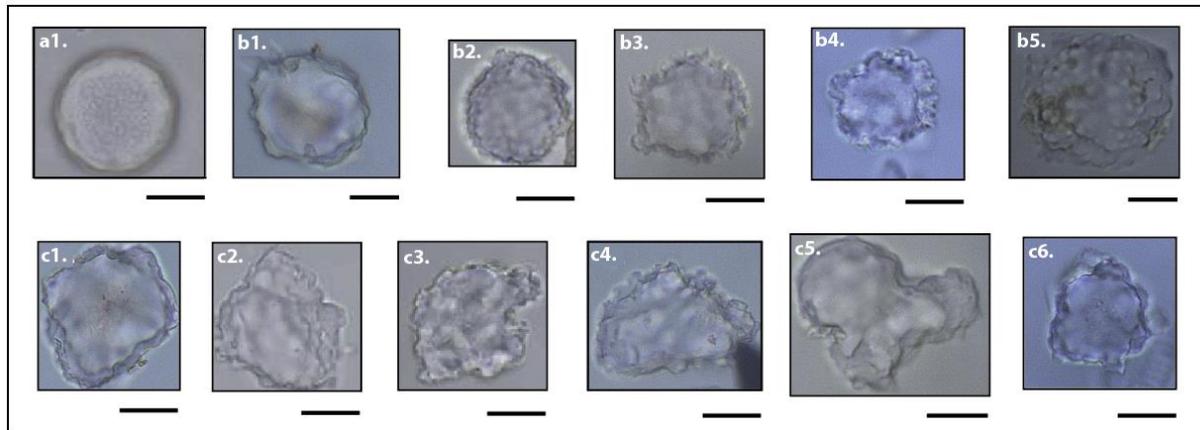
Le morphotype « *sclereid pitted* » est de forme circulaire à ellipsoïde. Sa surface est lisse et irrégulièrement composée de protubérances en pointes droites (**Tab. 3.9 et Fig. 3.16 g1-g2**) (Runge, 1999 ; Collura & Neumann, 2017). Sa taille est comprise entre 20 et 110 μm (Collura & Neumann, 2017). Il provient du bois et de l'écorce des dicotylédones ligneuses (Collura & Neumann, 2017). Runge (1999) suggère que sa surface hérissée de pointes reflète l'intérieur du système vasculaire des plantes dont il est issu.

3.3.3.1.2. Les globulaires

Les phytolithes globulaires (*globular*) regroupent les corps siliceux de forme sphérique lisses et ornementés, originaire du parenchyme du bois. Le parenchyme est un tissu qui participe aux fonctions de nutrition de la plante (Piperno, 2006). La taille des globulaires est modérée et généralement comprise entre 8 et 20 μm . Quelques-uns peuvent parfois dépasser les 20 μm pour atteindre un diamètre de 30 μm . Dans notre étude, trois grands types de phytolithes globulaires ont été identifiés en fonction de leur forme générale, de leur texture et de leur ornementation (**Tab. 3.9 et Fig. 3.17**).

Le morphotype « *globular psilate* » est de forme sphérique et lisse (**Tab. 3.9 et Fig. 3.17 a1**) (Piperno, 1985, 1988 ; Runge, 1999 ; Novello *et al.*, 2012 ; Garnier *et al.*, 2013 ; Walting and Iriarte, 2013). Sa taille varie de 3 à 25 μm . Les plus petits ont un diamètre compris entre 3 et 9 μm et semblent être produits par les dicotylédones ligneuses (Runge, 1999). Les plus gros, de 9 à 25 μm apparaissent fréquemment dans les monocotylédones (Runge, 1999). Ce morphotype est principalement produit dans les feuilles et les graines des dicotylédones

ligneuses (Kealhofer & Piperno, 1998), tel que *Hirtella*, en milieu tropical (Piperno, 1985, 1988). Ce morphotype peut être associé à la couverture arborée comme le souligne certains travaux effectués en domaine tropical (Runge, 1999 ; Barboni *et al.*, 2007). Dans notre étude, nous l'associons aux dicotylédones ligneuses.



Photos : Y. Chabot, 2014-2015-2016

Figure 3.17 - Classification des morphotypes diagnostiques associés aux globulaires.

a1. *Globular psilate*; b1-b5. *Globular decorated*; c1-c6. *Nodular*. (Echelle: 10 µm).

Le morphotype « *globular decorated* » est de forme sphérique à ellipsoïde et se caractérise par une ornementation verruqueuse et rugueuse (Tab. 3.9 et Fig. 3.17 b1-b5) (Kealhofer & Piperno, 1998 ; Runge, 1999 ; Iriarte *et al.*, 2010 ; Novello *et al.*, 2012 ; Garnier *et al.*, 2013 ; Chen & Smith, 2013). Comme le morphotype « globular psilate », sa taille varie entre 3 et 9 µm dans les dicotylédones, et entre 9 et 25 µm dans les monocotylédones (Piperno, 1988 ; Runge, 1999). Il a été identifié dans les feuilles et les fruits des dicotylédones ligneuses de certaines espèces tropicales (Piperno, 1988) ainsi que dans leur bois (Neumann *et al.*, 2009). Ce morphotype se rencontre également dans les monocotylédones non-herbeuses, tels que chez les Marantaceae, Strelitziaceae, Cannaceae et Heliconiaceae (Piperno, 1985, 1988) mais aussi chez les Orchidaceae (Kealhofer & Piperno, 1998). Dans sa classification, Runge souligne également la présence de ce morphotype chez les monocotylédones (Runge, 1999). Dans notre étude il est utilisé comme indicateur des dicotylédones ligneuses.

Le morphotype « *nodular* » a une morphologie et une surface très irrégulière qui peut s'apparenter à un chou-fleur (Richter, 1980) (Tab. 3.9 et Fig. 3.17 c1-c6). Il ne présente pas de forme particulière mais est plutôt difforme, d'où l'appellation « nodular ». Sa taille est comprise entre 10 et 30 µm. Son origine serait attribuée à celle des dicotylédones ligneuses des environnements tropicaux et tempérés (Richter, 1980).

3.3.3.2. Les phytolithes diagnostiques produits par les Poaceae : les « *Grass Short Cells Phytoliths* » (GSCP)

Les GSCP sont les phytolithes produits par les Poaceae, notamment dans les feuilles, et forment une importante famille de plantes monocotylédones, d'environ 10 000 espèces et 700 genres réparties à travers le monde (Piperno, 2006). Les Poaceae ont un intérêt économique majeur. Elles assurent une grande partie de l'alimentation de l'humanité mais aussi des animaux. Cette famille de plante est structurée en plusieurs sous-familles, dont à l'origine, 3 principales sont identifiables via les phytolithes, et classées selon un système mis en place par Twiss et ses collègues (Twiss *et al.*, 1969). Il s'agit des Panicoideae (plante en C3 et C4) rattachés aux GSCP « *bilobate* » et « *cross* », des Chloridoideae (plante en C3 et C4) associés aux GSCP « *saddle* », et des Festucoideae ou Pooideae (plante en C3) associées aux GSCP « *rondel* » et « *rectangular* ». A ces 3 principaux groupes s'ajoute également, pour les pays tropicaux chauds et humides comme l'Indonésie, la sous-famille des Ehrhartoideae (plante en C3), comprenant notamment le riz (*Oryza*) et produisant un morphotype spécifique nommé « *scooped bilobate* ». Les Bambusoideae (plante en C3), associés aux bambous, sont également une sous-famille de plantes commune aux environnements humides indonésiens et produisent notamment un morphotype spécifique appelé « *collapsed saddle* ».

Aujourd'hui encore, la classification des GSCP mise en place par Twiss *et al.* (1969) fait figure de système de référence bien qu'elle ait été à maintes fois reprise pour être modifiée, complétée et modernisée au gré des découvertes et des avancées scientifiques (Sase & Kondo, 1974 ; Wang & Lu, 1993 ; Kondo *et al.*, 1994 ; Brown, 1984 ; Piperno, 1988 ; Mulholland, 1989 ; Rapp & Mulholland, 1992 ; Piperno & Pearsall, 1998 ; Runge, 1999 ; Lu & Liu, 2003 ; Barboni & Brémond, 2009 ; Neumann *et al.*, 2009 ; Novello *et al.*, 2012 ; Garnier *et al.*, 2013). Malgré ces multiples propositions, il n'existe pas, pour l'heure, un système de classification unique adopté par la communauté des phytolithologues, en raison des nombreux morphotypes que produisent les Poaceae, des critères de classification et des zones géographiques d'étude (Lu & Liu, 2003). De plus, de nombreux travaux, notamment en Afrique, ont mis en évidence le caractère imparfait dans la relation morphotype/sous-familles de Poaceae (Rovner, 1971 ; Piperno, 1988 ; Alexandre *et al.*, 1997 ; Piperno, 2006 ; Barboni & Brémond, 2009).

Dans notre étude, nous identifions 5 grands types de GSCP : « *lobate* », « *saddle* », « *rondel* », « *trapeziform* » et les non-classifiables (Tab. 3.10 et Fig. 3.18).

Category	Morphotype Name	Origin	Morphotype shape	Texture/ornementation	Fig. no	Size (µm)	Reference
Grass short cell phytoliths (GSCP)	Bilobate	Mainly in L, I of Panicoideae. Also present in Chloridoideae, Oryzoideae and Arundinoideae	Having 2 concaves, convex, and or straight lobes, connected by a straight shaft	Smooth surface	3.18 a1-a14	8-25	Barboni & Bremond (2009) ; Gallego & Distel (2004) ; Ghosh <i>et al.</i> (2011) ; Iriarte <i>et al.</i> (2010) ; Lu & Liu (2003) ; Lu <i>et al.</i> (2006) ; Mulholland (1989) ; Piperno & Pearsall (1998) ; Twiss <i>et al.</i> (1969) ; Twiss (1992) ; Wang & Lu (1993) ; Yost & Blinnikov (2011).
	Scooped bilobate	Mainly in L, I of Ehrhartoideae	Having 2 lobes with a bowl-shaped upper surfaces of the lobes (shovel shaped)	Smooth surface	3.18 a15-a20	10-20	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Iriarte <i>et al.</i> (2010) ; Lu & Liu (2003) ; Neumann <i>et al.</i> (2009) ; Pearsall <i>et al.</i> (1995) ; Piperno (2006) ; Yost & Blinnikov (2011).
	Polylobate	Mainly in L, I of Panicoideae. Also present in Chloridoideae, Oryzoideae and Arundinoideae	Having 3 lobes or more on a cylindrical shaft	Smooth surface	3.18 a21	18-40	Gallego & Distel (2004) ; Ghosh <i>et al.</i> (2011) ; Lu & Liu (2003) ; Lu <i>et al.</i> (2006) ; Piperno & Pearsall (1998) ; Twiss (1992) ; Yost & Blinnikov (2011) ; Wang & Lu (1993).
	Cross	Mainly in L, I of Panicoideae	Having 4 distinctives lobes. Cross shaped	Smooth surface	3.18 a22-a25	8-12	An <i>et al.</i> (2015) ; Gallego & Distel (2004) ; Lu & Liu (2003) ; Madella <i>et al.</i> (2005) ; Mulholland & Rapp (1992) ; Piperno (2006) ; Twiss <i>et al.</i> (1969) ; Walting & Iriarte (2013) ; Yost & Blinnikov (2011).
	Saddle squat	Mainly in L, I of Chloridoideae	Saddle shaped, convex edges longer than concave edges or equal dimension	Smooth surface	3.18 b1	8-12	An <i>et al.</i> (2015) ; Barboni & Bremond (2009) ; Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Lu & Liu (2003) ; Novello <i>et al.</i> (2012) ; Piperno (2006) ; Twiss <i>et al.</i> (1969) ; Wang & Lu (1993).
	Saddle long	Mainly in L, I of Chloridoideae and Bambusoideae	Saddle shaped, convex edges shorter than concave edges	Smooth surface	3.18 b2	10-20	An <i>et al.</i> (2015) ; Piperno & Pearsall (1998) ; Wang & Lu (1993).
	Collapsed saddle	L, I of Bambusoideae	5 concaves edges	Smooth surface	3.18 b3	12-20	Garnier <i>et al.</i> , (2013) ; Mercader <i>et al.</i> (2010).
	Rondel	L, I of Pooideae	Base oval, cylindric, top keeled	Smooth surface	3.18 c1	8-10	Traoré <i>et al.</i> (2015).
	Two-horned tower rondel	L, I of Pooideae, Chloridoideae and other grass subfamilies	Base oval, conical, top two-horned	Smooth surface	3.18 c2-c4	8-12	An <i>et al.</i> (2015) ; Blinnikov <i>et al.</i> (2013) ; Fredlund & Tieszen (1994) ; Gosh <i>et al.</i> (2011) ; Lu & Liu (2013) ; Mercader <i>et al.</i> (2010) ; Piperno (2006).
	Three-horned tower rondel		Base oval, conical top three-horned	Smooth surface	3.18 c5-c7	10-12	Biswas <i>et al.</i> (2016) ; Mercader <i>et al.</i> (2010) ; Traoré <i>et al.</i> (2015) ; Yost & Blinnikov (2011).
	Four-horned tower rondel		Base oval, conical top four-horned	Smooth surface	3.18 c8-c10	12-18	Bremond <i>et al.</i> (2008).
	Two-horned tower, concave end, thin shaft	Unknow	Base oval conical, top two-horned, concave	Smooth surface	3.18 c11	9-10	No referenced.
	Rondel, top star	Unknow	Base oval, conical, top star	Smooth surface	3.18 c12	8-10	No referenced.
	Rondel, top flat/truncated	L, I of Pooideae, Chloridoideae and other grass subfamilies	Base oval, conical, top truncated, top and base oval	Smooth surface	3.18 c13	10-15	Biswas <i>et al.</i> (2016) ; Novello <i>et al.</i> (2012).
	One-horned tower rondel	No current taxonomical significance	Base oval, conical, top one-horned	Smooth surface	3.18 c14	10-12	An <i>et al.</i> (2015).
Trapeziform	L, I of Pooideae	Cubic/parallelepipedal	Smooth surface	--	10-12	Novello <i>et al.</i> (2012).	

Tableau 3.10 - Classification des GSCP (*Grass Short Cells Phytoliths*) (d'après Chabot & Garnier, soumis).

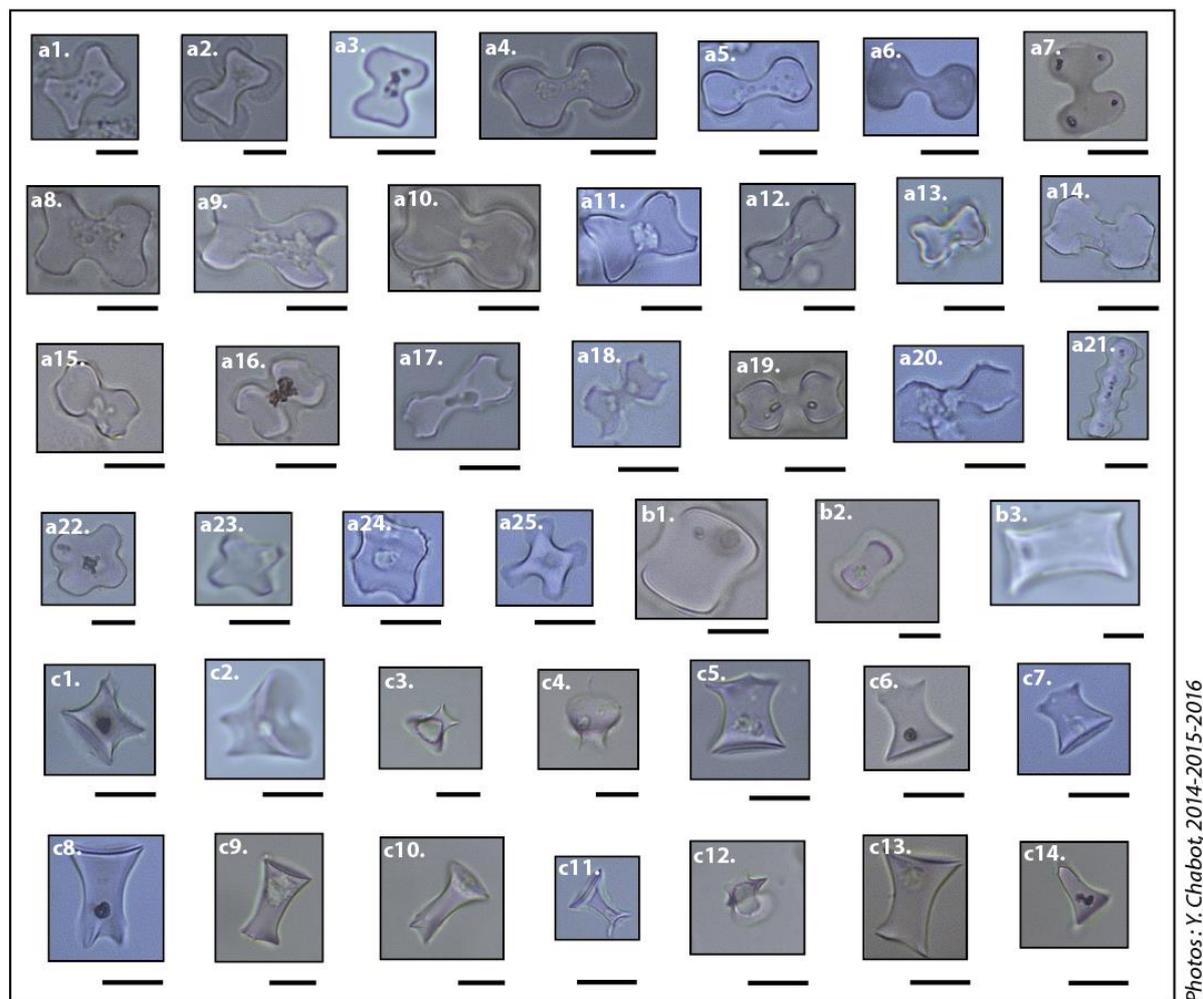


Figure 3.18 - Classification des GSCP (*Grass Short Cells Phytoliths*).

a1-a5. Bilobate flattened outer margin; a6. Bilobate convex outer margin; a7. Bilobate with one convex outer margin and one flat outer margin; a8-a12. Bilobate concave outer margin; a13-a14. Bilobate with one concave outer margin and one flat outer margin; a15-a20. Scooped bilobate; a21. Polylobate; a22-a25. Cross; b1. Saddle squat; b2. Saddle long; b3. Collapsed saddle; c1. Rondel; c2-c4. Two-horned tower rondel; c5-c7. Three-horned tower rondel; c8-c10. Four-horned tower rondel; c11. Two-horned tower rondel, concave end and thin shaft; c12. Rondel, top star; c13. Rondel, top flat/truncated; c14. One-horned tower. (Echelle: 10 µm).

3.3.3.2.1. Les GSCP « lobate »

Le morphotype « *lobate* » est produit en très grande majorité par les Panicoideae. Les « lobates » sont également présents en petite quantité chez les Chloridoideae, les Arundinoideae et les Bumbusoideae (Alexandre *et al.*, 1997). Ils sont synonymes de conditions environnementales tropicales et subtropicales chaudes et humides (Twiss *et al.*, 1969 ; Twiss, 1992 ; Wang & Lu, 1993 ; Alexandre *et al.*, 1997) et peuvent se présenter sous

diverses formes en fonction du nombre de lobes qui les composent. Dans notre classification, nous distinguons 3 formes majeures de GSCP « *lobate* » (**Tab. 3.10 et Fig. 3.18 a1-a25**).

Le premier est nommé « *bilobate* ». Il est constitué, comme son nom l'indique, de 2 lobes à la surface lisse. Les deux lobes sont opposés et reliés par une tige de taille variable et plus ou moins apparente (Twiss *et al.*, 1969 ; Rapp & Mulholland *et al.*, 1992). La taille de ce morphotype varie entre 8 et 25 µm. La forme des lobes peut varier : convexe, concave, convexe et concave, encoché, aplatie, aplatie et concave, aplatie et convexe... (**Tab. 3.10 et Fig. 3.18 a1-a20**). Ce morphotype, principalement produits chez les Panicoideae et, dans une moindre mesure chez les Chloridoideae, Oryzoideae et les Arundinoideae, a été identifié et décrit à de multiples reprises dans la littérature et pour des environnements différents (Twiss *et al.*, 1969 ; Mulholland, 1989 ; Twiss, 1992 ; Wang & Lu, 1993 ; Alexandre *et al.*, 1997 ; Piperno and Pearsall, 1998 ; Lu & Liu, 2003 ; Lu *et al.*, 2006 ; Gallego & Distel, 2004 ; Piperno, 2006 ; Barboni & Bremond, 2009 ; Iriarte *et al.*, 2010 ; Ghosh *et al.*, 2011 ; Yost & Blinnikov, 2011 ; Garnier *et al.*, 2013). Dans notre étude, nous avons identifié 6 grands types différents de « *bilobate* », principalement en raison de la forme des lobes : « *bilobate flattened outer margin* », « *bilobate convex outer margin* », « *bilobate with one convex outer margin and one flat outer margin* », « *bilobate concave outer margin* », « *bilobate with one concave outer margin and one flat outer margin* », « *Scooped bilobate* » (**Tab. 3.10 et Fig. a1-a20**). Le type « *scooped bilobate* » est diagnostique de la sous-famille des Erhartoideae et se caractérise par deux lobes concaves à angles très prononcés (en forme de pelle) et à la tige centrale courte (Pearsall *et al.*, 1995 ; Lu & Liu, 2003 ; Piperno, 2006 ; Neumann *et al.*, 2009 ; Iriarte *et al.*, 2010 ; Yost & Blinnikov, 2011 ; Garnier, 2013).

La seconde forme de GSCP « *lobate* » correspond au « *polylobate* » et se compose de trois lobes ou plus, disposés sur une tige centrale cylindrique à la surface lisse (Madella *et al.*, 2005) (**Tab. 3.10 et Fig. 3.18 a21**). Sa taille très variable est en moyenne comprise entre 18 et 40 µm (Novello *et al.*, 2012). Ce morphotype, essentiellement produit par les Panicoideae, mais aussi chez les Chloridoideae, Oryzoideae et les Arundinoideae, a été recensé nombre de fois dans la littérature et dans différentes régions du monde (Twiss, 1992 ; Wang & Lu, 1993 ; Piperno & Pearsall, 1998 ; Lu & Liu, 2003 ; Gallego & Distel, 2004 ; Lu *et al.*, 2006 ; Barboni & Brémond, 2009 ; Ghosh *et al.*, 2011 ; Yost & Blinnikov, 2011 ; Garnier, 2013).

La troisième forme est appelée « *cross* » et se caractérise par une forme équidimensionnelle constituée de 4 lobes bien distincts (**Tab. 3.10 et Fig. 3.18 a22-a25**). Ce

morphotype prend l'apparence d'une croix (Twiss *et al.*, 1969 ; Mulholland & Rapp, 1992). Sa taille moyenne est comprise entre 8 et 12 μm . Les « *cross* » sont principalement produits par les Panicoideae (Piperno, 2006). Ils ont notamment été identifiés dans le maïs (Piperno, 2006, 2009 ; An *et al.*, 2015). Ce morphotype a été observé a de multiples reprises dans le monde (Twiss *et al.*, 1969 ; Mulholland & Rapp, 1992 ; Lu & Liu, 2003 ; Gallego & Distel, 2004 ; Madella *et al.*, 2005 ; Piperno, 2006, 2009 ; Barboni & Brémond, 2009 ; Garnier *et al.*, 2013 ; Yost & Blinnikov, 2011 ; Walting & Iriarte, 2013 ; An *et al.*, 2015).

3.3.3.2.2. Les GSCP « *saddle* »

Le morphotype « *saddle* » ressemble à une selle de cheval. Il est produit en grande quantité par les Chloridoideae (Twiss *et al.*, 1969 ; Alexandre *et al.*, 1997) et par quelques taxons de Bambusoideae et Arundinoideae (Alexandre *et al.*, 1997 ; An *et al.*, 2015). Il est caractéristique des environnements chauds et secs (Twiss, 1992 ; Alexandre *et al.*, 1997). De manière générale il se compose de deux côtés opposés concaves connectés par deux autres côtés de forme convexes et également opposés (Mulholland, 1989). Dans certains cas, ces côtés peuvent être plus ou moins rectilignes. L'axe central concave est en principe plus fin que les extrémités convexes. Cependant, cette différence peut s'avérer atténuée pour certains morphotypes. La taille de ce morphotype est comprise entre 8 et 30 μm . Dans notre classification, trois grands types sont distingués (Tab. 3.10 et Fig. 3.18 b1-b3).

Le premier est nommé « *saddle squat* » se caractérise par deux côtés convexes plus larges ou de même taille que ses deux côtés concaves. L'axe central est court et parfois peu marqué. La surface de ce morphotype est lisse et sa taille moyenne est comprise entre 8 et 12 μm (Tab. 3.10 et Fig. 3.18 b1). Les « *saddles* » proviennent principalement des espèces de la sous-famille des Chloridoideae (Barboni & Brémond, 2009 ; Neumann *et al.*, 2009). Il est également identifié, dans une moindre mesure, dans la sous-famille des Arundinoideae (An *et al.*, 2015). Dans la littérature, ce morphotype est décrit par de nombreux chercheurs (Twiss *et al.*, 1969 ; Wang & Lu, 1993 ; Lu & Liu, 2003 ; Piperno, 2006 ; Barboni & Brémond, 2009 ; Novello *et al.*, 2012 ; Garnier *et al.*, 2013 ; An *et al.*, 2015).

Le second type correspond au « *saddle long* ». Il présente des extrémités convexes plus courtes que ses côtés concaves. Son axe central est long, fin et bien marqué. Sa surface est lisse et sa taille varie de 10 à 20 μm environ (Tab. 3.10 et Fig. 3.18 b2). Il est notamment produit par les Bambusoideae et associé à des conditions environnementales humides (Wang & Lu, 1993 ; Piperno & Pearsall, 1998 ; An *et al.*, 2015).

Le troisième type, « *collapsed saddle* », est produit par la famille des Bambusoideae. Ce morphotype présente 5 côtés concaves de taille variable. Il est de forme allongé (**Tab. 3.10 et Fig. 3.18 b3**) (Mercader *et al.*, 2010 ; Garnier *et al.*, 2013).

3.3.3.2.3. Les GSCP « *rondel* »

Le morphotype « *rondel* » est de forme conique à cylindrique et possède une base arrondie à elliptique. Sa partie supérieure peut varier et peut être aplatie, arrondie, en pointe(s), en crête. (**Tab. 3.10 et Fig. 3.18 c1-c14**). La taille moyenne de ce morphotype est comprise entre 8 et 12 µm (Twiss *et al.*, 1969 ; Mulholland, 1989 ; Mulholland & Rapp, 1992). De manière générale, ce morphotype est produit chez l'ensemble des Poaceae et plus spécifiquement dans les inflorescences et chez les Pooideae (Barboni & Bremond, 2009). Il est également rencontré chez les Chloridoideae (Lu & Liu, 2003 ; Gosh *et al.*, 2011), dans la sous-famille des Panicoideae, comme le maïs (Piperno, 2006 ; Yost & Blinnikov, 2011 ; Blinnikov *et al.*, 2013) ou bien encore dans le riz sauvage (*Zizania palustris*) en Amérique du Nord (Yost et Blinnikov, 2011) ou en Afrique (*Leersia hexandra*) (Novello *et al.*, 2012).

Huit grands types de GSCP « *rondel* » ont été identifiés (**Tab. 3.10 et Fig. 3.18 c1-c14**). Leur description/dénomination n'est pas aisée en raison de leur forme très variable et des nombreuses appellations usitées par les chercheurs. A ce jour, il n'existe pas de termes descriptifs standards adoptés dans la littérature (Lu & Liu, 2003). Aussi, et selon nos recherches dans la littérature, certains types identifiés dans cette étude n'ont encore jamais fait l'objet de description. Ainsi, dans cette étude, nous identifions : « *rondel* », « *two-horned tower rondel* », « *three-horned tower rondel* », « *four-horned tower rondel* », « *two-horned tower rondel, concave end and thin shaft* » (non recensé dans la littérature), « *rondel, top star* » (non recensé dans la littérature), « *rondel, top flat/truncated* », « *one-horned tower* » (**Tab. 3.10 et Fig. 3.18 c1-c14**). Malgré ces distinctions morphologiques, il n'est pas possible à ce jour de discriminer des sous-familles de Poaceae. Certains de ces types ne présentent même pas d'importance taxonomique à l'heure actuelle. C'est par exemple le cas du morphotype « *rondel one-horned tower* » (An *et al.*, 2015). Cette constatation justifie le développement de nouvelles investigations, car ces morphotypes sont susceptibles d'avoir une valeur taxonomique précise, comme le souligne Lu & Liu (2003).

3.3.3.2.4. Les GSCP « *trapeziform* »

Le morphotype « *trapeziform* » est de forme cubique/parallélépipédique (Novello *et al.*, 2012). Il est généralement observé dans les cellules épidermiques des Pooideae, et est peu observé dans notre étude.

3.3.3.3. Les phytolithes diagnostiques produits par des familles de plantes spécifiques

Les phytolithes diagnostiques produits par des familles ou des espèces de plantes spécifiques sont encore rarement identifiés par les phytolithologues. Dans notre étude, six familles sont discriminées par des morphotypes caractéristiques. Trois proviennent de familles monocotylédones non-graminéennes : les Arecaceae (Palmiers), les Cyperaceae et les Commelinaceae. Les trois autres sont issus de familles monocotylédones graminéennes : les Musaceae (Bananier), les Marantaceae et les Costaceae (Tab. 3.11 et Fig. 3.19).

3.3.3.3.1. Les Arecaceae

La production des phytolithes chez les Arecaceae est abondante (Kealhofer & Piperno, 1998). Deux types principaux de morphotypes sont distingués : « globular echinate » et « conical to hat-shaped » (Tab. 3.11 et Fig. 3.19 a1- a33).

Dans notre étude, le morphotype « *globular echinate* » peut être de forme sphérique, elliptique ou allongé. Son ornementation est associée à des épines droites (echinate). Sa taille varie de 6 à 25 µm (Tab. 3.11 et Fig. 3.19 a1-a26). Dans la littérature, ce morphotype est souvent observé (Tomlinson, 1961 ; Piperno, 1988, 2006 ; Kealhofer & Piperno, 1998 ; Bowdery, 1999 ; Runge, 1999 ; Albert *et al.*, 2006, 2009 ; Bozarth *et al.*, 2009 ; Fenwick *et al.*, 2011 ; Dickau *et al.*, 2013, 2016 ; Walting & Iriarte, 2013 ; Benvenuto *et al.*, 2015). En Asie du Sud-Est, ce morphotype est produit dans les fruits, les feuilles et ou les inflorescences de nombreux palmiers tels que *Cocos nucifera* (cocotier), *Elaeis guineensis* (palmier à huile), *Areca catechu* (palmier à bétel), *Nypa fruticans*, *Caryota mitis* parmi les plus communs... (Kealhofer & Piperno, 1998). Il n'est donc pas associé à une espèce de palmier en particulier.

Le morphotype « *conical to hat-shaped* » est de forme conique ou en forme de chapeau (hat-shaped). Il mesure environ 3 à 25 µm. Son ornementation est caractérisée par des pointes en cônes ou des épines droites. Sa surface est lisse ou rugueuse (Tab. 3.11 et Fig. 3.19 a27-a33). Il a été décrit à plusieurs reprises dans la littérature (Piperno, 1988, 2006 ; Kealhofer & Piperno, 1998 ; Walting & Iriarte, 2013 ; Benvenuto *et al.*, 2015 ; Dickau *et al.*, 2016).

A Sumatra, les Areceaceae sont dominants dans le paysage, notamment dans les plaines littorales. Un certain nombre d'entre eux sont cultivés. De nombreuses espèces ont une valeur économique importante, notamment dans la région Indo-Pacifique (Jones, 1988). Parmi elles, le palmier à huile, le palmier à bétel ou encore le cocotier sont très répandus à Sumatra. Dans ce contexte, les phytolithes produits par les palmiers peuvent être des marqueurs de l'emprise anthropique sur l'environnement par voie de défrichage, notamment (Boyd *et al.*, 1998 ; Runge, 1999). Mais les palmiers peuvent également être présents naturellement. Ils peuvent dans ce cas là être synonyme d'une couverture végétale dense de forêt (Piperno & Becker, 1996 ; Boyd *et al.*, 1998). C'est notamment le cas sur le littoral de Sumatra Nord avec le palmier *Nypa futricans* qui, bien qu'exploité par les populations locales pour de multiples utilisations (Tsuji *et al.*, 2011), constitue une formation dense de mangrove.

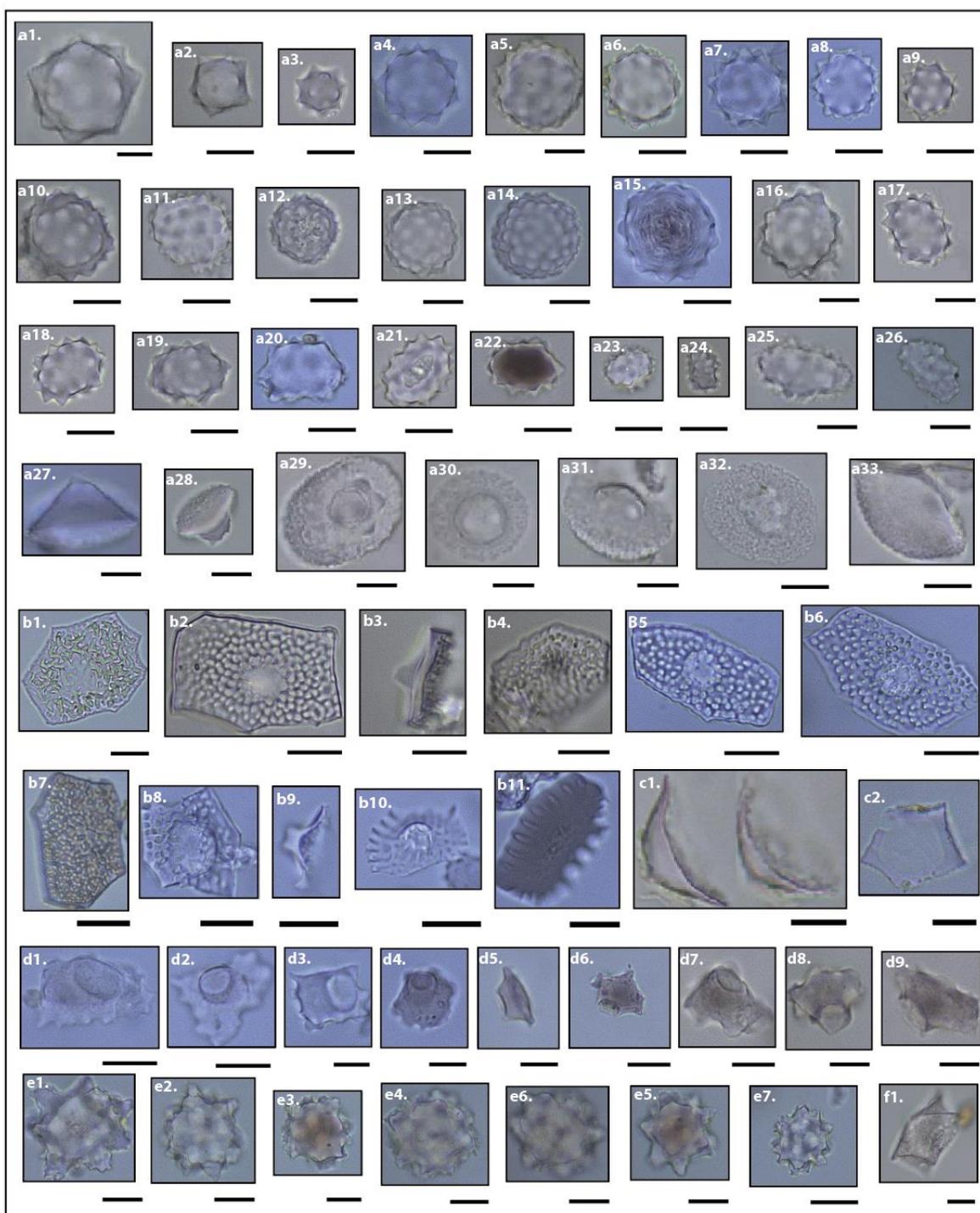
3.3.3.3.2. Les Cyperaceae

Les Cyperaceae ou Sedges sont des plantes monocotylédones herbeuses qui poussent en touffes dans des environnements humides, tels que les zones marécageuses ou sur les bords des mares. Elles sont également associées aux adventices. Parmi les milliers d'espèces que compte cette famille, *Cyperus papyrus*, appelé Papyrus dans le langage courant, est très certainement celle qui nous est la plus familière. Les phytolithes produits par les Cyperaceae sont d'une importance écologique considérable puisqu'ils peuvent permettre une identification taxonomique précise, rattachés à des conditions environnementales spécifiques. Ils sont principalement originaires de l'épiderme des feuilles (Piperno, 1988) mais sont assez peu représentés dans les assemblages provenant d'échantillons modernes (Alexandre *et al.*, 1997 ; Barboni *et al.*, 1999 ; Novello *et al.*, 2012). Leur forme est singulière et très caractéristique. Elle prend l'allure d'une plaque polyédrique à la surface plane et ornementée, aux côtés relativement droits et allongés, ou circulaires, et variant entre 5 et 7 et nommé « *papillae* » ou encore « *achene* » dans la littérature (Tab. 3.11 et Fig. 3.19 b1-b11). Les sommets sont arrondis et/ou pointus et un ou plusieurs apex peut, ou non, être présent(s) au centre (Piperno, 1988 ; Runge, 1999). Ce dernier peut être rond, plat ou en pointe (Ollendorf, 1992). La taille moyenne de ce phytolithe est comprise entre 15 et 30 μm . Ce morphotype est très bien recensé dans la littérature, pour diverses régions du monde (Piperno, 1988, 2006 ; Ollendorf, 1992 ; Kealhofer & Piperno, 1998 ; Runge, 1999 ; Parr & Sullivan, 2005 ; Iriarte *et al.*, 2009 ; Fernandez-Honaine *et al.*, 2009 ; Garnier *et al.*, 2013 ; Walting & Iriarte, 2013 ; An *et al.*, 2015 ; Traoré *et al.*, 2015).

Category	Morphotype Name	Origin	Morphotype shape	Texture/ornementation	Fig. no	Size (µm)	Reference
Family specific	Globular echinate	L, W, R, I, S, and F of <i>Arecaceae</i>	Spherical, elleptical or oblong	Regular echinate processes	3.19 a1-a26	6-25	Albert <i>et al.</i> (2006, 2009) ; Benvenuto <i>et al.</i> (2015); Bowdery (1999) ; Bozarth <i>et al.</i> (2009) ; Dickau <i>et al.</i> (2013, 2016) ; Fenwick <i>et al.</i> (2011) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Piperno (1988, 2006) ; Runge (1999) ; Tomlinson (1961) ; Walting & Iriarte (2013).
	Conical to hat-shaped		Conical to hat-shaped	Cones pointed or echinate; Smooth and rough surface	3.19 a27-a33	3-25	Benvenuto <i>et al.</i> (2015) ; Dickau <i>et al.</i> (2016) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Piperno (1988, 2006) ; Walting & Iriarte (2013).
	Papillae/Achene	F and L of <i>Cyperaceae</i>	Pentagol, hexagonal or heptagonal; Elongate or not, with a central rounded cone	Smooth, straight or sinuous edges; Favose surface	3.19 b1-b11	15-30	An <i>et al.</i> (2015) ; Ferdandez-Honaine <i>et al.</i> (2009) ; Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Iriarte & Paz (2009) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Ollendorf (1992) ; Parr & Sullivan (2005) ; Piperno (1988, 2006) ; Runge (1999) ; Traoré <i>et al.</i> (2015) ; Walting & Iriarte (2013).
	Tongue shaped	F and S of <i>Commelinaceae</i>	Polygonal base conical; Upper part conical, lateral walls concave	Basal part smooth, slightly convex margin dentate, bent upwards	3.19 c1-c2	< 40	Eichhorn <i>et al.</i> (2010) ; Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Neumann <i>et al.</i> (2009) ; Piperno (1988).
	Volcaniform	From differents parts of <i>Musaceae</i>	Parallelepipedal to sub-cubic base with a trough shape in the centre	Vecurrate edges at the base; Smooth surface	3.19 d1-d9	15-25	Ball <i>et al.</i> (2006, 2016) ; Bowdery (1999) ; Chen & Smith (2013) ; Denham <i>et al.</i> (2003) ; Horrocks <i>et al.</i> (2009) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Lentfer (2009) ; Madella <i>et al.</i> (2005) ; Mbida <i>et al.</i> (2000, 2001) ; Piperno (2006) ; Perrier <i>et al.</i> (2011) ; Runge (1999) ; Vrydaghs <i>et al.</i> (2009) ; Vrydaghs & De Langhe (2003) ; Wilson (1985).
	Globular verrucate	L, I, St and F of <i>Marantaceae</i>	Spherical	Irregular verrucate processes	3.19 e1-e7	9-20	Albuquerque <i>et al.</i> (2013) ; Chen & Smith (2013) ; Iriarte <i>et al.</i> (2010); Mercader <i>et al.</i> (2000); Piperno (1985, 1988, 2006) ; Runge (1999).
	Globular folded	Mainly in L of <i>Costaceae</i>	Spherical	Irregular angled to folded surface	3.19 f1	6-20	Chen & Smith (2013) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Piperno (2006) ; Strömberg (2003, 2004).

L : Leaves ; W : Woods ; R : Roots ; I : Inflorescences ; S : Seeds ; F : Fruits ; St : Stems

Tableau 3.11 - Classification des morphotypes de familles spécifiques (d'après Chabot & Garnier, soumis).



Photos : Y. Chabot, 2014-2015-2016

Figure 3.19 - Classification des morphotypes de familles spécifiques.

a1-a26. Arecaceae (*globular echinate*); a27-a33. Arecaceae (*conical to hat-shaped*); b1-b10. Cyperaceae (*papillae* ou *achene*); c1-c2. Commelinaceae (*tongue-shaped*); d1-d9. Musaceae (*volcano shaped*); e1-e7. Marantaceae (*globular verrucate*); f1. Costaceae (*globular folded*). (Echelle: 10 µm).

En Asie du Sud-Est, le morphotype « *conical to hat-shaped* » est notamment produit dans les fruits, les feuilles et ou les inflorescences du palmier *Nypa fruticans* et du palmier *Caryota mitis* (Kealhofer & Piperno, 1998).

3.3.3.3.3. Les Commelinaceae

Les Commelinaceae constituent une famille d'herbes annuelles ou vivaces appartenant au groupe des monocotylédones et préférant les milieux humides (Piperno, 1988). Le morphotype qu'ils produisent est généralement de forme polyhédrique, à la surface lisse et aux bords droits, qui Piperno (1988) nomme « *tongue shaped* » (Tab. 3.11 et Fig. 3.19 c1-c2). Ce morphotype présente un cône en son centre. Sa taille est inférieure à 40 µm.

3.3.3.3.4. Les Musaceae

En Asie du Sud-Est, et plus largement sous les latitudes tropicales, les bananes sont une source de nourriture majeure et ont une valeur économique importante. Des recherches conduites en Papouasie-Nouvelle-Guinée ont fourni des preuves archéologiques anciennes de la présence des phytolithes de bananes cultivées autour de 7000-6500 BP (Denham *et al.*, 2003). Certains affirment même que le bananier serait l'une des plus anciennes plantes comestibles domestiquées (Wilson, 1985 ; Denham *et al.*, 2003, 2004). Bien que sa domestication et sa diffusion soit une question complexe, les bananes domestiquées dérivent de Eumusa (*Musa acuminata*, *Musa balbisiana*) et Australimusa (*M. maclayi*) (De Langhe *et al.*, 2009 ; Ball *et al.*, 2016). Les phytolithes produits par les Musaceae leur confèrent une importance toute spécifique au sein de la recherche archéologique, puisqu'elle permet de mieux comprendre la diffusion des Musaceae comme plante consommable domestiquée, et sa gestion comme ressource végétale au cours du temps (Vrydaghs *et al.*, 2003, 2009 ; Vrydaghs & De Langhe, 2003 ; Ball *et al.*, 2016).

Les phytolithes produits par les Musaceae sont originaires des différents tissus et organes des bananiers (Piperno, 1988 ; Lentfer, 2009 ; Chen & Smith, 2013). Les phytolithes des graines et des feuilles sont les plus étudiés. Les graines des Musaceae produisent des phytolithes diagnostiques du genre et parfois même de l'espèce (Lentfer, 2009 ; Perrier *et al.*, 2011). Dans les feuilles, les phytolithes se déposent au niveau des cellules entourant le tissu vasculaire (Ball *et al.*, 2006).

A Sumatra, et plus largement en Asie du Sud-Est, le genre *Musa* (et notamment l'espèce *Musa acuminata*) est dominant dans la famille des Musaceae, et a été identifié à de multiples reprises (Kealhofer & Piperno, 1998 ; Bowdery, 1999 ; De Langhe *et al.*, 2009 ; Vrydaghs *et al.*, 2009). *Musa* produit un morphotype en forme de volcan appelé « *volcano shaped* » (Ball *et al.*, 2006), « *trough shaped* » (Piperno, 1988 ; Kealhofer & Piperno, 1998) ou encore « *volcaniform phytolith* » (Mbida *et al.*, 2001), très abondant dans les feuilles (Kealhofer &

Piperno, 1998). Il est composé d'une partie basale relativement épaisse, parallélépipédique à sub-cubique, et d'une partie surélevée qui prend la forme d'un cône tronqué ou sub-cylindrique (**Tab. 3.11 et Fig. 3.19 d1-d9**) (Mbida *et al.*, 2001). Les bords de la partie basse peuvent être lisses, irréguliers et crénelés. Le cratère présent au centre est en forme de selle légèrement concave et plus ou moins profond, souvent positionné latéralement au morphotype, plutôt que sur sa partie élevée (Piperno, 1988). Dans l'ICPN, il est défini comme ayant une forme générale volcanique concave lisse (Madella *et al.*, 2005). En général, la taille de ce morphotype est d'environ 15-21 μm de longueur et de 4 à 6 μm de largeur (Piperno, 1988).

3.3.3.3.5. Les Marantaceae

Les Marantaceae sont associés à une petite famille d'herbacée tropicale vivants principalement dans des habitats sombres et humides des forêts tropicales, ou en marges, ou bien au niveau des clairières (Dahlgren *et al.*, 1985 ; Kealhofer & Piperno, 1998). Les Marantaceae produisent des phytolithes globulaires d'aspect noduleux, pouvant être nommé « *globular verrucate* » Piperno (2006) le nomme « *conical and spherical with nodulose* ». La surface de ce morphotype est composée de petites proéminences verruqueuses réparties de façon irrégulière (**Tab. 3.11 et Fig. 3.19 e1-e7**). La taille (9 à 20 μm), la forme et la régularité des proéminences à la surface du morphotype le distingue très clairement des « *globular echinate* » et des « *globular decorated* » (Piperno, 2006). Le « *globular verrucate* » est produit uniquement par la famille des Marantaceae (Piperno, 1985, 1988, 2006 ; Albuquerque *et al.*, 2013 ; Chen & Smith, 2013) et est très abondant (Kealhofer & Piperno, 1998). Il est couramment usités dans les études phytolithiques holocènes pour indiquer la présence d'habitats forestiers humide en milieu tropical (Kealhofer & Piperno, 1998 ; Runge, 1999; Mercader *et al.*, 2000).

3.3.3.3.6. Les Costaceae

Les Costaceae regroupent des plantes monocotylédones herbeuses des basses terres tropicales, vivants dans les forêts sombres et humides (Kealhofer & Piperno, 1998). Chez cette famille, le morphotype le plus couramment produit est le « *globular folded* ». Il est de forme sphérique et se caractérise par une surface irrégulière pliée (**Tab. 3.11 et Fig. 3.19 f1**). Dans notre étude, sa taille varie de 6 à 20 μm , mais de manière générale, elle varie en fonction des espèces qui le produisent (Kealhofer & Piperno, 1998). Les Costaceae produisent également des tracheides et des sclérides « *mutlifaceted polyhedral* ».

3.3.3.4. Les phytolithes non diagnostiques

Certains phytolithes ne sont pas strictement rattachés à une famille de plantes, ni même à des grands groupes de végétaux tels que les dicotylédones ou les monocotylédones. Ces phytolithes sont dit « non-diagnostiques ». Ils ne possèdent pas d'unité taxonomique réellement établie. Dans cette étude, trois groupes de phytolithes non-diagnostiques ont été discriminés. Il s'agit des « *elongate* », des « *bulliform* » et des « *tracheids* ». Ces phytolithes ont été dénombrés mais ne sont pas pris en compte dans l'interprétation des cortèges phytolithiques actuels et fossiles de notre étude.

3.3.3.4.1. Les phytolithes allongés (« *elongate* »)

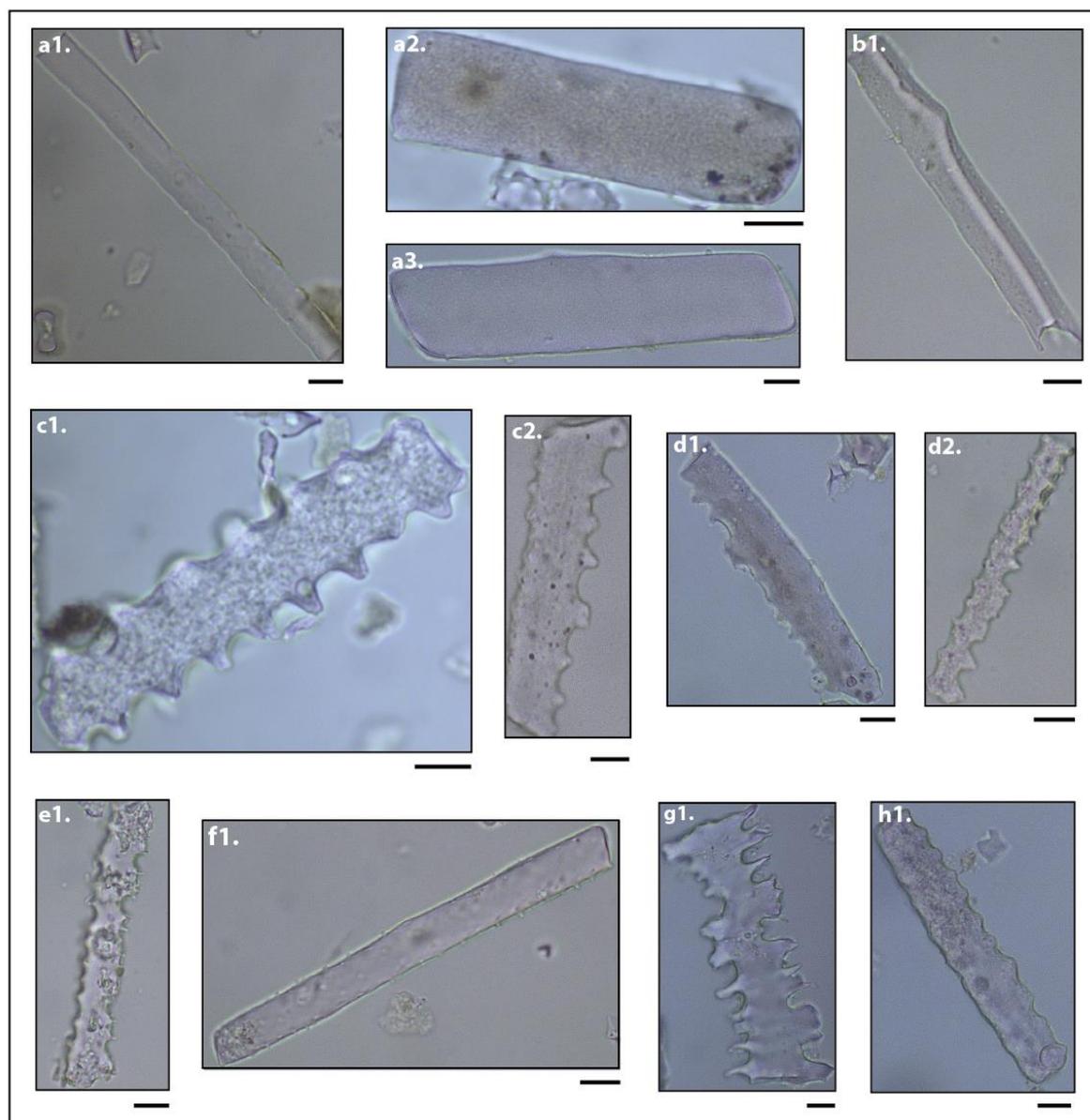
Les cellules allongées sont produites au niveau de l'épiderme, principalement chez les Poaceae et de leurs sous-familles, mais ne sont pas spécifiquement caractéristiques de ces dernières (Twiss *et al.*, 1969 ; Lu & Liu, 2003 ; Barboni *et al.*, 2007). Ces cellules assurent notamment le maintien vertical de la plante et se localisent entre les cellules courtes (GSCP). Les cellules allongées sont définies comme étant plus longues (de plusieurs dizaines de microns à plus de 100 µm pour les plus longues) que larges, et ont une ornementation variée (Madella *et al.*, 2005). C'est principalement sur ce dernier critère que les cellules « *elongates* » de notre classification ont été distinguées. Au total, 8 types différents ont pu être discriminés au sein de nos assemblages actuels et fossiles : « *elongate psilate* », « *elongate parallelepipedal* », « *elongate crenate* », « *elongate echinate* », « *elongate echinate and columelatte* », « *elongate columelatte* », « *elongate dendriform* », et « *elongate sinuate* » (Tab. 3.12 et Fig. 3.20).

Parmi ces types, « *elongate psilate* », « *elongate sinuate* », « *elongate crenate* » et « *elongate echinate* » sont les plus représentés dans nos enregistrements. La forme de leur ornementation varie en fonction du lieu de cristallisation de la silice à l'intérieur de la plante. Par exemple, il est rapporté que les morphotypes « *elongate sinuate* » et « *elongate dendriform* » sont principalement observées dans les feuilles des Poaceae, ainsi que dans les inflorescences (Piperno, 2006). D'autres, comme « *elongate psilate* », ont une origine attribuée aux tissus vasculaires et au sclérenchyme des feuilles et des tiges des dicotylédones, des Poaceae et des Cyperaceae (Piperno, 1988 ; Runge, 1999).

Category	Morphotype Name	Origin	Morphotype shape	Texture/ornementation	Fig. no	Size (µm)	Reference
Non-diagnostic	Elongate psilate	L, vascular tissue, sclerenchyma, subepidermal St in grasses and non-grasses, certain conifers, sedges, palms and ferns	Elongate straight, rectangular plates	Smooth surface	3.20 a1-a3	20 to more 100	Kondo <i>et al.</i> (1994) ; Piperno (1988) ; Runge (1999) ; Strömberg (2004).
	Elongate parallelepipedal	Vessels of grasses and non-grasses	Elongate, parallelepipedal, straight with edges	Smooth surface	3.20 b1	20-to more 100	Madella <i>et al.</i> (2005) ; Runge (1999).
	Elongate crenate, echinate, columellate, dendriform, sinuate	L, I of grasses, certain conifers, sedges, palms	Elongate straight, rectangular plates with various edges	Smooth surface	3.20 c1-h1	20-to more 100	Piperno (1988, 2006) ; Strömberg (2003, 2004).
	Cuneiform bulliform	L of grasses, L and St of Oryza, Bamboo	Fan shaped with various edges	Smooth surface with, or not, protuberances	3.21 a1-a24	20-80	Kobayashi (1986) ; Kondo <i>et al.</i> (1994) ; Lu <i>et al.</i> (1997, 2002, 2006) ; Ma <i>et al.</i> (2016) ; Piperno (2006) ; Rosen <i>et al.</i> (2017) ; Runge (1999) ; Strömberg (2004) ; Sugiyama & Fujirawa (1986) ; Sugijama (1987) ; Zhao (1998) ; Zheng <i>et al.</i> (2003).
	Parallelepipedal bulliform	Mainly in L of Poaceae	Parallelepipedal shape with straight and /or sinuate edges	Smooth surface	3.21 b1-b5	30-50	Kondo <i>et al.</i> (1994) ; Mercader <i>et al.</i> (2010) ; Runge (1999) ; Strömberg (2004) ; Gallego & Distel (2004).
	Tracheids	Mainly in non-grasses plants	Elongate or cylindric straight	Various surface/ornementation (spiral, reticulated, scalariform...)	3.22 a1-d1	25-to more 100	Mercader <i>et al.</i> (2010) ; Runge (1999) ; Strömberg (2004).

L : Leaves ; I : Inflorescences ; St : Stems

Tableau 3.12 - Classification des morphotypes allongés, bulliformes et trachéides (d'après Chabot & Garnier, soumis).



Photos : Y. Chabot, 2014-2015-2016

Figure 3.20 - Classification des morphotypes allongés.

a1-a3. « *Elongate psilate* »; b1. « *Elongate parallelepipedal* »; c1-c2. « *Elongate crenate* »; d1-d2. « *Elongate echinate* »; e1. « *Elongate echinate and columelatte* »; f1. « *Elongate columelatte* »; g1. « *Elongate dendriform* »; h1. « *Elongate sinuate* ». (Echelle: 10 μ m).

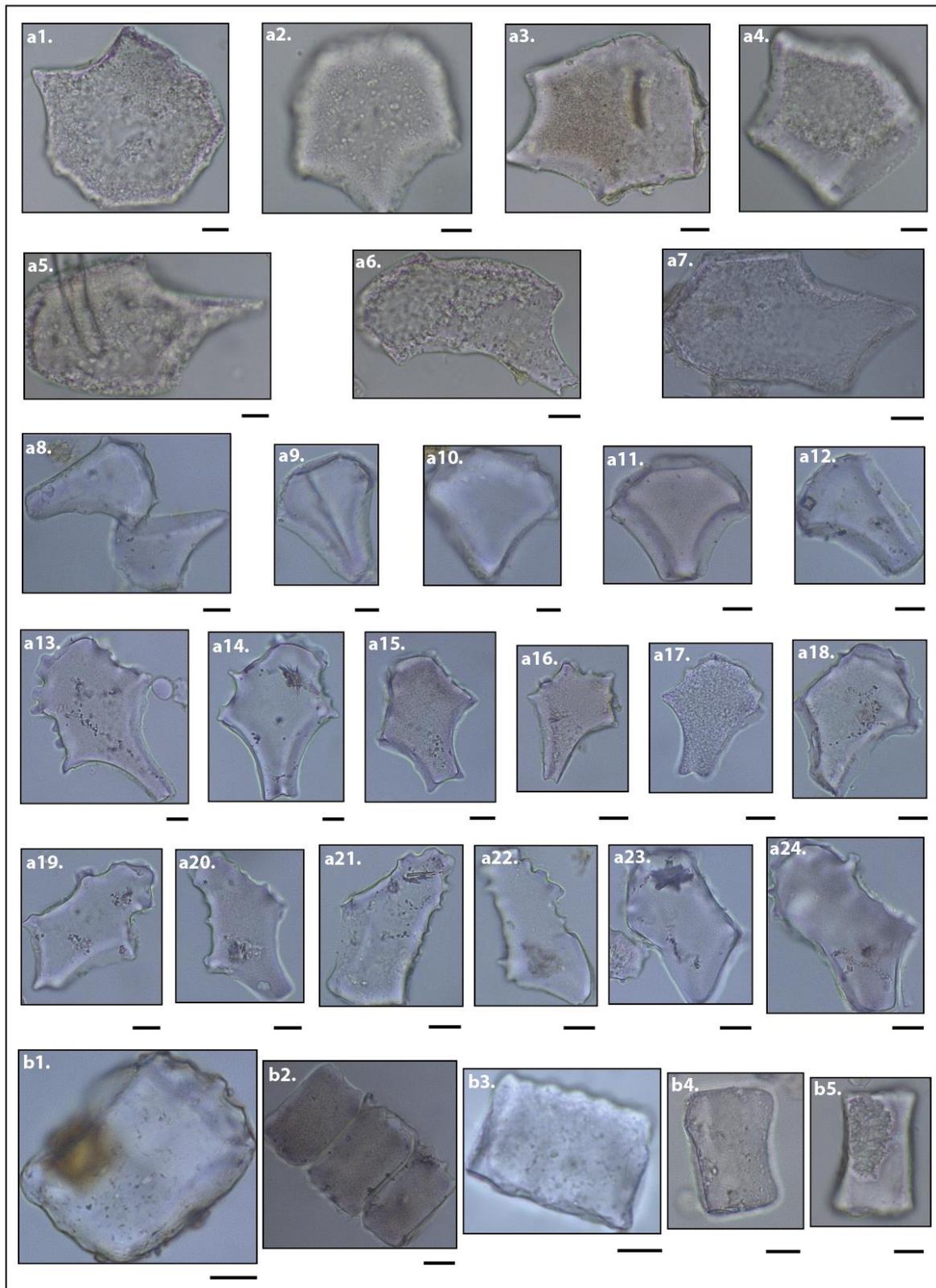
3.3.3.4.2. Les phytolithes bulliformes (« *bulliform* »)

Les cellules bulliformes sont de grande taille (de 30 à 75 μ m) et plutôt massives. Elles sont communes à presque toutes les graminées et ne sont pas significatives d'un point de vue taxonomique. Elles proviennent de l'épiderme des feuilles et seraient étroitement corrélées aux conditions environnementales du milieu (Piperno, 1988). L'humidité de l'air et l'eau contenue dans le sol sont deux paramètres physiques majeurs qui contrôlent la présence et la quantité de ces cellules dans les enregistrements phytolithiques. Certains chercheurs précisent

même que les cellules bulliformes ne peuvent pas se silicifier dans les Poaceae des environnements secs (Parry *et al.*, 1958b). Les cellules bulliformes des Poaceae peuvent être utilisées comme indicateur d'humidité du sol dans la mesure où leur production est plus importante dans les milieux humides, et, où le système racinaire des plantes a été submergé (Piperno, 1988). A Sumatra, où l'humidité est importante et constante, et les pluies très abondantes et relativement régulières toute l'année, les cellules bulliformes sont bien représentées dans nos assemblages actuels et fossiles. Deux grands types peuvent être distingués : « *Cuneiform Bulliform* », et « *Parallelepipedal Bulliform* » (Tab. 3.12 et Fig. 3.21 a1-b5).

Les cellules bulliformes « *Cuneiform Bulliform* » ont une dimension et une ornementation qui varient sensiblement. Les bords peuvent être convexes, concaves, droits, avec des protubérances arrondies, en pointes... (Tab. 3.12 et Fig. 3.21 a1-a24). Dans tous les cas, c'est leur allure générale en forme d'éventail qui en fait une de leur caractéristique commune. En Asie, ils sont très bien identifiés dans les feuilles et la tige du riz (Pearsall *et al.*, 1995 ; Lu *et al.*, 1997, 2002 ; Zhao ; 1998 ; Zheng *et al.*, 2003 ; Piperno, 2006 ; Can *et al.*, 2012 ; Rosen *et al.*, 2017 ; Ma *et al.*, 2016). D'autres, au Japon notamment, les ont identifiés dans les bambous (Kobayashi, 1986 ; Sugiyama & Fujiwara, 1986 ; Sugiyama, 1987). Dans notre étude, malgré des différences morphologiques et texturales notables, et par souci de taxonomie, les « *Cuneiform Bulliform* » ont été regroupés en un seul et même groupe. Davantage d'investigations sont nécessaires afin de permettre, peut-être, une meilleure discrimination et d'assurer une association claire à des sous-familles de Poaceae.

Les cellules bulliformes en forme de parallélépipède épais « *Parallelepipedal Bulliform* » sont de forme compacte et rectangulaire. Leurs bords peuvent varier et être droits, concaves, convexes, crénelés. (Tab. 3.12 et Fig. 3.21 b1-b5).



Photos : Y. Chabot, 2014-2015-2016

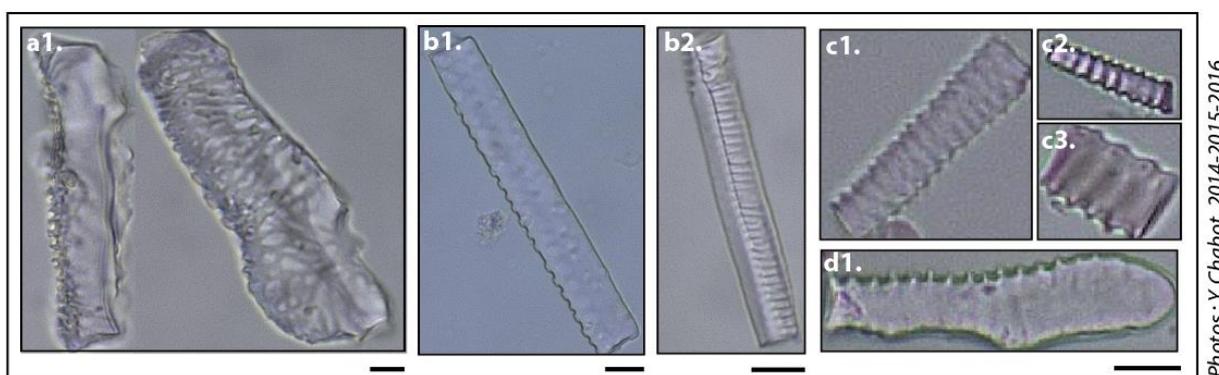
Figure 3.21 - Classification des phytolithes bulliformes.

a1-a24. « *Cuneiform Bulliform* »; b1-b5. « *Parallelepipedal Bulliform* ». (Echelle: 10 μ m).

Contrairement aux « *Cuneiform bulliform* », les « *Parallelepipedal Bulliform* » ne sont pas spécifiquement rattachées aux Poaceae. Piperno (1988) note par exemple leur présence chez certaines dicotylédones, tel que le poivrier (*Piper nigrum*), et chez des monocotylédones, tel que les Arecaceae (Piperno, 1988).

3.3.3.4.3. Les trachéides

Les trachéides constituent le dernier type de cellule non diagnostique au sein de notre classification. Ils correspondent aux éléments du tissu vasculaire silicifié, dont le rôle premier est, entre autres, la conduction de l'eau dans la plante et ses différentes composantes (Piperno, 1988, 2006). Ils sont produits dans les monocotylédones et les dicotylédones. La plupart des trachéides n'ont pas de valeur taxonomique et ne sont pas rattachés spécifiquement à un type de plante. Les trachéides sont la plupart du temps de formes allongées et peuvent être irréguliers (Piperno, 1988, 2006). Leur taille varie de quelques dizaines de microns à plus de 100 µm. Leur aspect général est compact et leur surface est ornementée. L'ornementation peut prendre différentes formes : réticulée, scalariforme, spiralée ou annelée (Tab. 3.12 et Fig. 3.22 a1-d1).



Photos: Y. Chabot, 2014-2015-2016

Figure 3.22 - Classification des trachéides.

a1. Trachéide réticulé; b1-b2. Trachéide scalariforme; c1-c3. Trachéide spiralé ou annelé; d1. Trachéide laminaire. (Echelle: 10 µm).

Le type « spiralé » ou « annelé » a été mis en évidence par Runge (1999) qui le décrit comme « *rod with a ring or spiral-shaped surface derived from tracheids* » dans sa classification. Il est décrit comme un corps siliceux caractérisé par une surface ornementée en spirales, anneaux ou avec des excroissances en formes de points (Tab. 3.12 et Fig. 3.22 c1-c3). La production de ce morphotype a lieu dans les vaisseaux et les trachéides, principalement chez les plantes arborées (Runge, 1998). Dans une moindre mesure, ce

phytolithe a également été observé chez les Poaceae. La surface ornementée qui caractérise sa surface, reflète l'intérieur des parois du système vasculaire (Runge, 1999).

Le type « laminé », relativement proche du type précédent, a été identifié par Mercader *et al.* (2010) et nommé « *Vessels laminate* ». Il est également connu sous le nom de « *Cylindric sulcate tracheid* » dans l'ICPN (Madella *et al.*, 2005). Ce morphotype est décrit comme un corps tabulaire, sub-polygonal à la surface stratifiée « *covered with layers* » (Tab. 3.12 et Fig. 3.22 d1) (Mercader *et al.*, 2010).

3.3.4. Interprétation des assemblages phytolithiques

Jusqu'à maintenant, deux principales approches classiques ont été développées dans l'interprétation des cortgères phytolithiques, dans la plupart des études paléoenvironnementales. Il s'agit de l'approche générale et de l'approche par indices ou spécifique. Dans notre étude, la première est plus particulièrement privilégiée.

3.3.4.1. L'approche générale

L'approche générale, largement développée par Strömberg (2002, 2004), consiste à étudier l'assemblage phytolithique dans sa globalité afin d'observer des grandes tendances d'évolutions végétales. Cette approche était déjà mise avant 10 ans auparavant par Fredlund & Tieszen (1994) pour les grandes plaines nord-américaines. Cette approche est également à privilégier dans les environnements anthropisés et les milieux hors de la savane, là où la couverture graminéenne est faiblement représentée, et ne peut être analysée à travers la seconde approche, principalement basée et limité à l'étude des GCSP (Garnier, 2013). L'approche générale considère ainsi tous les morphotypes et toutes les classes de tailles, afin d'obtenir une meilleure compréhension des différents types de végétations et une meilleure reconstitution des dynamiques et des évolutions végétales à l'échelle locale (Fredlund and Tieszen, 1994 ; Runge, 1999 ; Mercader *et al.*, 2010).

3.3.4.2. L'approche par indices ou spécifique

L'approche par indices ou spécifique, considère seulement un nombre limité de phytolithes diagnostiques et de fraction inférieure à 60 µm, et est principalement contruite à partir des phytolithes de Poaceae. Cette approche a permis de définir 4 indices afin de décrire la végétation et sa corrélation avec certains paramètres climatiques, tels que l'humidité et la température : l'indice de couverture arborée (D/P), d'humidité/aridité (Iph), de stress hydrique

(Fs) et de température (Ic). Elle est principalement développée et adaptée pour le continent africain (Alexandre *et al.*, 1997 ; Barboni *et al.*, 1999, 2007 ; Bremond, 2003 ; Bremond *et al.*, 2005 a, b, 2008 ; Alexandre & Bremond, 2009 ; Neumann, *et al.*, 2009 ; Garnier *et al.*, 2013).

Dans notre étude, seul l'indice D/P (Dicotyledone ligneux/Poaceae) est usité. Cet indice, proposé pour la première fois par Alexandre *et al.* (1997), décrit la couverture arborée versus la couverture Poaceae en usitant le rapport entre les morphotypes « *globular decorated* » produit principalement dans les dicotylédones ligneuses de certaines espèces tropicales (Piperno, 1988), et certains morphotypes de Poaceae (Bremond *et al.*, 2008). Alexandre *et al.* (1997) montre que la valeur du D/P est supérieure à 1 en milieu fermé, de type forêt tropicale, et inférieure à 1 en milieu ouvert, de type savane. Toutefois, l'application de cet indice est encore aujourd'hui en phase de test. Sa formule de calcul a notamment fait l'objet de nombreuses modifications par l'ajout ou l'exclusion de certains morphotypes. Aussi, sa validité comme indicateur de la densité de la couverture arborée a été questionnée à plusieurs reprises, tel que par Strömberg (2002, 2004), qui démontre que l'utilisation de l'approche générale et de l'approche par indice fournit des interprétations différentes en ce qui concerne l'ouverture du paysage dans une étude paléo-écologique des grandes plaines nord-américaines. Elle souligne que la plupart du temps, l'approche par indices suggère la présence de prairies, alors que l'approche générale indique des milieux relativement fermés, marqués par la présence de graminées de bambous, de dicotylédones ligneuses et herbacées et de palmiers. Cet indice ne reflète donc pas précisément la couverture végétale réelle et peut ne pas être adapté pour tous types de plantes et tous types d'environnements.

Dans notre étude, l'abondance des phytolithes de palmiers questionne également la valeur de l'indice D/P. Les palmiers sont en effet souvent considérés comme des indicateurs de milieux fermés, de type forêt (Piperno and Becker, 1996), ou bien comme cultivés et associés aux activités humaines, résultant de défrichements et d'habitats ouverts (Boyd *et al.*, 1998 ; Runge, 1999), que l'indice D/P ne parvient pas à refléter.

Conclusion

Les deux approches développées dans cette étude doivent permettre de restituer la paléogéographie et l'évolution des successions paysagères du système fluvial de Deli, et plus particulièrement du site de Kota Cina, situé au cœur des questionnements de cette thèse.

La démarche géomorphologique, centrée sur l'étude des archives sédimentaires et volcaniques grâce à la réalisation de 26 coupes et 208 sondages à la tarière, en intra et en inter-site (Kota Cina), constituent l'axe central de cette étude. Elle permet la constitution d'une base de données lithostratigraphiques riche, fondée sur l'analyse granulométrique de 294 échantillons, qui doit permettre une compréhension, puis une restitution des dynamiques hydro-sédimentaires et volcaniques de la vallée de Deli, et du site de Kota Cina, encore jamais tentée dans cette région (**cf. Partie 2 et 3**).

L'approche biogéographique, complémentaire, est développée uniquement sur le site de Kota Cina et s'attache à comprendre et restituer l'évolution du couvert végétal et de ses dynamiques à travers l'étude des phytolithes retrouvés dans les dépôts sédimentaires et volcaniques du site, avant, pendant et après son occupation. Cet indicateur est particulièrement bien adapté à notre terrain d'étude, en raison des conditions environnementales défavorables à la conservation d'autres marqueurs tels que les pollens, mais aussi pour son apport sur l'anthropisation des milieux. Par ailleurs, il offre la possibilité, pour la première fois à Sumatra, de mettre en place une base de données référentielle des phytolithes, reposant sur l'analyse de 43 échantillons modernes et fossiles.

Deuxième partie

RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Chapitre 4 - DESCRIPTION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE ET RECONSTITUTION DES DYNAMIQUES DU SYSTEME FLUVIAL DE DELI

Introduction

La description du remplissage volcano-sédimentaire et la reconstitution des dynamiques du système fluvial de Deli ont nécessité un certain nombre d'investigations de terrain. Ces investigations ont été conduites sur chacun des styles fluviaux identifiés dans la première partie de cette thèse (cf. **chapitre 2**). Excepté pour le secteur le plus à l'amont (site S6) qui ne possède pas d'archives volcaniques et/ou sédimentaires, l'ensemble de la moyenne et de la basse vallée (hors site de Kota Cina, présenté dans le chapitre 5) a fait l'objet de coupes et de sondages à la tarière pour établir la nature des dépôts et leur organisation structurale (**Fig. 4.1**). Dans la moyenne vallée, l'observation du remplissage repose sur la réalisation de coupes ponctuelles ou le long de transects, en long et en travers de la rivière Deli. Dans la basse vallée, les observations sont faites sur des coupes et des sondages à la tarière (**Fig. 4.1**).

Ce chapitre présente de l'amont vers l'aval les 8 sites ayant fait l'objet d'investigations pour l'étude des enregistrements volcano-sédimentaires pléistocènes et holocènes de la vallée de Deli (**Fig. 4.1**). L'établissement de la chronostratigraphie, associée à une analyse granulométrique des dépôts, permettent de rendre compte de l'évolution temporelle et spatiale des transformations hydro-volcano-sédimentaires dans la vallée, au cours du Pléistocène et de l'Holocène.

4.1. Description chrono-stratigraphique des archives volcano-sédimentaires de la moyenne vallée

La connaissance de la stratigraphie de la moyenne vallée de Deli repose sur l'étude des dépôts de 17 coupes réparties sur 5 sites (sites S5, S4, S3, S2 et site de Tugu) (**Fig. 4.1**) et l'analyse granulométrique de 105 échantillons. Le cadre chronologique est lacunaire en raison

d'un manque de restes organiques datables par radiocarbone. Il repose sur 7 datations, toutes établies sur le site de Tugu, et débute au moins au Pléistocène récent à plus de 51 000 ans BP et s'étend jusqu'à l'Holocène ancien, de 7750 +/- 50 ans BP à 7450 +/- 40 ans BP (8605-8420 cal. BP à 8361-8186 cal. BP).

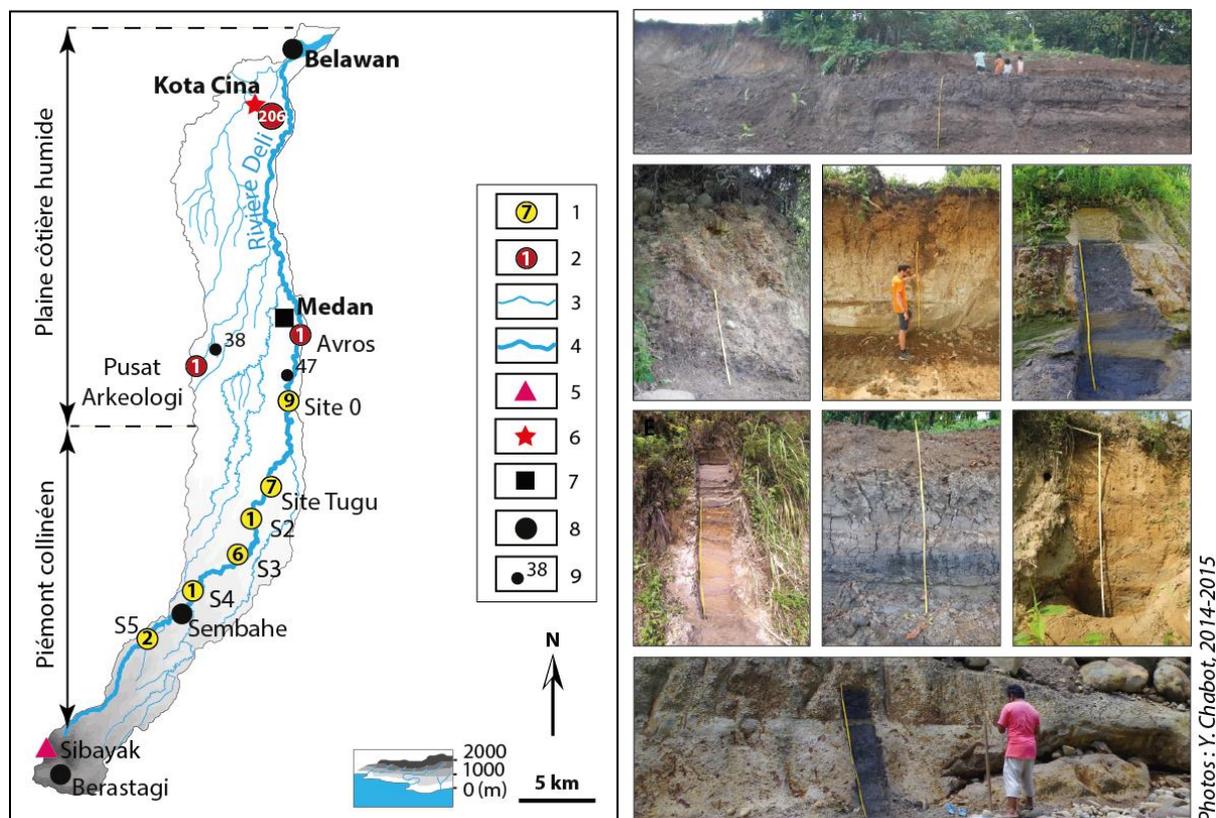


Figure 4.1 - Investigations menées dans la moyenne et basse vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Nombre de coupe(s) réalisée(s) par site ; 2. Nombre de sondage(s) réalisé(s) par site ; 3. Cours d'eau ; 4. Rivière Deli ; 5. Volcan ; 6. Site de Kota Cina ; 7. Medan, capitale de Sumatra ; 8. Villes secondaires ; 9. Points cotés.

4.1.1. Le site S5

Sur le site S5, localisé à environ 1,5 km en amont du village de Sembahe (**Fig. 4.1**), la compréhension du contexte stratigraphique repose sur la réalisation de 2 coupes (cp.1 et cp.2) de près de 2 m d'épaisseur chacune, et le prélèvement de 7 échantillons de sédiments pour des analyses granulométriques en laboratoire. Le remplissage sédimentaire se caractérise par des dépôts alluviaux détritiques grossiers et fins, ainsi que par des colluvions.

4.1.1.1. La coupe cp.1

La coupe cp.1 se situe sur la rive gauche de la rivière Deli, sur une berge végétalisée de 2,50 m de haut, laquelle laisse place au-delà à une petite plaine alluviale arborée et cultivée (**Fig.**

4.2). La coupe fait 1,70 m d'épaisseur (Fig. 4.3). Sa base est située dans le talweg de la rivière et est émergée à partir de 30 cm de hauteur. Deux prélèvements ont été effectués dans sa partie supérieure. Le remplissage alluvial est composé d'alluvions détritiques grossières et se divise en 2 séquences (I et II), regroupant 2 unités (US1 et US2) et 3 sous-unités (US1a, US1b, US1c), évoluant verticalement selon un granoclassement normal (Fig. 4.3).

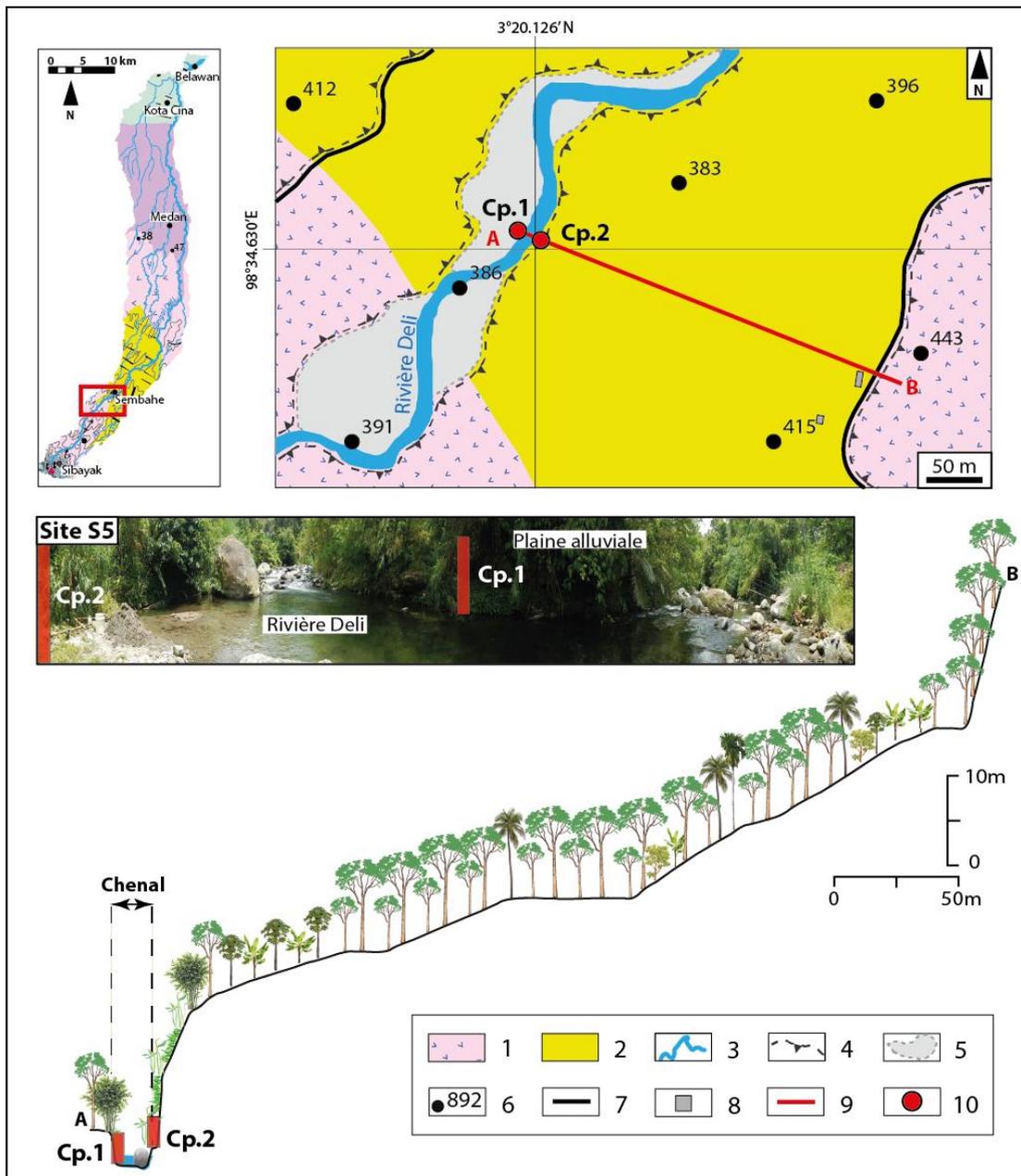


Figure 4.2 - Carte géomorphologique du site S5 et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 2. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 3. Chenal de la rivière Deli ; 4. Versants ; 5. Plaine alluviale ; 6. Points cotés ; 7. Routes ; 8. Habitations ; 9. Profil en travers. 10. Coupes.

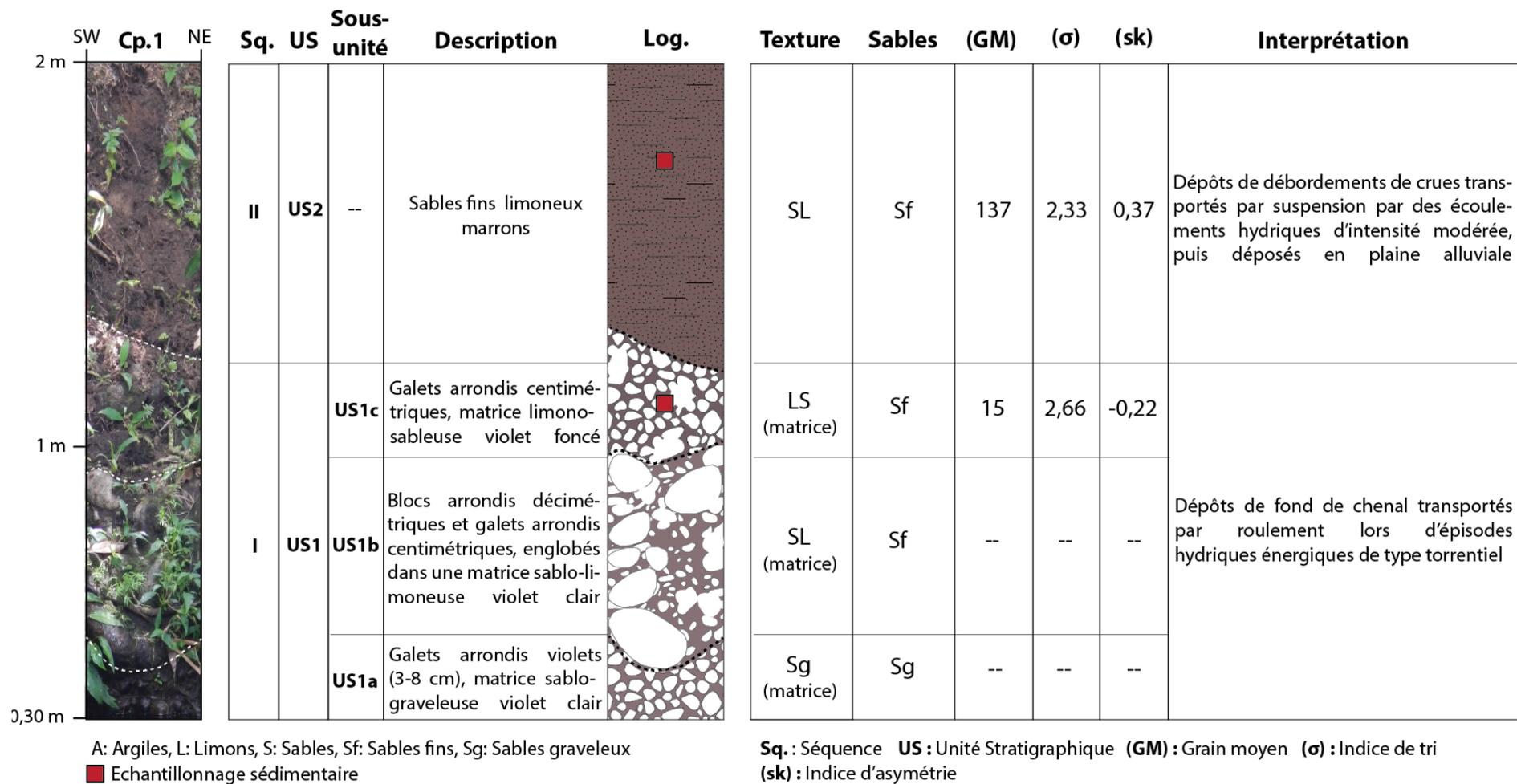


Figure 4.3 - Description de la coupe cp1 du site S5 (Réalisation: Y. Chabot, 2017).

La séquence I se situe dans la partie basale de la coupe, entre 30 cm et 1,35 m de hauteur. Elle est principalement constituée de galets et de blocs arrondis centimétriques qui forment 1 unité (US1), divisée en 3 sous-unités distinctes (US1a, US1b, US1c).

La sous-unité (US1a), située entre 30 et 45 cm de hauteur, se caractérise par un lit subhorizontal de 15 cm d'épaisseur, composé de galets arrondis centimétriques de 3 à 8 cm de diamètre et de couleur violacé (**Fig. 4.3**). Les galets sont imbriqués dans une matrice sablo-graveleuse de couleur violet clair. La couleur du faciès peut être imputée au volcanisme de la région, principalement calco-alkalin andésitique, dacitique et rhyolitique (Van Bemmelen, 1949 ; Westerweld, 1952 ; Verstappen, 1973 ; Cameron *et al.*, 1982 ; Rock *et al.*, 1982). Cette sous-unité peut correspondre au faciès Gh défini par Miall (1996). Ces dépôts témoignent d'une énergie importante capable de transporter les galets par roulement, comme en atteste leur forme arrondie. Ces galets sont caractéristiques de la charge de fond du lit fluvial et peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux), transportés lors d'épisodes hydriques d'intensité énergétique, de type torrentiel. La matrice sablo-graveleuse qui englobe les galets témoigne quant à elle d'une forte concentration sédimentaire et d'une grande viscosité au sein du cours d'eau, qui suggère des écoulements énergiques et de courte durée, ne permettant pas le lessivage, et donc, le transport efficace des éléments les plus fins.

La sous-unité (US1b) se situe entre 45 et 95 cm de hauteur. Elle recouvre la sous-unité (US1a) sous la forme d'un lit subhorizontal de 50 cm d'épaisseur, composé d'alluvions plus grossières que dans la sous-unité sous-jacente (US1a). En effet, les galets arrondis sont centimétriques et associés à des blocs arrondis décimétriques, englobés dans une matrice sablo-limoneuse de couleur violet clair (**Fig. 4.3**). Cette sous-unité correspond au faciès Gh de Miall (1996). Les dépôts sont transportés par roulement dans le fond du lit fluvial, lors d'épisodes hydriques très énergiques, de type torrentiel. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux). La matrice sablo-limoneuse qui les englobe suggère une concentration sédimentaire forte et une viscosité importante au sein du chenal, témoignant d'écoulements rapides.

La sous-unité (US1c) prend place entre 95 cm et 1,35 m, et marque la fin de la séquence I. Elle correspond à un niveau subhorizontal de 40 cm d'épaisseur, composé de galets arrondis centimétriques, associés à une matrice limono-sableuse ($GM = 15 \mu m$) de couleur violet foncé (**Fig. 4.3**). D'un point de vue granulométrique, la matrice se compose de grains sédimentaires mal triés ($\sigma = 2,66$) et d'une asymétrie négative ($sk = -0,22$), suggérant un mode de

déplacement irrégulier des sédiments et un stock sédimentaire dominé principalement par les particules fines limoneuses et argileuses (environ 72%), enrichi en grains grossiers de sables fins (28%). L'image CM indique que ces sédiments sont transportés par suspension uniforme, bien que leur courbe de distribution granulométrique soit polymodale, et implique ainsi plusieurs modes de transports (**Fig. 4.4**). La dominance des galets suggère toutefois que cette sous-unité résulte d'écoulements hydriques énergiques, de type torrentiel, où les galets sont transportés par roulement dans le fond du lit fluvial. Ces dépôts peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux) et sont caractéristiques du faciès Gt (Miall, 1996). La matrice limono-sableuse englobant les galets témoigne d'une grande viscosité au sein du chenal, liée à des écoulements hydriques turbulents et de courte durée, où le lessivage et le transport sélectif des particules est inexistant.

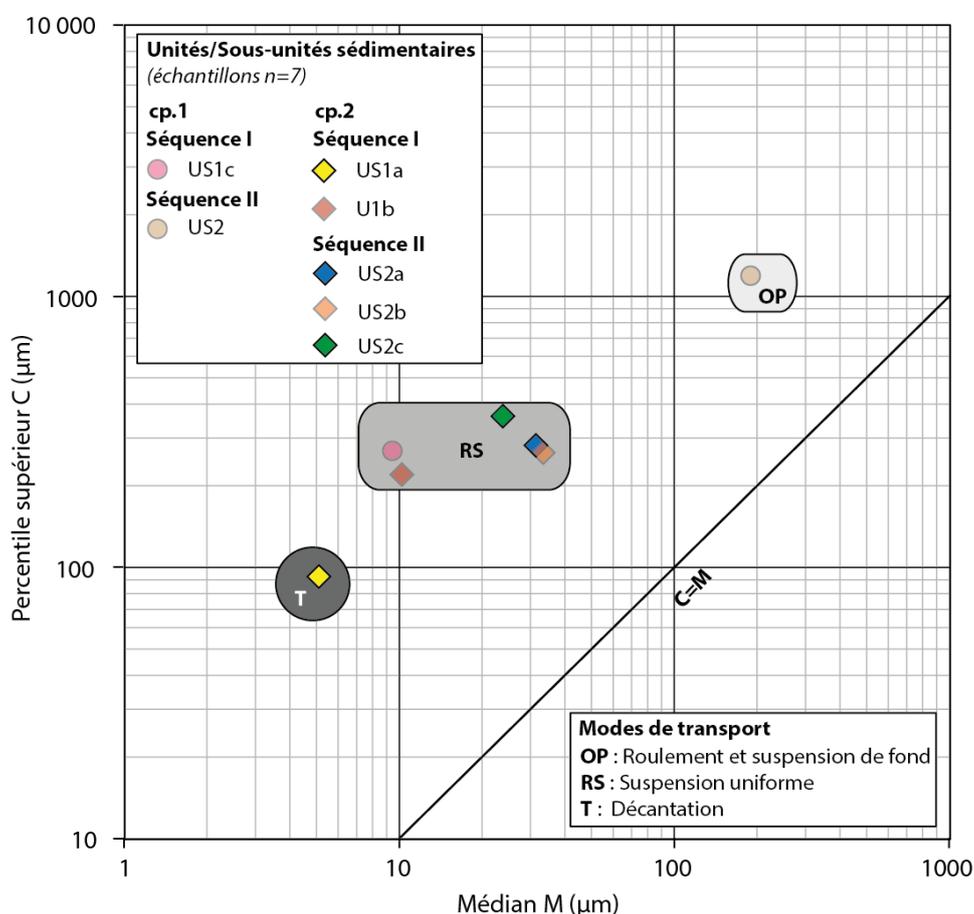


Figure 4.4 - Image CM des dépôts du site S5 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Les échantillons en transparence ont des courbes de distribution granulométrique de type bimodale ou plurimodale. A l'inverse, les échantillons non transparents ont des courbes de distribution granulométrique de type unimodale.

La **séquence II** est située entre 1,35 m et 2 m de hauteur, dans la partie sommitale de la coupe. Elle se compose d'une seule unité sédimentaire (US2).

L'**unité (US2)** correspond à une sédimentation de sables fins (80%), enrichie en limons (20%) ($GM = 137 \mu m$), de couleur marron (**Fig. 4.3**). L'organisation structurale de cette unité est massive. Elle ne présente pas de lamination visible et se développe sur environ 65 cm d'épaisseur. D'un point de vue granulométrique, les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,33$), ce qui atteste d'un flux de transport irrégulier, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,37$), traduit un stock sédimentaire dominé par les particules grossières, enrichi en fines. L'image CM indique un mode de déplacement par roulement et suspension de fond (**Fig. 4.4**). Cependant, la courbe de distribution granulométrique bimodale de l'échantillon ne permet pas de classer précisément ces dépôts dans un groupe de transport précis. En général, ils résultent d'un mode de transport par suspension, liés à des écoulements d'intensité modérée. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de débordements de crues au sein de la plaine alluviale. Cette sous-unité peut correspondre au faciès Sm de Miall (1996).

4.1.1.2. La coupe cp.2

La coupe cp.2 se situe en face de la coupe cp.1, sur la rive droite de la rivière Deli (**Fig. 4.2**). Elle se trouve sur une berge végétalisée de 6 m de haut, laquelle laisse place ensuite à un versant raide couvert d'une forêt tropicale et de parcelles cultivées. La coupe fait près de 2 m et sa base est située à environ 1,70 m au-dessus du lit mineur (**Fig. 4.5**). Cinq prélèvements ont été réalisés. Le remplissage est majoritairement constitué de dépôts fins et de colluvions, et se structure en 2 séquences (I et II), regroupant 2 unités (US1 et US2) et 5 sous-unités (US1a, US1b, US2a, US2b, US2c), évoluant selon un granoclassement inverse (**Fig. 4.5**).

La **séquence I** se situe dans la moitié inférieure de la coupe, entre 1,70 et 2,75 m de hauteur. La sédimentation y est très fine et comporte des colluvions. Une seule unité (US1) est identifiée et regroupe 2 sous-unités (US1a et US1b).

La **sous-unité (US1a)** fait environ 40 cm d'épaisseur et se développe entre 1,70 m et 2,10 m de hauteur. Elle se caractérise par un alluvionnement argilo-limoneux brun foncé ($GM = 5 \mu m$) massif, composé de graviers et de gravillons anguleux de taille millimétrique et centimétrique, probablement d'origine volcanique, ainsi que de boules et boulettes d'argiles jaunes et orange remaniées, de taille millimétriques et centimétriques (**Fig. 4.5**). Ces dépôts grossiers peuvent avoir plusieurs origines : (1) ils peuvent être le résultat de l'intense

altération des matériaux volcaniques régionaux ; (2) ils peuvent correspondre à des colluvions issues des apports de versants, liés à l'érosion, en lien avec les défrichements et la mise en culture des versants ; (3) ils peuvent également être issus de l'activité tectonique locale qui déstabilise le relief et fournit des apports volcano-sédimentaires.

La granulométrie des dépôts de la sous-unité (US1a) suggère un indice de tri élevé ($\sigma = 1,39$), ce qui indique une irrégularité des processus de sédimentation et de transport, tandis que l'asymétrie légèrement négative ($sk = -0,05$), atteste d'un stock sédimentaire dominé par les particules fines, et faiblement enrichi en grossières (seulement 3% de sables fins). L'image CM indique un mode de dépôt par décantation (**Fig. 4.4**). Cette sous-unité, pouvant être caractéristique du faciès Fms (Miall, 1996), a été mise en place au sein d'un environnement calme et très humide, généralement caractéristique d'une plaine alluviale humide. Ces dépôts peuvent également être le résultat d'une intense altération par hydrolyse des dépôts lahariques et pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes du volcan Takur-Takur, ainsi que des tufs dacitiques ponceux pléistocènes du volcan Sibayak, qui parsèment la région (Cameron *et al.*, 1982). En effet, l'altération chimique de ces matériaux volcaniques est un processus rapide en raison des précipitations abondantes et de la concentration de différents acides (acides carboniques, humiques...), portés en solution par l'eau, plus particulièrement sous un couvert végétal forestier dense où la forte humidité et les températures élevées induisent des conditions de serres, qui accélèrent l'altération des roches et permettent le développement d'épais manteaux, principalement d'argiles compactes et résistantes (Verstappen, 1973).

La sous-unité (US1b) se situe entre 2,10 m et 2,75 m, et se caractérise par une matrice limono-argileuse ($GM = 13 \mu m$) massive et indurée, de couleur brun clair (**Fig. 4.5**). Cette sous-unité contient également des gravillons anguleux millimétriques blancs/grisâtres poreux, pouvant correspondre à la désagrégation et l'altération de tufs ponceux. Cette unité se développe sur environ 65 cm d'épaisseur. L'analyse d'un échantillon prélevé à environ 2,60 m de hauteur, indique que les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,34$), suggérant une irrégularité des processus de sédimentation et de transport. L'asymétrie négative ($sk = -0,16$) atteste d'un enrichissement du stock sédimentaire, principalement fin, en particules grossières (22% de sables très fins). Cette sous-unité peut correspondre au faciès Fm de Miall (1996). L'image CM suggère un mode de transport par suspension uniforme (**Fig. 4.4**).

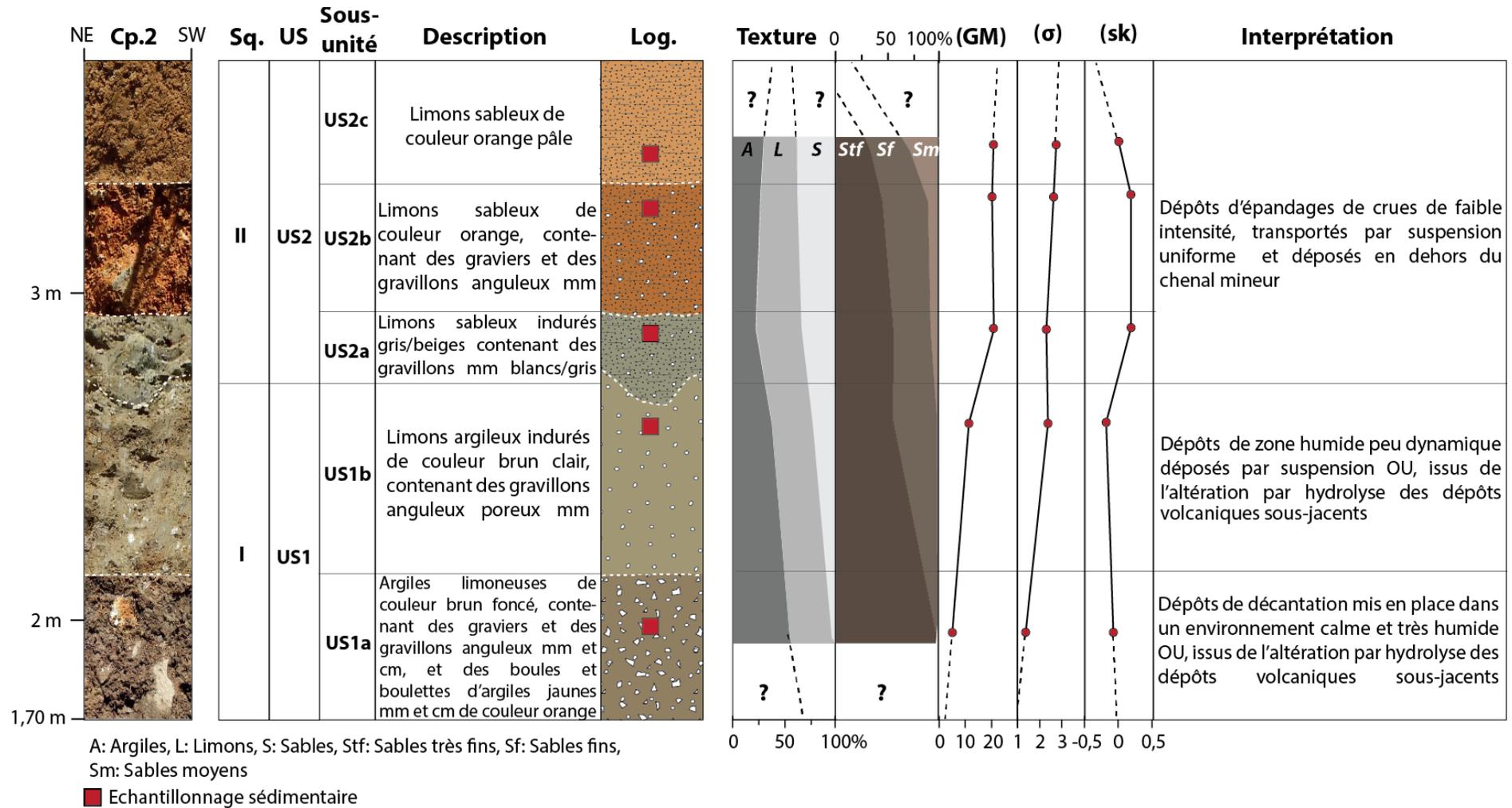


Figure 4.5 - Description de la coupe cp.2 du site S5 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Toutefois, la courbe de distribution granulométrique polymodale implique que ces dépôts peuvent être transportés par plusieurs modes de transports en même temps. Ils sont probablement déposés au sein d'une zone humide peu dynamique, généralement typique d'une plaine d'inondation humide. Mais comme pour la sous-unité (US1a), ils peuvent également être interprétés comme étant le résultat de l'intense altération des matériaux volcaniques sous-jacents qui caractérise la structure géologique de la région.

La séquence II se situe dans la moitié supérieure de la coupe, entre 2,75 m et 3,75 m de hauteur. Elle se caractérise par un alluvionnement légèrement plus grossier que dans la séquence I, qui se caractérise par des limons et des sables très fins et fins. Une unité (US2) et 3 sous-unités (US2a, US2b, US2c) ont été identifiées.

La sous-unité (US2a) fait environ 22 cm d'épaisseur et se développe entre 2,75 et 2,97 de hauteur (**Fig. 4.5**). Elle présente une matrice limono-sableuse ($GM = 25 \mu m$) massive et indurée, de couleur gris/beige, contenant des gravillons anguleux millimétriques blancs/grisâtres poreux, correspondant vraisemblablement à des dépôts de tufs ponceux en désagrégation. Les grains sédimentaires sont mal triés ($\sigma = 2,27$), ce qui suggère une irrégularité des processus de sédimentation et de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,21$), traduit un stock sédimentaire composé principalement de sédiments fins, enrichis en argiles (21%). Ces paramètres statistiques attestent d'un milieu de basse énergie. Les sédiments sont transportés par suspension uniforme, comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.4**). Cette sous-unité est caractéristique du faciès F1 (Miall, 1996). Les dépôts sont issus de débordements de crues de faible intensité, et déposés sur le bord du chenal.

La sous-unité (US2b) est située entre 2,97 et 3,32 m. Elle est associée à une sédimentation limono-sableuse ($GM = 24 \mu m$) de 35 cm d'épaisseur, de couleur orangée, à l'organisation structurale massive (**Fig. 4.5**). La teinte orangée peut être due à la présence d'une forte concentration en oxydes de fer et résulter d'une transformation post-dépositionnelle par des processus de pédogénèse. Comme dans les sous-unités précédemment décrites, des graviers et des gravillons anguleux millimétriques sont présents dans la matrice. D'un point de vue granulométrique, les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,58$) et caractéristiques d'une dynamique de transport irrégulière, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,21$) suggère un enrichissement du stock sédimentaire en particules fines argileuses (26%). Cette sous-unité peut être associée au faciès F1 de Miall (1996). L'image CM suggère un transport des dépôts par suspension uniforme (**Fig. 4.4**). Toutefois, la courbe de distribution granulométrique polymodale de ces sédiments atteste d'un transport multiple qui se fait au sein d'un contexte

hydrique assez peu énergétique mais instable. Les dépôts peuvent être interprétés comme le résultat d'épandages de crues de faible intensité et déposés en dehors du chenal mineur.

La sous-unité (US2c) correspond à la partie sommitale de la séquence II et de la coupe. Elle fait environ 40 cm d'épaisseur et se situe entre 2,10 m et 2,75 m de hauteur (**Fig. 4.5**). La texture sédimentaire est de type limono-sableuse ($GM = 25 \mu m$). Le faciès est de couleur orange pâle et présente une organisation structurale massive. La granulométrie des dépôts suggère un mauvais tri des particules ($\sigma = 2,69$) et une asymétrie légèrement positive ($sk = 0,02$), ce qui indique un très faible enrichissement du stock sédimentaire en particules fines argileuses (à peine 9% des sédiments) et une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation. Les sédiments sont transportés par suspension uniforme (**Fig. 4.4**), par des écoulements peu soutenus et irréguliers. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de débordements de crues de faible intensité et déposés sur le bord du chenal. Cette sous-unité est caractéristique du faciès FI (Miall, 1996).

4.1.1.3. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site S5

Les investigations lithostratigraphiques ainsi que les analyses granulométriques permettent de proposer des évolutions du fonctionnement hydro-sédimentaire du système fluvial de Deli pour le site S5. Plusieurs phases d'évolutions ont été enregistrées sur une période chronologique qui reste toutefois à non définie.

La première période débute avec une phase énergétique du système fluvial et s'illustre avec l'enregistrement d'alluvions grossières détritiques composées principalement de galets. Cette compétence énergétique, de type torrentiel, traduit une augmentation du débit liquide, favorisant une sédimentation grossière au sein du chenal, ainsi que son exhaussement.

Une phase d'accalmie est ensuite observée avec l'enregistrement de sédiments principalement sableux, témoignant de la mise en place d'un chenal à la compétence plus modérée et irrégulière, et d'une plaine alluviale. Ce ralentissement hydrique se poursuit ensuite, avec la mise en place de dépôts sédimentaires fins argileux et limoneux, indiquant une compétence fluviale très peu énergétique. Le milieu devient calme. L'atténuation des écoulements engendre une sédimentation par décantation, suggérant l'existence d'un fond de vallée continuellement humide, favorisant les processus d'altération par hydrolyse de la géologie volcanique locale, et pouvant également être responsable de la sédimentation fine argileuse de cette période. Les premières traces de colluvionnements sont observées.

A la suite de cette accalmie hydrique, une nouvelle phase hydro-sédimentaire se met en place, marquée par une faible augmentation de l'intensité des écoulements hydriques. Elle se poursuit jusqu'à nos jours. La sédimentation devient légèrement plus grossière et se caractérise par des dépôts limono-sableux. Ce remplissage sédimentaire est lié à des épisodes de crues de faible intensité qui alimentent et développent verticalement les berges du chenal mineur et la plaine alluviale du chenal majeur.

4.1.2. Le site S4

Le site S4 est localisé à 4,5 km à l'aval du village de Sembahe et à 6 km du site S5 (Fig. 4.1). L'architecture et la nature du remplissage volcano-sédimentaire repose sur la réalisation d'une seule coupe (cp.1), d'environ 3 m d'épaisseur. Cette coupe se localise sur la rive gauche concave et végétalisée de la rivière Deli (Fig. 4.6).

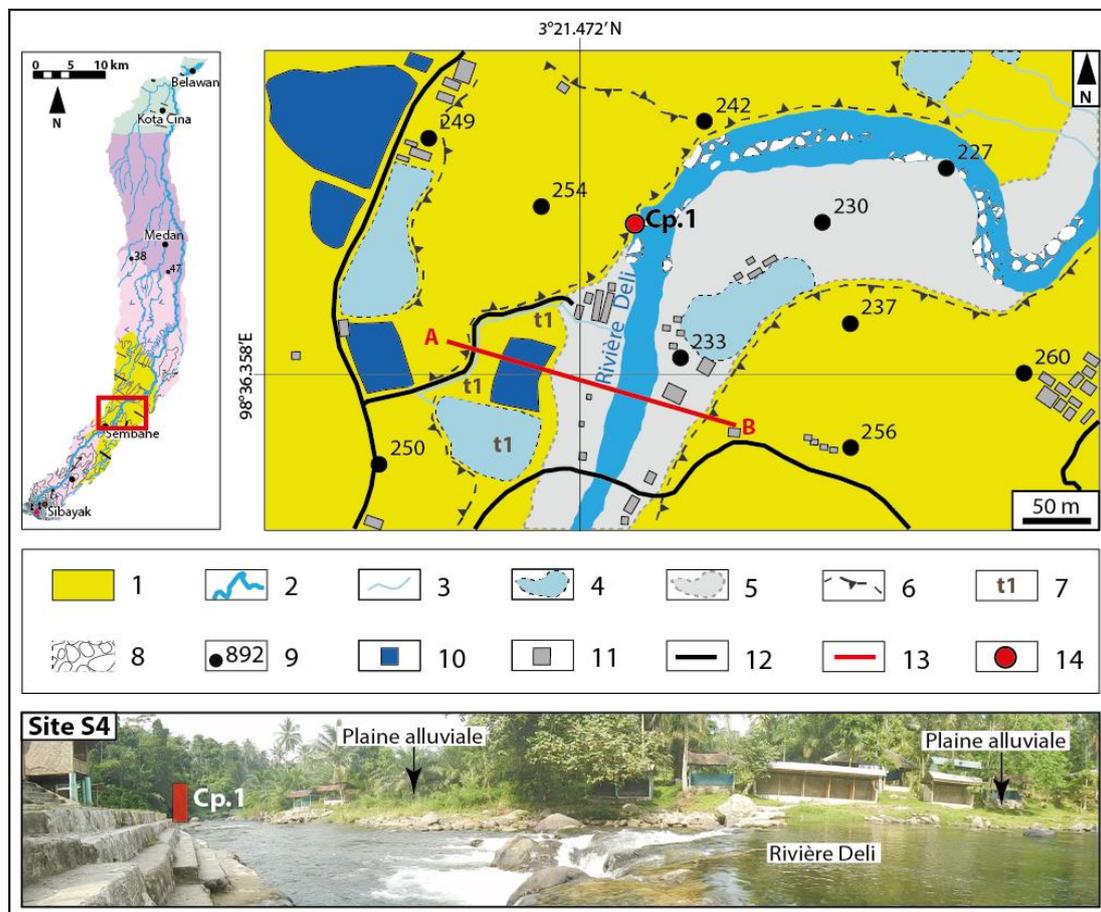


Figure 4.6 - Carte géomorphologique du site S4 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 2. Chenal de la rivière Deli ; 3. Ecoulements secondaires ; 4. Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées

en rizières ; 5. Plaine alluviale ; 6. Versants ; 7. Terrasse ; 8. Bacs de galets ; 9. Points cotés ; 10. Bassins ; 11. Habitations ; 12. Routes ; 13. Profil en travers ; 14. Coupe.

La base de la coupe est située dans le lit mineur de la rivière, au niveau d'un banc de galets grossiers. Deux séquences majeures (I et II) ont été identifiées, regroupant 3 unités (US1, US2 et US3) et 3 sous-unités (US1a, US1b, et US1c) (**Fig. 4.7 et 4.8**). Le remplissage est complexe et associe des dépôts volcaniques et alluviaux sans granoclassement. Un prélèvement de 7 échantillons a été mené afin de déterminer précisément la nature du remplissage.

La séquence I correspond aux 2 premiers mètres de la coupe et se caractérise par des dépôts volcano-sédimentaires indurés, d'abord limono-sableux (US1), puis sablo-limoneux (US2) (**Fig. 4.8**). Trois sous-unités (US1a, US1b, US1c) ont été identifiées dans l'unité (US1). Cette séquence apparaît très dégradée et en mauvais état général, probablement en raison de son ancienneté et des conditions bioclimatiques.

La sous-unité (US1a) se situe dans la partie basale de la séquence I, entre 0 et 45 cm dans sa partie sud-ouest, et entre 0 et 10 cm dans sa partie nord-est (**Fig. 4.8**). Elle est associée à une matrice limono-sableuse ($GM = 23 \mu m$) de couleur violacée, indurée et compacte. La teneur en limons s'élève à 43%, tandis que celle des sables est de 33%. Ces derniers sont très fins à près de 61%. La matrice contient de nombreux graviers anguleux centimétriques violacés. Ces derniers correspondent à des clastes volcaniques. Cette sous-unité présente une organisation structurale massive avec un pendage SW/NE, orientée dans le sens des écoulements de la rivière Deli. D'un point de vue granulométrique, la matrice sédimentaire se caractérise par des grains mal triés ($\sigma = 2,19$), indiquant une irrégularité de la dynamique de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,18$) suggère un stock sédimentaire enrichi en argiles (plus de 23 % des sédiments). Nous pouvons émettre l'hypothèse que le dépôt de cette sous-unité est issu d'une coulée pyroclastique laharique. Les lahars sont caractéristiques de cette portion de la vallée et associés au volcanisme de la chaîne volcanique des Barisan (Cameron *et al.*, 1982).

La sous-unité (US1b) forme une couche discontinue. Elle recouvre la sous-unité (US1a) uniquement dans sa moitié sud-ouest, entre 45 cm et 1,25 m, et entre 10 cm et 75 cm dans la partie nord-est (**Fig. 4.8**). Elle prend l'aspect d'une couche compacte et indurée, et se caractérise comme la sous-unité (US1a) par une matrice limono-sableuse ($GM = 24 \mu m$). La teneur en limons est identique à la sous-unité (US1a) et s'élève à 43% de limons et 33% de sables. Les sables sont très fins et fins à près de 80%. Contrairement à la sous-unité (US1a), la

matrice ne comporte pas de graviers anguleux centimétriques. En revanche, de nombreux dépôts pyroclastiques ponceux en cours de désagrégation, sont présents. L'organisation structurale de cette sous-unité est massive, avec un pendage à l'orientation SW/NE. La granulométrie matricielle se caractérise par des particules sédimentaires mal triées ($\sigma = 2,56$), ce qui traduit une irrégularité des processus de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,11$), suggère un enrichissement du stock sédimentaire en sédiments fins argileux (environ 23% des sédiments). Ce dépôt peut, comme celui de la sous-unité (US2a) être associé au passage d'une coulée laharique.

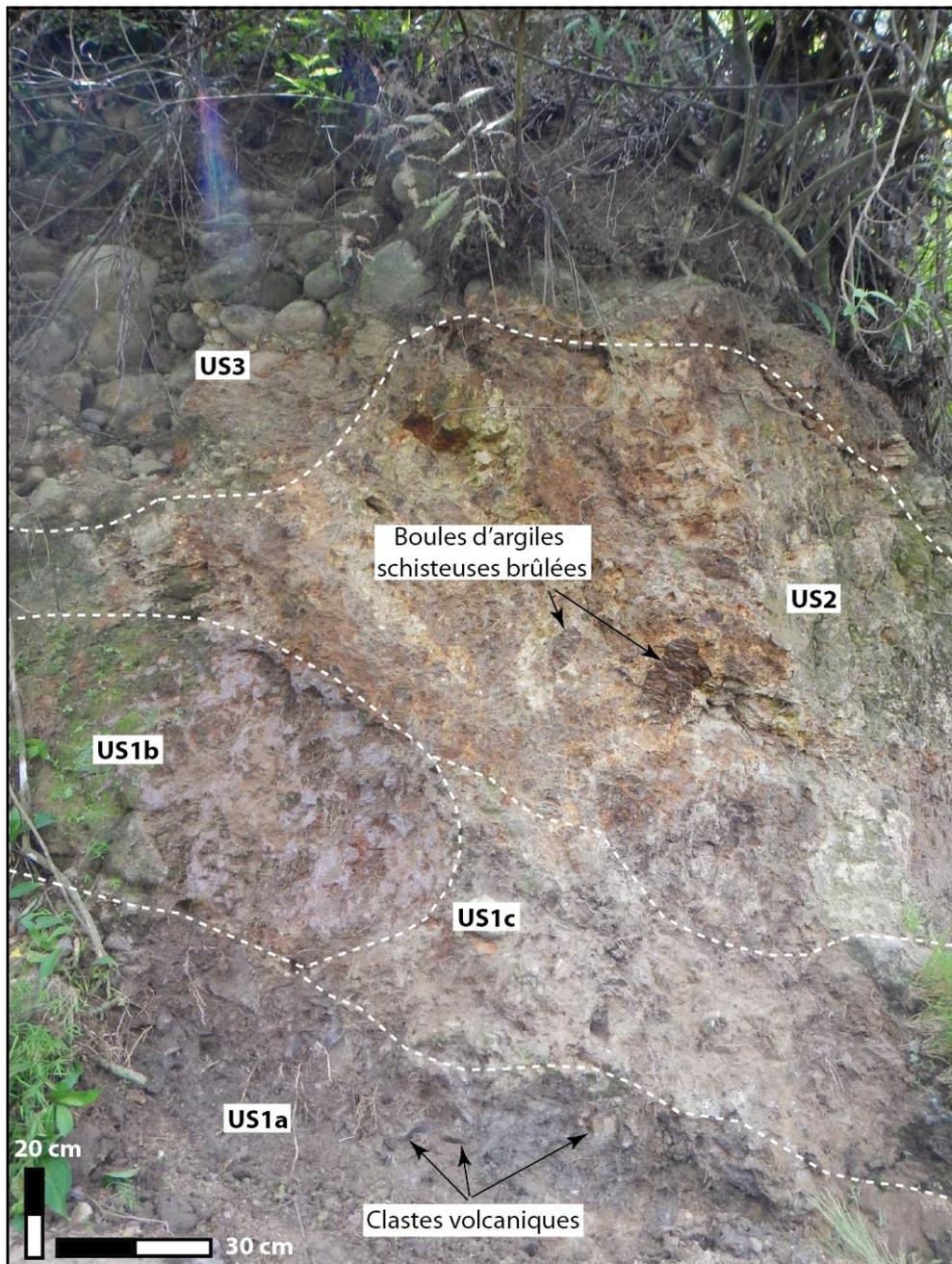


Figure 4.7 - Coupe cp.1 du site S4 (Photo: Y. Chabot, 2017).

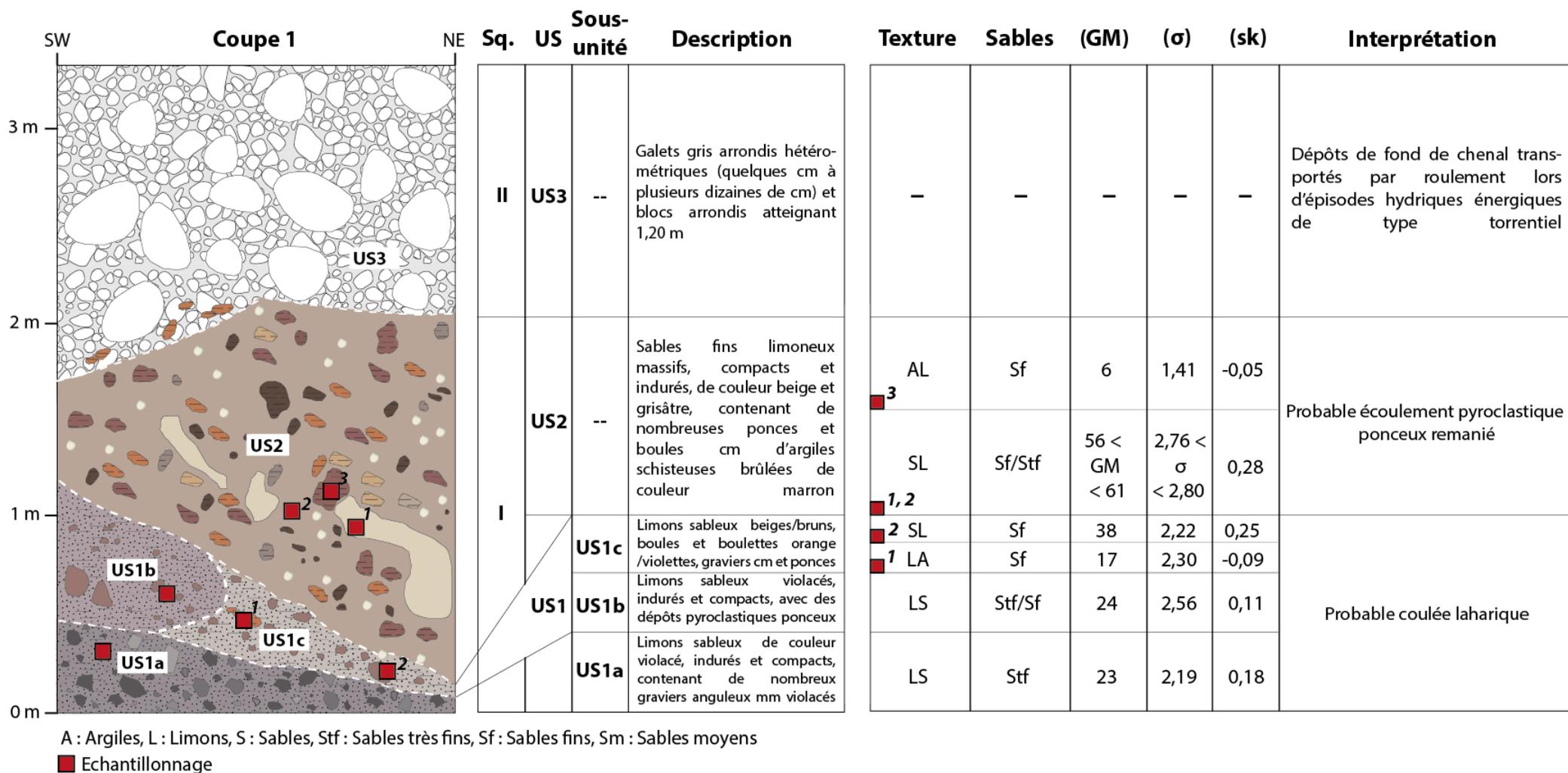


Figure 4.8 - Description de la coupe cp.1 du site S4 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

La sous-unité (US1c) se situe dans le prolongement stratigraphique de la sous-unité (US1b), dans la moitié nord-est de la coupe (**Fig. 4.8**). Elle se situe entre 45 et 75 cm dans la partie sud-ouest, et entre 10 et 20 cm dans la partie nord-est. Elle se compose d'une matrice limono-sableuse de couleur beige/brun et comporte des boules et des boulettes orange et violettes, ainsi que quelques graviers anguleux centimétriques, correspondant à des clastes volcaniques. Des dépôts pyroclastiques ponceux en cours de désagrégation sont également présents. L'organisation structurale de cette sous-unité est massive, avec un pendage SW/NE, en direction du sens d'écoulement de la rivière Deli. Deux prélèvements ont été réalisés dans cette sous-unité : l'un dans une des boules orange, à environ 50 cm de hauteur, l'autre dans une des boules violettes, à environ 25 cm de hauteur (**Fig. 4.8**). Les analyses granulométriques de ces échantillons révèlent que les boules orange sont composées à 76% de sédiments fins limono-argileux ($GM = 17 \mu m$). La teneur en limons s'élève à 46%, et celle des argiles à 30%. Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,30$), ce qui implique qu'elles ont été transportées par une dynamique irrégulière, tandis que l'asymétrie négative ($sk = -0,09$), traduit l'enrichissement du stock sédimentaire en sédiments grossiers sableux (environ 24 % de sables très fins et fins).

Pour ce qui est des boules violettes, les analyses granulométriques montrent qu'elles sont composées à 86% de sables limoneux ($GM = 38 \mu m$) (**Fig. 4.8**). La teneur en sables est de 44%, et celle des limons de 42%. Les sables sont très fins. Les sédiments sont mal triés ($\sigma = 2,22$), ce qui implique une irrégularité du mode de transport des sédiments, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,25$), indique un enrichissement du stock sédimentaire en argiles (14%).

Les dépôts de la sous-unité (US1c) peuvent, comme les dépôts des sous-unités (US1a et US1b), être associés à une coulée de lahar en raison de leur texture, de leur granulométrie et de leur faciès.

L'unité (US2) est la plus puissante de la séquence I et recouvre les sous-unités (US1b et US1c), entre 75 cm et 1,75 m dans la partie sud-ouest de la coupe, et entre 20 cm et 2 m dans la partie nord-est (**Fig. 4.8**). Elle forme un gros amas massif induré, compact et désorganisé, de couleur beige et grisâtre, échantillonné à environ 1 m et 1,10 m de hauteur. Cet amas se compose de sables fins limoneux ($56 < GM < 61 \mu m$), où la teneur en sables varie de 55 à 59%, et celle des limons de 26 à 28%. Les sables sont majoritairement fins et très fins à plus de 60%. Les grains sont très mal triés ($2,76 < \sigma < 2,80$), ce qui suggère une grande irrégularité du processus de sédimentation et de la dynamique de transport des sédiments. L'asymétrie

positive ($sk = 0,28$) indique quant à elle un stock sédimentaire enrichi en particules fines argileuses (15 à 17% des sédiments). Cette matrice sablo-limoneuse contient de nombreuses ponces et des boules centimétriques d'argiles schisteuses brûlées de couleur marron foncé/ocre. L'une d'elle a été prélevée à 1,25 m de hauteur pour des analyses granulométriques (**Fig. 4.8**). Les résultats de ces analyses suggèrent une composition argilo-limoneuse ($GM = 6 \mu m$). La proportion en argiles est de 51% et celle des limons de 46%. Les sédiments sont mal triés ($\sigma = 1,41$), ce qui implique une irrégularité du flux de transport, tandis que l'asymétrie, très légèrement négative ($sk = -0,05$), suggère un très faible enrichissement en particules grossières sableuses (à peine 3% de sables très fins). Cette unité peut correspondre à des dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques et andésitiques remaniés, comme en atteste la présence de nombreuses boules d'argiles et l'aspect désorganisé de l'unité. Ces coulées sont caractéristiques de la zone et ont notamment été discutées par Cameron *et al.* (1982).

La séquence II correspond à la partie sommitale de la coupe. D'une épaisseur supérieure à 1 m, elle se situe entre 1,75 m/2 m et 3,30 m de hauteur, et se compose d'une seule unité (US3) de dépôts alluviaux détritiques (**Fig. 4.8**).

L'unité (US3) est associée à un lit subhorizontal de 1,30 à 1,55 m d'épaisseur, de galets gris arrondis hétérométriques, allant de quelques centimètres à plusieurs décimètres de diamètre, et de blocs arrondis atteignant 1,20 m de diamètre (**Fig. 4.8**). Les dépôts semblent être disposés de manière désorganisée. Mais, au vu de la hauteur de leur emplacement et de la végétation qui les recouvre, cette observation ne peut pas être affirmée avec certitude. Cette unité peut correspondre au faciès Gh (Miall, 1996). Les galets et les blocs sont transportés par roulement dans le fond du lit fluvial lors d'épisodes hydriques énergiques, de type torrentiel. Issus de la charge de fond, ils sont interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux).

4.1.2.1. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site S4

Les archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.1 du site S4 suggèrent une évolution du fonctionnement du système fluvial de Deli en trois temps principaux. Un cadre chronologique de ces évolutions reste toutefois à définir.

Dans un premier temps, le système fluvial a été sujet à des remplissages volcano-sédimentaires liés à des coulées lahariques et pyroclastiques ponceuses dacitiques et

andésitiques, caractéristiques de la région (Cameron *et al.*, 1982). Ces comblements importants ont probablement engendré un blocage temporaire du système de drainage principal de la rivière Deli.

Dans un second temps, à la suite de la phase de remplissage, la rivière Deli s'est réactivée de manière énergique, comme en atteste l'enregistrement d'un épais lit d'alluvions détritiques grossières hétérométriques, composé de galets centimétriques et de blocs décimétriques, au sommet de la coupe cp.1. Ces dépôts grossiers attestent de la mise en place d'un chenal aux écoulements hydriques énergiques et instables, de type torrentiel.

Dans un troisième temps, le système fluvial s'est incisé dans les dépôts de remplissage volcanique sous-jacent au sein desquels la rivière Deli s'est écoulée pendant un certain temps. Cette incision a engendré une érosion et un important transfert de matériaux volcano-sédimentaires dans la vallée. La position des dépôts alluviaux grossiers entre 2 m et 3,30 m au-dessus du lit fluvial actuel, témoigne de cette situation.

4.1.3. Le site S3

Sur le site S3, localisé à 9 km à l'aval du site S4 (**Fig. 4.1**), deux transects du remplissage volcano-sédimentaire ont été réalisés de manière longitudinale et transversale par rapport à la rivière Deli, au travers de 6 coupes effectuées sur les berges du lit mineur et majeur de la rivière (**Fig. 4.9**). Le premier transect mesure 60 m de long et se situe en rive droite, le long de la rivière. Il regroupe 4 coupes (cp.1, cp.2, cp.3, et cp.4), toutes situées sur les berges végétalisées et cultivées du lit mineur (**Fig. 4.9**). Le second transect a été réalisé en travers de la rivière et mesure environ 100 m de large. Il est composé de 3 coupes (cp. 4, cp.5, et cp.6), effectuées dans les berges du lit mineur et majeur de la rivière (**Fig. 4.9**). Ces deux transects ont permis de reconstituer l'architecture du remplissage du site sur environ 2 à 3 m de profondeur en moyenne. Un échantillonnage de 27 points a été mené pour des analyses granulométriques. Le remplissage associe des sédiments alluviaux fins et grossiers, des colluvions, ainsi que des dépôts volcaniques indurés.

4.1.3.1. Le transect 1 (cp.1 à cp.3)

Le transect 1 est composé de 3 séquences sédimentaires (I, II, et III), qui regroupe 4 unités de faciès (US1, US2, US3 et US4) et 6 sous-unités (US2a, US2b, US2c, US2d, US4a, US4b), définies à partir des coupes cp.1, cp.2, cp.3. Le remplissage alluvial est constitué d'alluvions détritiques grossières, de sables et de sables limoneux, évoluant verticalement selon un

granoclassement normal (**Fig. 4.10 et 4.11**). Par ailleurs, la coupe cp.4 est présentée séparément car elle est composée majoritairement de dépôts volcaniques, et n'a aucun lien lithostratigraphique direct avec les coupes cp.1, cp.2 et cp.3.

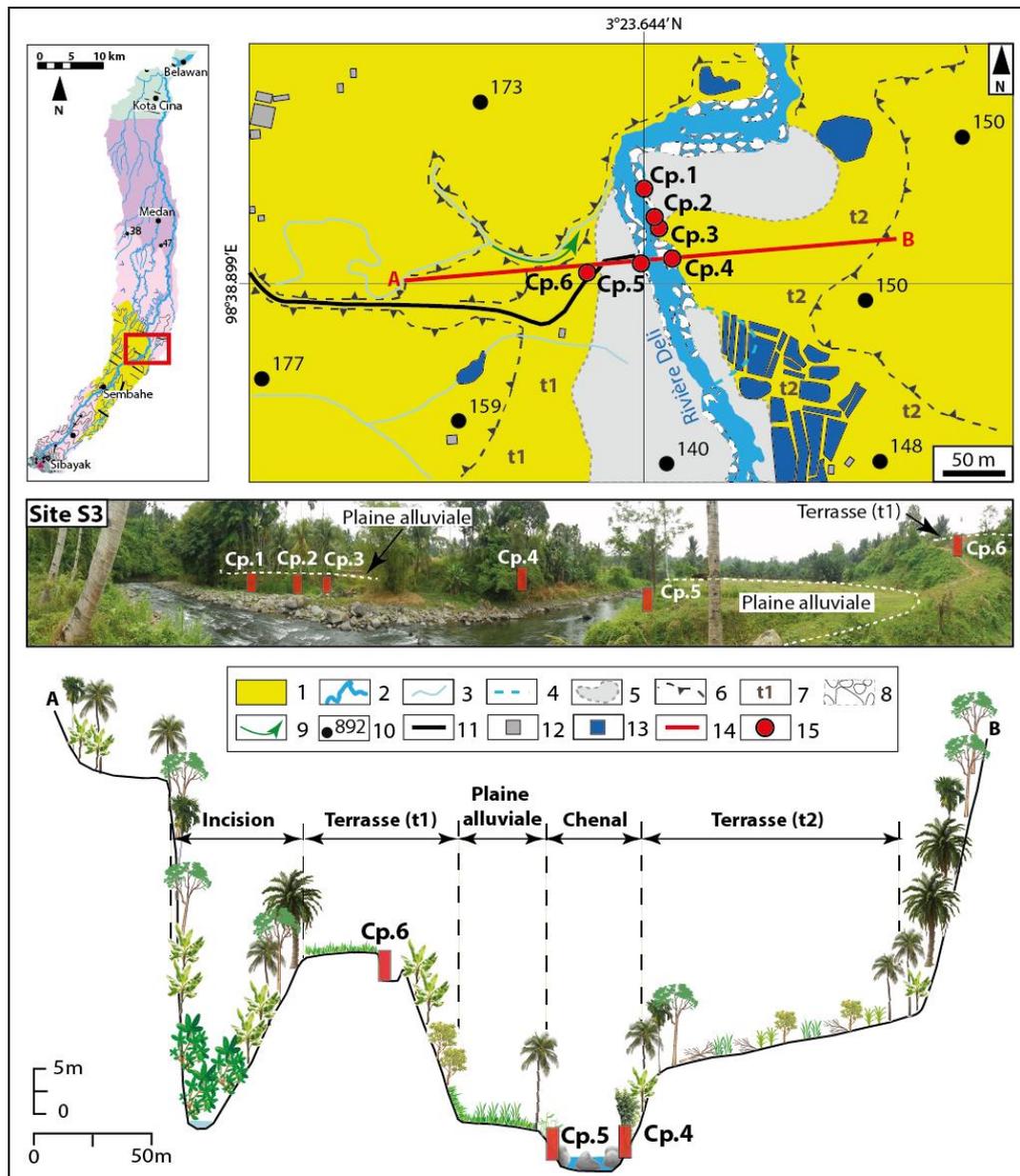


Figure 4.9 - Carte géomorphologique du site S3 et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ;
2. Chenal de la rivière Deli ;
3. Ecoulements secondaires ;
4. Paléoméandre ;
5. Plaine alluviale ;
6. Versants ;
7. Terrasses ;
8. Bancs de galets ;
9. Incision ;
10. Points cotés ;
11. Route ;
12. Habitations ;
13. Bassins ;
14. Profil en travers ;
15. Coupes.

La séquence I correspond à la base du transect et se situe entre 0 et 1,20 à 1,75 m de hauteur. Elle est constituée d'une seule unité de faciès sédimentaire (US1) (**Fig. 4.10 et 4.11**).

L'unité (US1) est associée à un lit subhorizontal de 1,20 à 1,75 m d'épaisseur de galets arrondis gris moyens à grossiers de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres de diamètre (**Fig. 4.10 et 4.11**). Ces alluvions détritiques grossières sont englobées dans une matrice de sables moyens (85% des sédiments) ($GM = 250 \mu m$). Les sables sont mal triés ($\sigma = 2,31$), traduisant une irrégularité du mode de transportant des sédiments, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,43$), suggère un stock sédimentaire dominé par les particules grossières sableuses, enrichi en fines limoneuses (environ 13%). Cette unité peut correspondre au faciès Gh de Miall (1996). La dominance des galets atteste de conditions hydriques énergiques capables de transporter les galets par roulement, comme en témoigne leur forme arrondie. Leur hétérométrie suggère un flux irrégulier et turbulent de type torrentiel. Ces dépôts grossiers sont caractéristiques de la charge de fond du lit fluvial et suggèrent un milieu très dynamique. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux), déplacés lors d'écoulements forts, dans le fond du chenal de la rivière. La matrice sableuse qui les englobe témoigne quant à elle d'une concentration sédimentaire forte et d'une grande viscosité au sein du cours d'eau. Cela suggère des écoulements énergiques et de courte durée, qui ne permettent pas le lessivage et le transport efficace des éléments les plus fins. Selon l'image CM (**Fig.4.12**), ces sables moyens sont transportés par roulement et suspension de fond. Cependant, leur courbe de distribution granulométrique bimodale, ne permet pas de leur attribuer un mode de transport unique.

La séquence II recouvre la séquence I entre 1,20 m et plus de 2,60 m de hauteur, au niveau de la coupe cp.1, entre 1,70 et 2 m au niveau de la coupe cp.2, et entre 0 cm et 75 cm au niveau de la coupe cp.3. (**Fig. 4.10**). Cette séquence est associée à des sables variablement limoneux, regroupant deux unités sédimentaires (US2 et US3) et 4 sous-unités (US2a, US2b, US2c et US2d). L'architecture et la nature du remplissage indiquent un système rythmé qui se caractérise, dans un premier temps, par une succession et une alternance rapide de lits subhorizontaux centimétriques et décimétriques de sables moyens variablement limoneux et de sables fins variablement limoneux (US2), puis dans un second temps, d'un niveau massif de sables variablement limoneux (US3) (**Fig. 4.10 et 4.11**).

L'unité (US2) est observée à la base de la coupe cp.3, entre 0 et 75 cm de hauteur, et se structure en lits subhorizontaux de sables moyens ocre (US2a), de sables moyens beiges (US2b), de sables fins ocre (US2c) et de sables fins beiges (US2d) (**Fig. 4.10 et 4.11**). La

couleur ocre de certains sables peut suggérer une probable réaction à l'oxydoréduction, traduisant une émergence des sables à l'air libre, tandis que la couleur beige pourrait résulter d'un lessivage des sables. L'épaisseur de ces lits varie de 5 à 30 cm d'épaisseur. Les lits de sables moyens sont plus épais et également plus nombreux. On dénombre 5 lits de sables moyens et 2 lits de sables fins. Des colluvions millimétriques blanches sont présentes dans tous les niveaux. Ces colluvions sont issues des apports de versants environnants, intensément mis en culture.

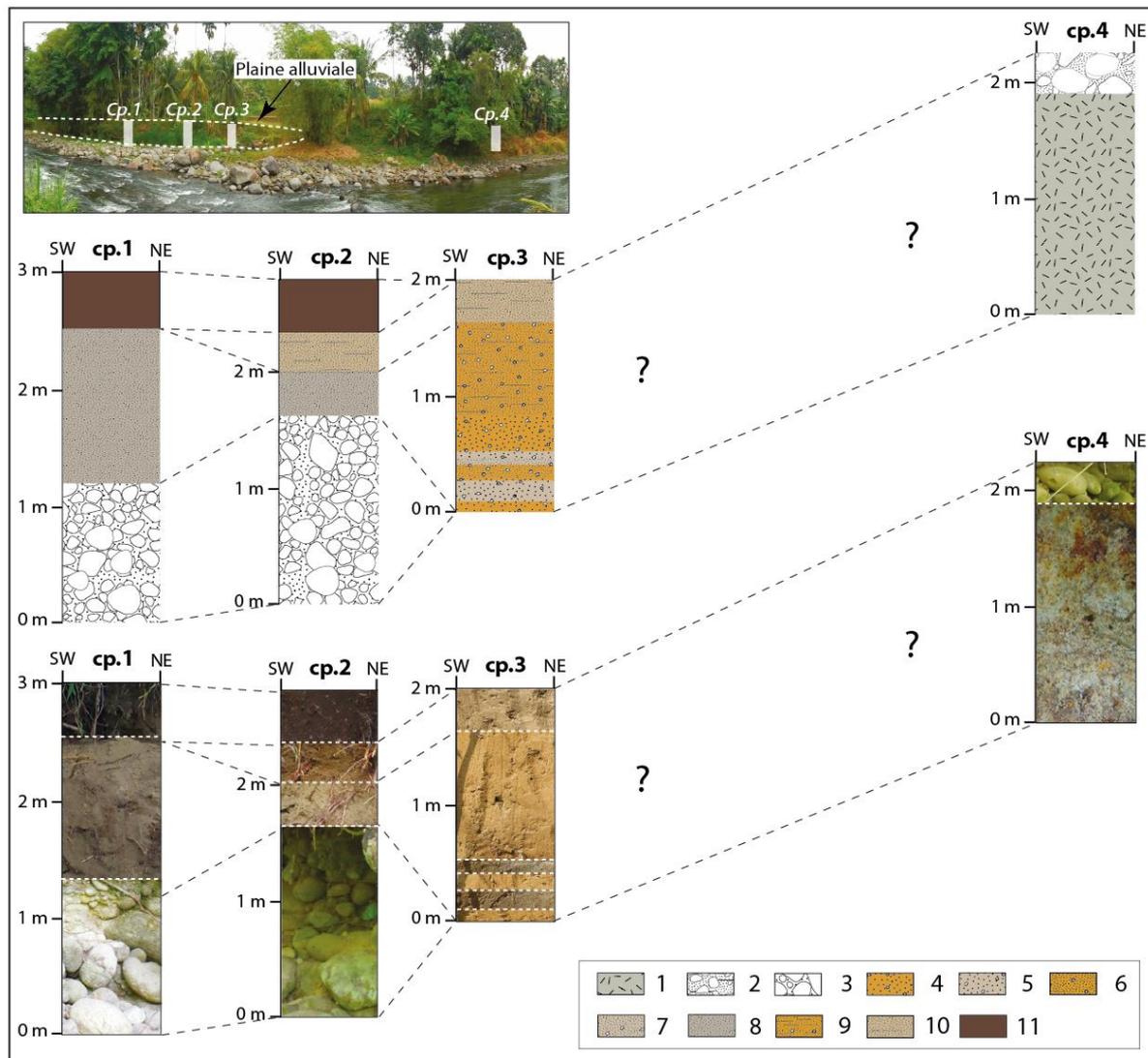


Figure 4.10 - Coupes cp. 1, cp.2 cp. 3 et cp.4 du transect 1 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Ignimbrites ponceuses rhyolitiques de tufs Toba ; 2. Lit de galets et de blocs arrondis grisâtres/jaunâtres/verdâtres, centimétriques et décimétriques, et sables fins limoneux ; 3. Lit de galets arrondis gris moyens à grossiers centimétriques à décimétriques et sables moyens ; 4. Sables moyens ocre variablement limoneux et colluvions millimétriques blanches ; 5. Sables moyens beiges variablement limoneux et colluvions millimétriques blanches ; 6. Sables fins ocre variablement limoneux et colluvions millimétriques blanches ; 7.

Sables fins beiges variablement limoneux et colluvions millimétriques blanches ; 8. Sables fins limoneux gris ; 9. Sables fins limoneux ocre et colluvions millimétriques blanches ; 10. Sables fins limoneux gris/beiges ; 11. Sol actuel. NB : les échelles des photos ne sont pas toutes identiques.

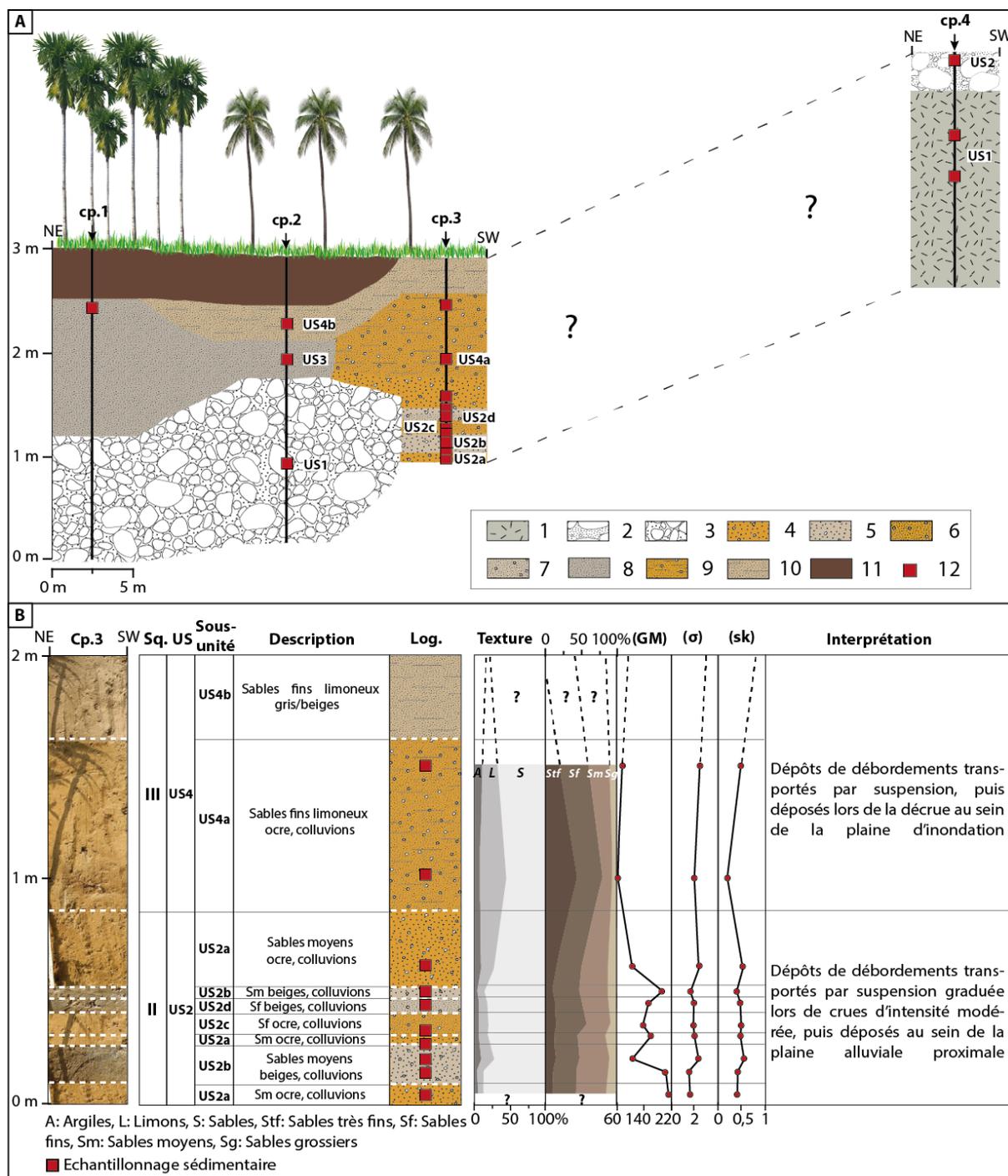


Figure 4.11 - (A) Transect 1. (B) Description de la coupe cp.3 du transect 1 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Ignimbrites ponceuses rhyolitiques de tufs Toba ; 2. Lit de galets et de blocs arrondis grisâtres/jaunâtres/verdâtres, centimétriques et décimétriques, et sables fins limoneux ; 3. Lit de galets arrondis gris moyens à grossiers centimétriques à décimétriques et sables moyens ; 4. Sables moyens ocre variablement limoneux et colluvions millimétriques blanches ; 5. Sables moyens beiges variablement limoneux et colluvions

millimétriques blanches ; 6. Sables fins ocre variablement limoneux et colluvions millimétriques blanches ; 7. Sables fins beiges variablement limoneux et colluvions millimétriques blanches ; 8. Sables fins limoneux gris ; 9. Sables fins limoneux ocre et colluvions millimétriques blanches ; 10. Sables fins limoneux gris/beiges ; 11. Sol actuel ; 12. Echantillonnage.

D'un point de vue granulométrique, les lits de sables moyens ont un grain moyen variant de 102 à 211 μm (**Fig. 4.11**). Ce dernier est influencé par la teneur en limons des sables qui varie de 9 à 19 %. Les particules sédimentaires sont mal triées ($1,56 < \sigma < 2,37$), ce qui suggère une irrégularité des processus de sédimentation et de transport des sédiments. L'irrégularité de la sédimentation s'illustre par l'épaisseur très variable des niveaux de sables. L'indice d'asymétrie positive ($0,41 < sk < 0,54$) indique un enrichissement du stock sédimentaire en particules fines limoneuses. Ces dépôts de sables moyens variablement limoneux sont caractéristiques du faciès Sh de Miall (1996). Ils résultent d'un transport principalement par suspension graduée (**Fig.4.12**) lors d'épisodes de crues d'intensité modérée, puis sont déposés au sein de la plaine d'inondation proximale.

Pour ce qui est des lits de sables fins, ils se caractérisent par un grain moyen compris entre 134 et 154 μm (**Fig. 4.11**). Ce dernier est dépendant de la teneur en limons, qui oscille entre 12 et 14%. L'indice de tri élevé ($1,93 < \sigma < 1,94$) suggère un mauvais tri des grains de sables dû à un transport peu régulier et sélectif. L'asymétrie positive ($0,47 < sk < 0,48$), traduit un stock sédimentaire grossier, enrichi en sédiments fins limoneux. Ces dépôts correspondent au faciès Sh de Miall (1996). Ils sont transportés principalement par suspension graduée, comme le suggère l'image CM (**Fig.4.12**) au cours d'épisodes de crues d'intensité relativement modérée. Ils sont ensuite déposés dans la plaine alluviale proximale.

L'unité (US3) prend place au niveau des coupes cp.1 et cp.2, entre 1,20 m et 2,60, puis entre 1,70 et 2 m. Elle correspond à un niveau massif subhorizontal, sans lamination visible, de sables fins gris, dont l'épaisseur varie de 30 cm à 1,40 m (**Fig. 4.10 et 4.11**). Les sables ont un grain moyen compris entre 106 et 114 μm , et sont variablement enrichis en particules fines limoneuses (23 à 25%). Les grains sont mal triés ($2 < \sigma < 2,20$), et indiquent qu'ils ont été transportés par une dynamique de transport irrégulière. L'asymétrie positive ($0,32 < sk < 0,38$), suggère un stock sédimentaire dominé par les particules grossières sableuses, enrichi en fines limoneuses. Cette unité est caractéristique du faciès Sm (**Miall, 1996**). Les dépôts sont transportés principalement par suspension graduée (**Fig.4.12**) lors d'épisodes de crues d'intensité modérée, puis déposés au sein de la plaine d'inondation proximale. Leur

organisation structurale massive, sans lamination visible, peut résulter d'une transformation postdépôtive par des processus de pédogénèse tels que le lessivage ou la bioturbation.

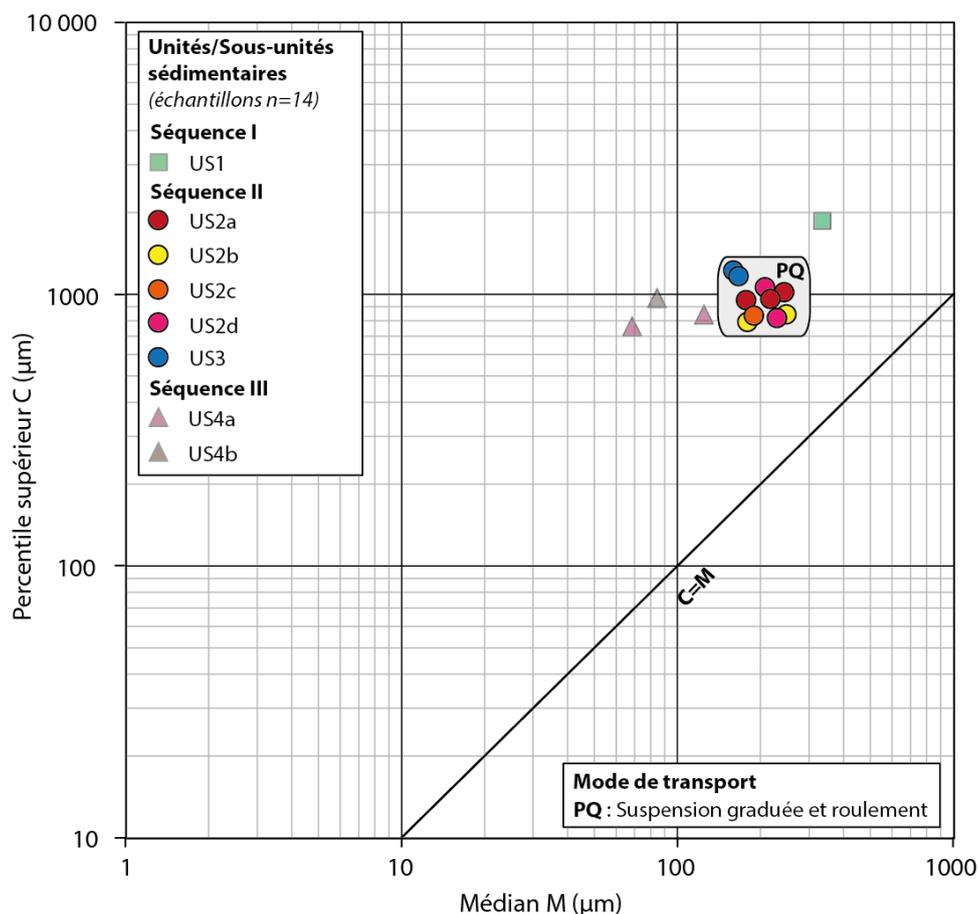


Figure 4.12 - Image CM des dépôts du transect 1 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Les échantillons en transparence ont des courbes de distribution granulométrique de type bimodale ou plurimodale. À l'inverse, les échantillons non transparents ont des courbes de distribution granulométrique de type unimodale.

La séquence III recouvre la séquence II entre 2,10 et 2,60 m au niveau de la coupe cp.2, et entre 75 cm et 3 m au niveau de la coupe cp.3 (**Fig. 4.10**). Cette séquence est associée à une unité de faciès sédimentaire (US4), subdivisée en 2 sous-unités (US4a et US4b).

La sous-unité (US4a) correspond à un niveau subhorizontal de près d'un mètre d'épaisseur, de sables fins limoneux ocre ($59 < GM < 72 \mu\text{m}$), contenant des colluvions millimétriques blanches (**Fig. 4.10 et 4.11**). La teneur en limons varie de 25 à 40%. L'indice de tri élevé ($2 < \sigma < 2,49$) indique des grains mal triés, issu d'un mode de transport irrégulier et peu sélectif. L'asymétrie positive ($0,22 < sk < 0,48$) traduit un affinement du stock sédimentaire par des particules fines limoneuses. Ces dépôts peuvent correspondre au faciès Fl de Miall (1996).

Ces dépôts sont généralement transportés par suspension pendant la crue, puis déposés lors de l'atténuation des écoulements dans la plaine alluviale.

La sous-unité (US4b) est associée à des sables très fins limoneux gris/beiges ($GM = 73 \mu m$) (**Fig. 4.10 et 4.11**). Cette unité fait environ 40 à 50 cm d'épaisseur et présente une stratification subhorizontale. Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,19$), ce qui indique une irrégularité du processus de transport et de sédimentation, tandis que l'asymétrie légèrement positive ($sk = 0,16$) traduit un stock sédimentaire dominé par les sables (58%) enrichi en particules fines limoneuses (40%). Ce type de dépôt correspond au faciès sédimentaire Fl de Miall (1996). Les dépôts résultent d'un transport par suspension et sont déposés au sein de la plaine d'inondation lors de la phase de décrue.

4.1.3.2. Interprétation des archives sédimentaires du transect 1 (cp.1 à cp.3)

Les archives sédimentaires du transect 1 du site 3 suggèrent une évolution du système fluvial en trois grandes étapes.

La première période se caractérise par un système fluvial énergétique avec des écoulements hydriques de type torrentiel, où l'alluvionnement grossier domine et constitue des bancs de galets de fond de chenal. Cette séquence détritique grossière traduit l'existence de conditions hydriques très dynamiques avec de forts débits liquides favorisant un exhaussement du chenal par un alluvionnement grossier.

Plus tard, les archives sédimentaires relatent l'existence d'un système fluvial moins énergétique, soumis à un fonctionnement rythmé où alterne une sédimentation de sables fins et une sédimentation de sables moyens variablement limoneux, sous la forme de lits d'épaisseur variable. Cette instabilité du système et l'alluvionnement sableux qui en résulte sont caractéristiques de débordements de crues d'énergie modérée de plaine alluviale proximale. Dans un premier temps, la faible épaisseur des lits sableux traduit l'existence d'une succession de petites crues rapides à un intervalle de temps régulier. Dans un second temps, les lits de sables s'épaississent et se succèdent moins rapidement, ce qui traduit l'existence de crues plus importantes et plus espacées dans le temps. Ces dépôts de débordements de crues alimentent la plaine alluviale. Aussi, la plupart de ces dépôts sableux sont nourris par des apports colluviaux qui illustrent l'instabilité des versants environnants et traduisent l'existence d'une dynamique érosive colluviale et alluviale.

La dernière période marque une nouvelle étape dans l'évolution du système fluvial de Deli. Ce dernier devient un peu plus calme. L'alluvionnement sableux s'enrichit en particules fines limoneuses et constitue dans un premier temps un épais dépôt associé à des colluvions. Dans un second temps, la sédimentation est moins épaisse et ne contient plus de colluvion. La nature du remplissage et son organisation témoignent de phases de décrues plus ou moins importantes au sein de la plaine alluviale.

4.1.3.3. La coupe cp.4

La coupe cp.4 se situe dans la continuité longitudinale des coupes cp.1 à cp.3 (**Fig. 4.9**). Elle est située sur une haute berge densément végétalisée d'environ 8-10 m de hauteur, au niveau du lit mineur de la rivière Deli. La coupe fait environ 2,25 m de hauteur. Trois prélèvements ont été réalisés et ont permis, avec les observations *in situ*, d'identifier deux séquences principales (I et II) et 2 unités de faciès (US1 et US2). Le remplissage est principalement de nature volcanique. Un granoclassement inverse est observé (**Fig. 4.10 et 4.11**).

La **séquence I** correspond à une formation volcanique, probablement ancienne au vu de son état de détérioration et d'oxydation. Elle est développée sur environ 1,90 m. Les dépôts sont principalement de nature sableuse. Une seule unité de faciès est observée (US1).

L'**unité (US1)** est associée à une formation indurée et poreuse de sables moyens (80% des sédiments). Le grain moyen est compris entre 157 et 167 μm . Il est influencé par la teneur en limons qui oscille entre 20 et 23%. Les particules sont mal triées ($2,31 < \sigma < 2,79$) et le stock sédimentaire est principalement dominé par des grains grossiers enrichi en particules fines ($0,26 < sk < 0,40$). Le faciès, à l'aspect de pierre ponce, est de couleur grisâtre/bleuâtre et présente de nombreuses traces d'oxydations jaunes/ocre (**Fig. 4.10 et 4.11**). De nombreux gravillons anguleux millimétriques et centimétriques sont également présents. Cette unité est très altérée, notamment en raison de conditions climatiques chaudes et humides, et présente une organisation structurale massive. Elle pourrait correspondre à des ignimbrites ponceuses rhyolitiques de tufs, mis en place par les éruptions et les écoulements pyroclastiques du Toba au cours du Pléistocène. Ces dépôts volcaniques recouvrent très largement la région et ont été décrits à de multiples reprises (Westerveld, 1947, 1953 ; Van Bemmelen, 1949 ; Verstappen 1973 ; Cameron *et al.*, 1982 ; Chesner & Rose, 1991, Chesner, 2012). Les sables et les gravillons qui composent cette unité résultent probablement de la désagrégation des ignimbrites, favorisée par une forte humidité permanente. La couleur bleuâtre du dépôt atteste

de son caractère hydromorphe, mais également de la couleur naturelle des ignimbrites, généralement de couleur grisâtre/bleuâtre, à gris foncé.

La **séquence II** marque la partie sommitale de la coupe cp.4. Elle se situe entre 1,90 et 2,25 m. Elle est associée à une seule unité de faciès (US2) de dépôts alluviaux détritiques (**Fig. 4.10 et 4.11**).

L'**unité (US2)** est associée à un lit sub-horizontale de galets grossiers et de blocs arrondis de couleur grisâtre/jaunâtre/verdâtre. Leur couleur est probablement due à l'intense altération physico-chimique liée à l'humidité du milieu, ainsi qu'à leur ancienneté. Le diamètre de ces alluvions varie de quelques centimètres à plus de 70 cm (**Fig. 4.10 et 4.11**). Ils semblent être disposés sub-horizontalement, mais la densité du couvert végétal et la hauteur de l'emplacement des dépôts ne permettent pas de définir une organisation structurale plus précise, ni même l'épaisseur de ce niveau. Les alluvions sont imbriquées dans une matrice sablo-limoneuse ($GM = 63 \mu m$). Les sables sont fins et représentent environ 66% des sédiments. Ils sont mal triés ($\sigma = 2,75$) et enrichis en particules fines limoneuses ($sk = 0,42$). Ce lit de galets et de blocs peut être associé au faciès Gh (Miall, 1996). Les dépôts sont transportés par roulement dans le fond du lit fluvial lors d'épisodes hydriques énergiques, de type torrentiel. Ils sont issus de la charge de fond et peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux).

4.1.3.4. Interprétation des archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.4

L'étude des archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.4, suggère une évolution du système fluvial en trois temps.

Dans un premier temps, le système fluvial est probablement associé à un remplissage de dépôts pyroclastiques épais d'ignimbrites ponceux rhyolitiques de tufs, issus de l'activité volcanique pléistocène du Toba. Durant cette période, le système fluvial a probablement été contraint par cette accumulation volcanique et a subi des changements dans son fonctionnement, comme cela a déjà été suggéré ailleurs dans la région, dans la vallée d'Alas (Cameron *et al.*, 1982).

Dans un second temps, une reprise énergétique du système fluvial se met en place comme en atteste l'enregistrement des dépôts alluviaux détritiques grossiers enregistrés dans la partie sommitale de la coupe. Ces alluvions grossières témoignent d'une réactivation des écoulements de la rivière Deli, sous un flux très énergétique, de type torrentiel.

Dans un troisième temps, la reprise du système fluvial a probablement engendré une importante érosion des dépôts volcaniques sous-jacents au sein desquels la rivière s'est écoulée pendant un certain temps. Cette incision verticale et latérale a dû engendrer un important transfert de matériaux volcano-sédimentaires dans le reste de la vallée. La position des dépôts alluviaux grossiers, à plus de 2 m au-dessus du lit fluvial actuel, atteste de cette probable situation, à l'image du site S4 et des dépôts.

4.1.3.5. Le transect 2 (cp.4 à cp.6)

Le transect 2 est composé des coupes cp.4, cp.5 et cp.6. Le remplissage est de type volcanique et alluvial (**Fig. 4.13**). Les coupes cp. 5 et cp.6 sont présentées séparément car leur remplissage est très différent et ne présente pas de lien lithostratigraphique direct. La coupe cp.5 est constituée d'un remplissage alluvial récent. La coupe cp.6 est quant à elle caractérisée principalement par un remplissage de dépôts volcaniques anciens. Par ailleurs, la coupe cp.4 a déjà été décrite précédemment (**cf. 4.1.3.3**).

4.1.3.5.1. La coupe cp.5

La coupe cp.5 du transect 2 se situe en face de la cp.4 du transect 1 (**Fig. 4.9**). Elle est située sur la rive droite de la rivière Deli et prend place dans une berge haute de 4 m, couverte de hautes herbes, du lit mineur de la rivière Deli. La coupe fait environ 1,30 m de hauteur. Une dizaine de prélèvements de sédiments a été réalisée pour des analyses granulométriques. Trois séquences (I, II, III), regroupant 3 unités (US1, US2 et US3) et 8 sous-unités (US2a, US2b, US2c, US2d, US2e, US3a, US3b, US3c) ont été identifiées et évoluent selon un grano-classement normal (**Fig. 4.14**).

La séquence I se situe à la base de la coupe, entre 0 et 10 cm. Elle est composée d'une seule unité de faciès sédimentaire (US1).

L'unité (US1) correspond à un lit subhorizontal de 10 cm d'épaisseur de galets arrondis violacés, de taille centimétrique (**Fig. 4.14**). Les galets sont imbriqués dans une matrice de sables moyens de couleur gris/beige. Le grain moyen de l'unité est de 220 μm .

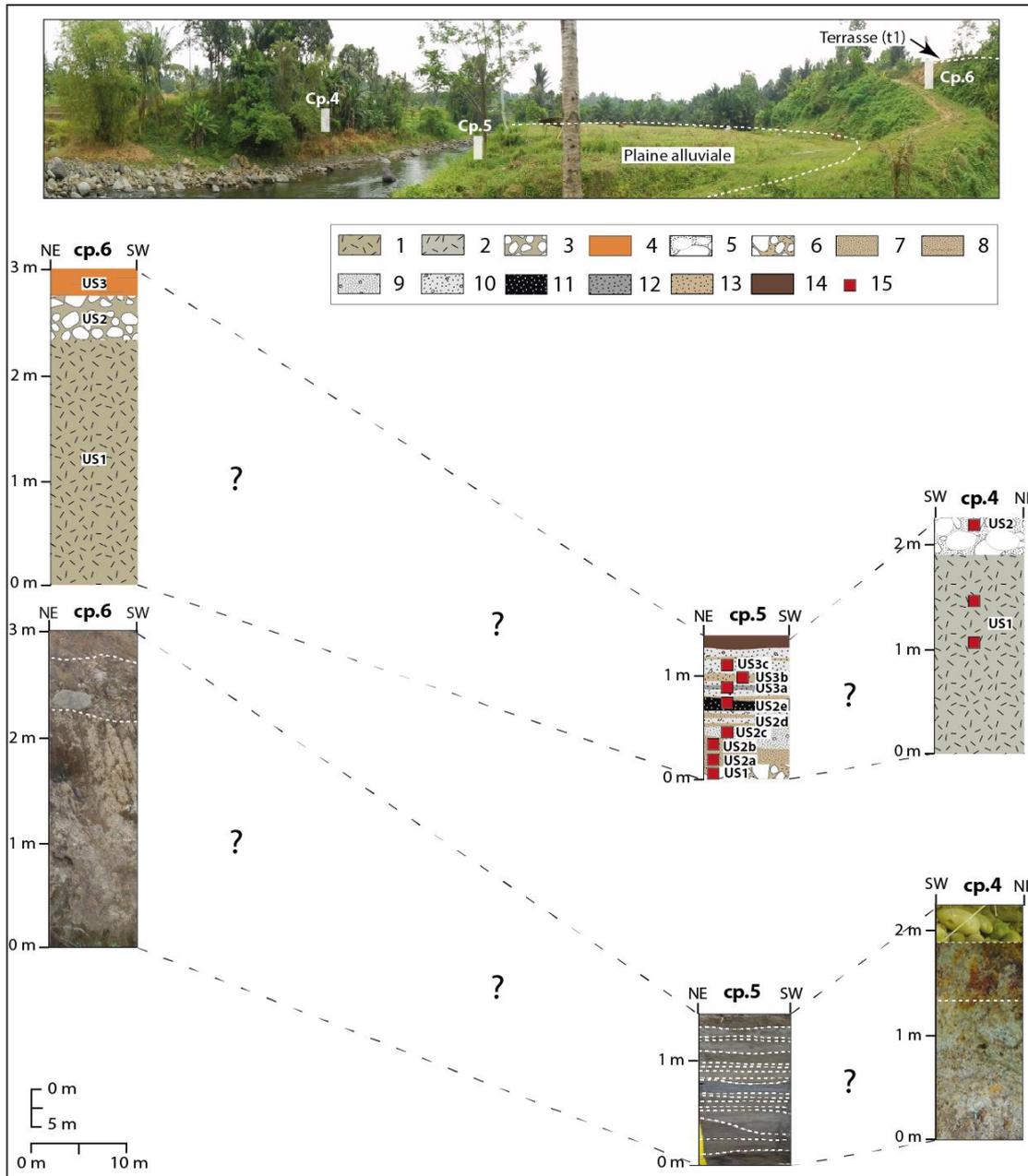


Figure 4.13 - Coupes cp. 4, cp. 5 et cp. 6 du transect 2 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1 et 2. Ignimbrites ponceuses rhyolitiques de tufs Toba ; 3. Lit de galets gris arrondis de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres, et blocs arrondis décimétriques ; 4. Dépôts alluviaux fins bruns/orangé ; 5. Lit de galets et de blocs arrondis grisâtres/jaunâtres/verdâtres, centimétriques et décimétriques, et sables fins limoneux ; 6. Lit de galets arrondis violacés centimétriques et sables moyens gris/beiges ; 7. Sables fins gris/beiges ; 8. Sables fins limoneux gris/beiges ; 9. Sables fins gris, colluvions millimétriques blanches et pierres poncees roulées millimétriques ; 10. Sables moyens gris, colluvions millimétriques blanches et pierres poncees roulées millimétriques ; 11. Sables moyens noirs ; 12. Sables moyens gris foncés ; 13. Sables moyens gris/beiges ; 14. Sol actuel ; 15. Echantillonnage sédimentaire.

Les sables sont mal triés ($\sigma = 1,46$), ce qui indique une irrégularité de leur mode de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie positive ($Sk = 0,26$), suggère un stock sédimentaire dominé par les particules grossières sableuses, enrichi en fines limoneuses (environ 8%). Cette unité peut être associée au faciès Gh de Miall (1996). La prédominance des galets témoigne de conditions hydriques énergiques, caractérisées par un flux de type torrentiel. Les galets sont transportés par roulement dans le fond du lit fluvial comme en témoigne leur forme arrondie. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux). La matrice sableuse témoigne quant à elle d'une forte concentration sédimentaire et d'une viscosité importante au sein du cours d'eau, ce qui suggère des écoulements énergiques et de courte durée, qui ne permettent pas le lessivage et le transport efficace des éléments les plus fins.

La séquence II recouvre la séquence I entre 10 cm et 75 cm de hauteur. Elle est associée à des dépôts plus fins que la séquence I, principalement sableux. Au total, une unité (US2) et 5 sous-unités (US2a, US2b, US2c, US2d, US2e) ont été identifiées (**Fig. 4.14**). L'architecture et la nature du remplissage indique un système rythmé caractérisé par une succession et une alternance relativement rapide de lits centimétriques (3 à 20 cm d'épaisseur) subhorizontaux de sables fins, de sables fins limoneux et de sables moyens. Des colluvions millimétriques blanches, ainsi que des pierres ponceuses roulées millimétriques sont parfois présentes dans certains niveaux. Ces dernières sont probablement issues de l'érosion des dépôts pyroclastiques ponceux de la région.

La sous-unité (US2a) est associée à quatre lits de sables fins (81% des sédiments) ($GM = 145 \mu m$) gris/beiges (**Fig. 4.14**). L'indice de tri est élevé ($\sigma = 1,8$) ce qui traduit un mauvais tri des sables et une irrégularité de leur mode de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,4$) suggère un affinement du stock sédimentaire (13% de limons). Ces dépôts peuvent correspondre au faciès Sh de Miall (1996). Les dépôts sont transportés principalement par suspension graduée, comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.15**). Ils sont transportés pendant les épisodes de crues d'intensité modérée, puis déposés au sein de la plaine d'inondation proximale.

La sous-unité (US2b) correspond à un lit de sables fins limoneux ($GM = 61 \mu m$) de couleur gris/beige (**Fig. 4.14**). La teneur en sables fins est de 62%, et celle des particules fines de 38%. Les particules sédimentaires sont très triées ($\sigma = 2,72$), ce qui indique un mode de transport peu sélectif et irrégulier, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,44$) indique un affinement du stock sédimentaire. Ces dépôts correspondent au faciès Fl défini par Miall

(1996). Ils sont transportés par suspension et déposés au sein de la plaine alluviale lors de la décrue.

La sous-unité (US2c) correspond à un lit de sables fins gris ($GM = 143 \mu\text{m}$). Des colluvions millimétriques blanches et des pierres poncez roulées millimétriques sont présentes au sein du faciès (**Fig. 4.14**). L'indice de tri élevé ($\sigma = 2,08$) suggère une irrégularité des processus de sédimentation et du mode de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,43$) indique un stock sédimentaire principalement grossier, enrichi en sédiments fins limoneux (environ 13%). Cette unité peut correspondre au faciès Sh (Miall, 1996). Les sables sont principalement transportés par suspension graduée (**Fig. 4.15**) lors des phases de crues d'intensité modérée, puis déposés dans la plaine d'inondation proximale.

La sous-unité (US2d) n'a pas fait l'objet d'analyse granulométrique dans cette séquence, toutefois, son analyse à plusieurs reprises dans la séquence III sus-jacente, indique qu'elle est composée de sables moyens à plus de 90%. Son grain moyen est généralement compris entre 200 et 300 μm . Les grains sont mal triés ($1 < \sigma < 1,35$) et attestent d'une sédimentation irrégulière et d'un transport peu sélectif et irrégulier, tandis que l'asymétrie positive ($0,20 < sk < 0,25$) indique un stock de sédiments principalement grossier faiblement enrichi en particules fines (6 à 10 %). Deux niveaux ont été identifiés dans la séquence II et sont associés à des colluvions blanches millimétriques, ainsi qu'à des pierres poncez millimétriques roulées (**Fig. 4.14**). Ces dépôts sont caractéristiques du faciès Sh de Miall (1996). Ils sont principalement transportés par suspension graduée (**Fig. 4.15**) lors d'épisodes de crues d'intensité modérée, puis déposés dans la plaine d'inondation proximale.

La sous-unité (US2e) correspond à un lit de sables moyens de 10 cm d'épaisseur ($GM = 262 \mu\text{m}$) de couleur noire (**Fig. 4.14**). Un litage subhorizontal de lamines est visible à l'intérieur du lit. Ce litage régulier suggère une rythmicité et une régularité des épisodes hydriques. Il peut également être lié à des éruptions volcaniques. Les sables sont mal triés ($\sigma = 1,05$), ce qui suggère une irrégularité de leur dynamique de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,24$) indique un stock sédimentaire dominé par les particules grossières et enrichi en particules fines (environ 10%). Ces dépôts sont caractéristiques du faciès Sh de Miall (1996). Ils sont transportés principalement par suspension graduée (**Fig. 4.15**) lors d'épisodes de crues d'intensité modérée, puis déposés dans la plaine alluviale proximale.

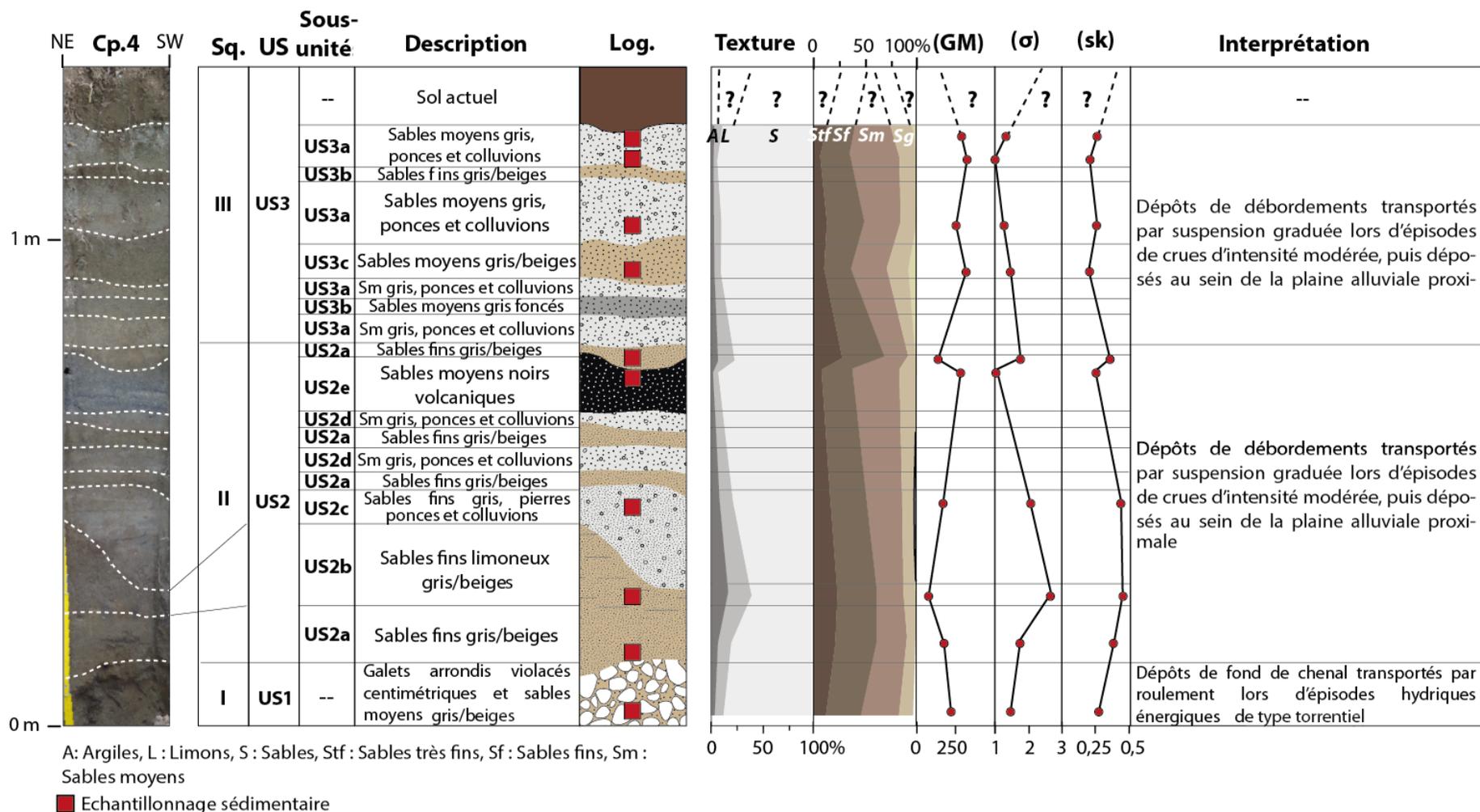


Figure 4.14 - Description de la coupe cp.5 du transect 2 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

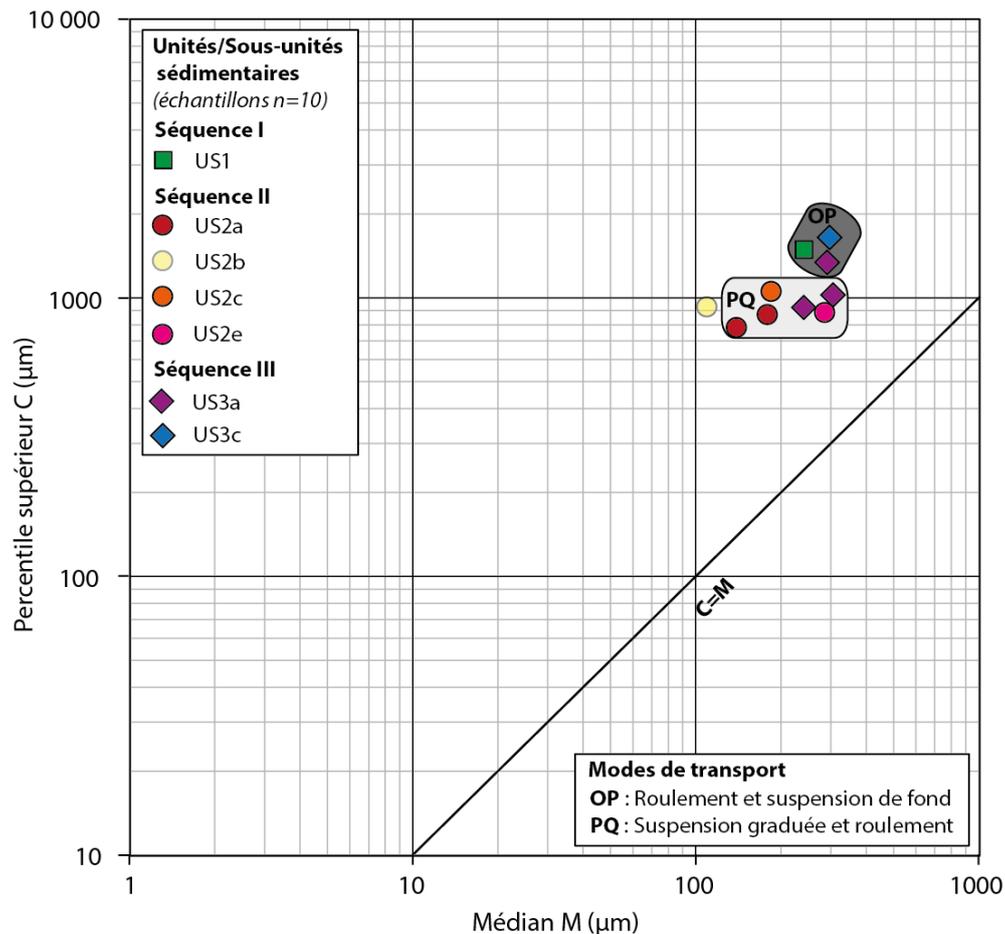


Figure 4.15 - Image CM des dépôts de la coupe cp.5 du transect 2 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

L'échantillon en transparence (US2b) a une courbe de distribution granulométrique de type plurimodale. A l'inverse, les échantillons non transparents ont des courbes de distribution granulométrique de type unimodale.

La séquence III se situe dans la partie sommitale de la coupe, entre 75 cm et 1,30 m. Elle est composée uniquement de sables. Une unité (US3) et 3 sous-unités (US3a, US3b et US3c) ont été identifiées (**Fig. 4.14**). L'architecture et la nature du remplissage indique un système rythmé caractérisé par une succession et une alternance rapide de lits centimétriques subhorizontaux de sables moyens. Des colluvions millimétriques blanches ainsi que des pierres ponces roulées millimétriques sont présentes dans certains niveaux.

La sous-unité (US3a) est associée à 4 lits subhorizontaux centimétriques (3 à 15 cm d'épaisseur) de sables moyens gris ($223 < GM < 284 \mu m$) (**Fig. 4.14**). Des colluvions et des pierres ponces roulées millimétriques sont présentes au sein du faciès. Les sables sont mal triés ($1 < \sigma < 1,35$), indiquant qu'ils sont issus d'un mode de transport irrégulier. L'asymétrie positive ($0,20 < sk < 0,25$), suggère un stock sédimentaire principalement grossier enrichi en

particules fines (6 à 10 %). Ces dépôts correspondent au faciès (Sh) de Miall (1996). Ils sont transportés principalement par suspension graduée (**Fig. 4.15**) lors d'épisodes de crues à énergie modérée, puis déposés dans la plaine d'inondation proximale.

La sous-unité (US3b) correspond à un lit centimétrique subhorizontal de sables moyens gris foncés (**Fig. 4.14**). Cette sous-unité n'a pas été échantillonnée. Ces dépôts sont caractéristiques du faciès (Sh) de Miall (1996). Ils sont issus d'un mode de transport par suspension graduée et déplacés lors d'épisodes de crues d'intensité modérée. Ils sont déposés dans la plaine alluviale proximale.

La sous-unité (US3c) est associée à 2 lits centimétriques (2-3 cm et 8-10 cm d'épaisseur) subhorizontaux de sables moyens ($GM = 282 \mu m$) gris/beiges (**Fig. 4.14**). Les grains de sables sont mal triés ($\sigma = 1,48$), ce qui indique une dynamique de transport et de sédimentation peu régulière, qui s'illustre également par l'épaisseur variable des deux niveaux observés. L'asymétrie positive ($sk = 0,19$) indique un enrichissement relativement faible du stock sédimentaire sableux en particules fines (à peine 10%). Cette unité peut être associée au faciès (Sh) défini par Miall (1996). Les dépôts sont transportés par roulement comme l'indique l'image CM (**Fig. 4.15**) lors d'épisodes de crues d'intensité modérée, puis déposés dans la plaine alluviale proximale.

4.1.3.5.2. Interprétation des archives sédimentaires de la coupe cp.5

Les observations chronostratigraphiques et les analyses granulométriques menées sur la coupe cp.5 permettent de suggérer 4 phases principales d'évolution du système fluvial de Deli.

A la base de la sédimentation, des dépôts alluviaux détritiques grossiers ont été observés et suggèrent le développement d'un système fluvial énergétique de type torrentiel. Ce fonctionnement hydro-sédimentaire dynamique traduit une augmentation du débit liquide favorisant une sédimentation grossière au sein du chenal et son exhaussement.

Au cours de la période suivante, un système rythmé se met en place avec l'identification de dépôts de sables fins, de sables fins limoneux, et de sables moyens. Ces dépôts de débordements de plaine alluviale proximale résultent d'épisodes de crues d'intensité modérée. L'épaisseur des dépôts suggèrent des petites crues rapides et régulières responsables de l'édification rapide d'une plaine d'inondation. Ce fonctionnement hydro-sédimentaire rythmé se poursuit dans un troisième temps avec la mise en place de lits uniquement de sables

moyens. Ces sables continuent d'alimenter l'exhaussement de la plaine d'inondation. La présence importante de colluvions suggère également une instabilité des versants alentours, probablement due en partie à l'activité anthropique et déjà observée dans la période précédente.

4.1.3.5.3. La coupe cp.6

La coupe cp.6 se situe à environ 75 m de distance de la coupe cp.5 et du chenal de la rivière Deli (**Fig. 4.9**). Une plaine alluviale herbeuse d'une quarantaine de mètres de large sépare les deux coupes. La coupe cp.6 mesure environ 3 m de hauteur. Sa base se trouve à environ 17 m au-dessus du sommet de la coupe cp.5 (**Fig. 4.13**). Elle prend place dans la partie supérieure d'un versant végétalisé de plus de 20 m de haut, tronqué par un chemin. Ce chemin constitue la base de la coupe cp.6. Aucun prélèvement n'a été réalisé dans cette coupe, toutefois, les observations menées *in situ* ont permis d'identifier trois séquences (I, II, III), constituées chacune d'une unité (US1, US2, et US3) et évoluant selon un granoclassement normal à partir de la séquence II.

La séquence I correspond à une formation volcanique. Elle est développée sur environ 2,30 m d'épaisseur et se compose d'une seule unité de faciès (US1) (**Fig. 4.13**).

L'unité (US1) se situe entre 0 et 2,30 m de hauteur (**Fig. 4.13**). Il s'agit d'une unité de couleur gris/beige, très indurée et massive, qui ne montre pas de stratification, ni de lamination (**Fig. 4.16 A**). Le faciès de cette unité pourrait correspondre à celui des tufs volcaniques du Toba ayant déjà fait l'objet de nombreuses descriptions dans la région depuis plus d'un siècle (Volz, 1909, Klein, 1917, Druif, 1932, in Westerveld, 1947 ; Van Bemmelen, 1949, Westerveld, 1947 ; Verstappen, 1973 ; Chesner & Rose, 1991). Ces tufs ponceux rhyolitiques, très indurés et épais, ne présentent pas de stratification. Ils peuvent se présenter sous la forme de colonnes jointives verticales, notamment lorsqu'ils sont attaqués par l'érosion (**Fig. 4.16 B**) (Volz, 1909, Klein, 1917, Druif, 1932, in Westerveld, 1947 ; Van Bemmelen, 1949 ; Verstappen, 1973 ; Cameron *et al.*, 1982). Ces dépôts ont été observés notamment par Druif (1932, in Westerveld, 1947) dans la partie piémont collinéen de Sumatra, dans l'arrière-pays de Medan. Ces dépôts volcaniques ont été mis en place à la suite des éruptions du Toba au cours du Pléistocène, et notamment lors de la dernière éruption datant de 74 ka BP. Ils résultent d'écoulements pyroclastiques et de retombées de cendres (Van Bemmelen, 1949 ; Chesner & Rose, 1991 ; Chesner, 2012). Le long de certaines rivières du piémont collinéen, au nord-est du Toba, les tufs s'incisent en canyons et forment de larges

terrasses d'ignimbrites comprises entre 7 et 20 m (Druif, 1932, in Westerveld, 1947 ; Verstappen, 1973). De manière générale, les tufs du Toba sont tendres, mais ils peuvent être très durs, comme dans certaines localités du piémont où ils sont souvent utilisés pour l'empierrement de routes. C'est notamment le cas dans la plaine littorale de Medan (Hengeveld, 1918, 1919, in Westerveld, 1947). Il n'est pas rare d'observer de nombreuses traces de coups de pelleteuses sur ces dépôts, liées à leur extraction.

La **séquence II** se développe au-dessus de la séquence I, entre 2,30 et 2,70 m. Elle correspond à une formation alluviale grossière associée à des dépôts volcaniques, et se compose d'une seule unité de faciès (US2).

L'**unité (US2)** est associée à un lit subhorizontal de galets gris arrondis hétérométriques d'environ 40 cm d'épaisseur, allant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres de diamètres. Des blocs arrondis décimétriques sont également présents (**Fig. 4.13 et 4.16A**). Ces dépôts sont imbriqués dans une matrice au faciès similaire à l'unité (US1) sous-jacente. Ils peuvent être associés au faciès Gh de Miall (1996). Ils sont transportés par roulement comme en atteste leur forme arrondie, dans le fond du lit fluvial lors d'épisodes hydriques énergiques de type torrentiel. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux (bancs médians et latéraux). Leur imbrication dans une matrice au faciès semblable à celui de l'unité (US1) peut suggérer une érosion de la séquence I sous-jacente.

La **séquence III** se situe dans la partie sommitale de la coupe, entre 2,70 m et 3 m de hauteur, et se compose d'une seule unité de faciès (US3) (**Fig. 4.13**).

L'**unité (US3)** se caractérise par une sédimentation alluviale de dépôts fins de couleur brun/orangé, sous la forme d'un niveau subhorizontal d'une trentaine de centimètres d'épaisseur. La couleur orange peut être due à une forte concentration en oxydes de fer et résulter d'une transformation postdépositionnelle par des processus de pédogénèse. Le sol ferrugineux qui se développe dans les derniers centimètres sous la surface du sol actuel en atteste. Dans la région, ces sols se développent principalement sur les tufs volcaniques acides, tels que les tufs du Toba, ou sur des roches sédimentaires acides (Laumonier, 1997). L'unité (US3) peut être interprétée comme un comblement sédimentaire du chenal sous-jacent et marque la mise en place de conditions hydriques plus calmes.

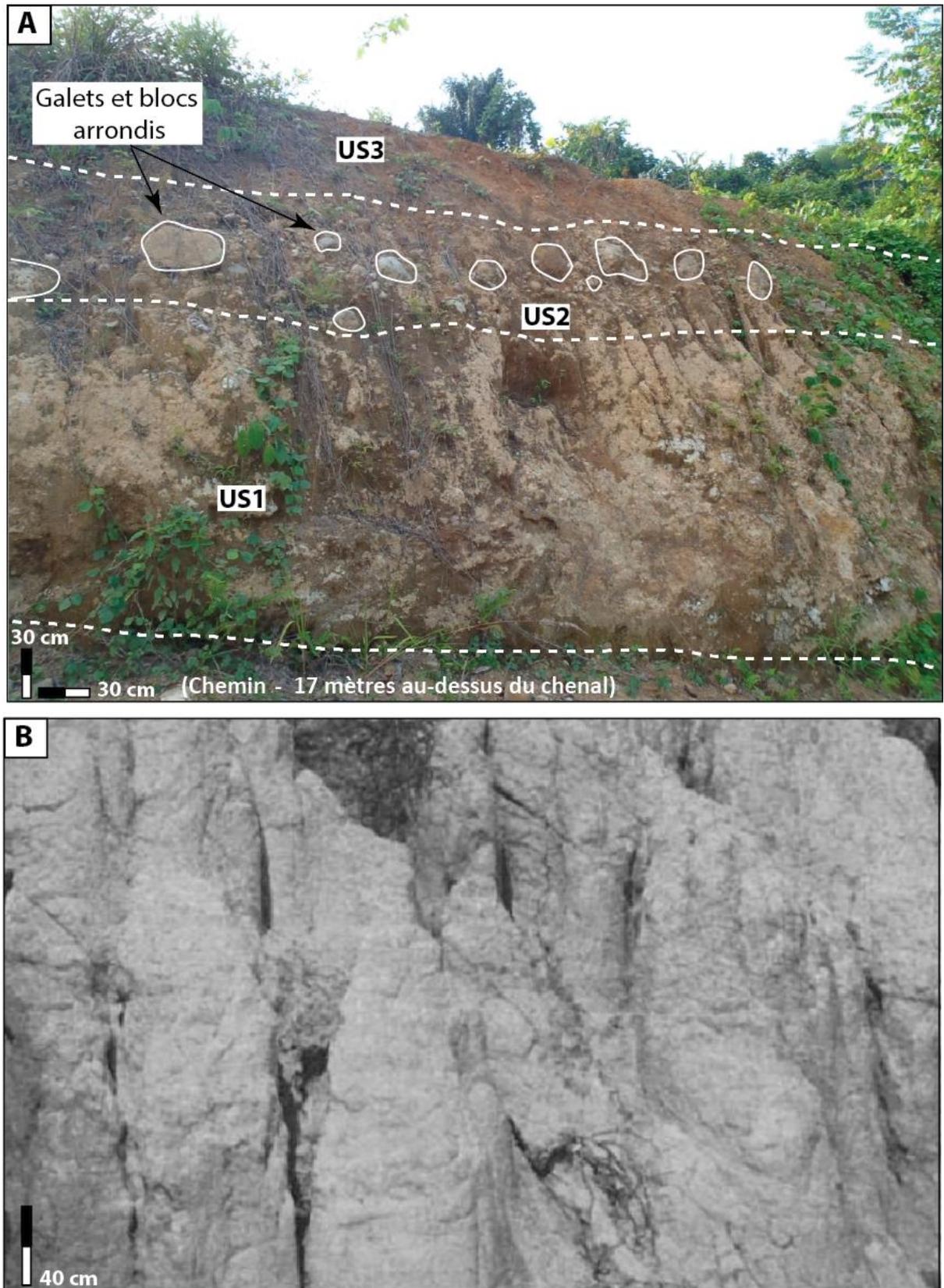


Figure 4.16 - (A) Probables dépôts de tufs volcaniques du Toba (coupe cp.6 du site S3) (B) Ignimbrites de tufs Toba érodés près du Lac Toba (Photo A : Y. Chabot, 2014 ; Photos B : in Verstappen, 1973)

4.1.3.5.4. Interprétation des archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.6

Les archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.6 du transect 2 du site S5 suggèrent une évolution du système fluvial en trois phases.

La première phase se caractérise par un important écoulement pyroclastique, probablement de tufs ponceux rhyolitiques issus de l'activité volcanique du Toba, au cours du Pléistocène. L'accumulation de ces dépôts volcaniques très indurés a probablement provoqué un blocage et un changement temporaire du système de drainage de la rivière Deli, comme cela s'est produit ailleurs dans la région, notamment dans la vallée d'Alas (Cameron *et al.*, 1982).

Au cours d'une seconde phase, une reprise énergique du système fluvial se met en place comme en atteste l'enregistrement des dépôts alluviaux détritiques grossiers enregistrés dans la partie sommitale de la coupe. Ces alluvions grossières témoignent d'une réactivation des écoulements de la rivière Deli, sous un flux énergique de type torrentiel.

Dans un troisième temps, le système fluvial est devenu plus calme et s'est progressivement comblé par une sédimentation alluviale fine, traduisant une probable migration latérale et verticale du chenal dans les ignimbrites de tufs et engendrant une forte érosion et un important transfert de matériaux volcano-sédimentaire vers l'aval. La position des dépôts alluviaux grossiers, à environ 20 m au-dessus du lit fluvial actuel confirment cette situation, à l'image de la coupe cp.4, et de la coupe cp.1 du site S4.

4.1.3.6. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site S3

L'étude des archives volcano-sédimentaires du site S3 au travers de 6 coupes permet de rendre compte d'évolutions importantes du système fluvial de Deli. Au total, 3 phases majeures d'évolution ont été enregistrées.

La première débute au Pléistocène avec la mise en place d'épais dépôts pyroclastiques de tufs ponceux rhyolithiques. Ces dépôts, composés de sables volcaniques, de cendres et de fragments de cristaux anguleux (Van Bemmelen, 1949) sont issus des différentes éruptions du volcan Toba au cours du Quaternaire, et notamment de la dernière grosse éruption, il a environ 74 Ka BP (Chesner & Rose, 1991). Ces dépôts ont enseveli une large zone de Sumatra Nord (Westerveld, 1947, 1953 ; Van Bemmelen, 1949 ; Verstappen, 1973 ; Cameron *et al.*, 1982 ; Chesner & Rose, 1991 ; Chesner, 2012) et se sont consolidés avec l'eau, formant des ignimbrites. Ces écoulements pyroclastiques ont engendré des changements majeurs dans le système de drainage des vallées, comme dans la vallée d'Alas, à Sumatra Nord (Cameron *et*

al., 1982). Dans la vallée de Deli, les enregistrements volcano-sédimentaires du site S3 témoignent de ces changements majeurs.

La seconde phase est marquée par une incision importante des ignimbrites de tufs ponceux par la rivière Deli. Cette dernière s'est probablement réactivée de manière énergique après avoir été contrainte par l'accumulation des dépôts volcaniques durant un certain temps. Cette incision a engendré l'édification de plusieurs terrasses, d'abord en rive gauche, à l'ouest, puis en rive droite, à l'est (**Fig. 4.9**). Les dépôts grossiers détritiques que la rivière a déposés, suggèrent qu'elle a été très mobile verticalement et latéralement. Les galets et les blocs arrondis enregistrés sur la coupe cp.6 du transect 2, située à plus de 20 m au-dessus du lit fluvial actuel et à 75 m de distance du chenal moderne, en attestent, tout comme ceux de la coupe cp.4 du transect 1, située à un niveau plus bas (au moins 2 m) et plus proche de la rivière. La rivière s'écoulait donc à un niveau plus haut qu'aujourd'hui et plus à l'ouest, puis, plus à l'est. Cette migration latérale s'est accompagnée d'une incision verticale dans les dépôts volcaniques sous-jacents, amenant progressivement la rivière Deli à son emplacement actuel. Cette incision a probablement eu pour conséquence de fournir un apport volcano-sédimentaire conséquent dans la partie aval de la vallée.

La troisième étape d'évolution du système fluvial est probablement récente et se caractérise par un remplissage alluvial, comme en témoignent les archives sédimentaires des coupes cp.1 à cp.3 du transect 1, et de la coupe cp.5 du transect 2. Ce remplissage alluvial est probablement associé à l'anthropisation du milieu, et notamment à la mise en culture des versants, notamment depuis le XIX^{ème} siècle AD, avec le développement des plantations indigènes, puis à partir de la seconde moitié du siècle, avec l'essor des grandes plantations étrangères (Perret, 1994).

4.1.4. Le site S2

Le site 2 se localise à 3,5 km à l'aval du site 3 (**Fig. 4.1**). La nature du remplissage alluvial a été étudiée à partir d'une seule coupe (cp.1). Cette dernière fait environ 4,30 m de hauteur et se localise sur la rive gauche concave enherbée du lit mineur de la rivière Deli (**Fig. 4.17**). Trois séquences principales ont été identifiées (I, II, III), ainsi que 3 unités de faciès sédimentaires (US1, US2, US3) et 2 sous-unités (US3a et US3b). La sédimentation alluviale associe des sédiments fins et grossiers évoluant selon un granoclassement normal (excepté dans la partie sommitale de la coupe) (**Fig. 4.18**). Un prélèvement de 4 échantillons de sédiments a été réalisé afin de déterminer précisément la nature du remplissage sédimentaire.

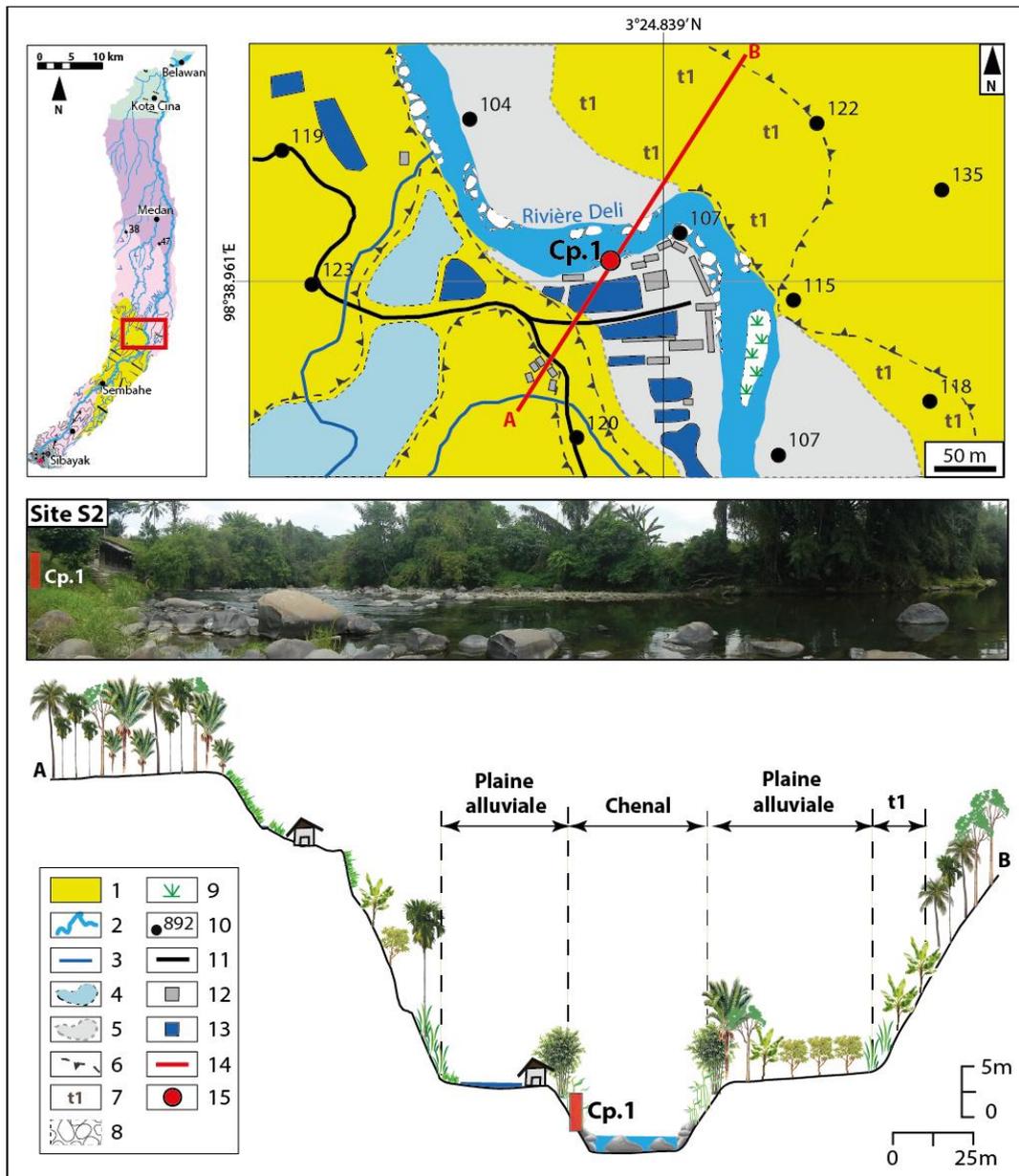


Figure 4.17 - Carte géomorphologique du site S2 et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 2. Chenal de la rivière Deli ; 3. Chenal anthropique ; 4. Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées en rizières ; 5. Plaine alluviale ; 6. Versants ; 7. Terrasses ; 8. Bancs de galets ; 9. Végétation de l'île ; 10. Points cotés ; 11. Routes ; 12. Habitations ; 13. Bassins ; 14. Profil en travers ; 15. Coupes.

La séquence I se situe à la base de la coupe, entre 0 et 1 m, puis au sommet, entre 3,30 et 4,30 m de hauteur. Elle est constituée d'une seule unité (US1) (Fig. 4.18).

L'unité (US1) est associée à un lit subhorizontal d'un mètre d'épaisseur, composé de galets arrondis gris d'une dizaine de centimètres de diamètre. Ces galets sont associés à une matrice

de sables fins bruns clairs ($GM = 106 \mu\text{m}$) (**Fig. 4.18**). L'indice de tri de ces sables est élevé ($\sigma = 2,48$), ce qui traduit un mauvais tri des grains et une irrégularité de la dynamique de transport et de la sédimentation. L'indice d'asymétrie est positif ($sk = 0,48$) et indique un stock sédimentaire dominé par les particules grossières sableuses, enrichi en particules fines limoneuses (environ 17% des sédiments).

Cette unité peut être associée au faciès Gh de Miall (1996). La prédominance des galets atteste de conditions hydriques énergiques caractérisées par des écoulements torrentiels. Les galets sont transportés dans le fond du lit fluvial par roulement comme en témoigne leur forme arrondie. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux. La matrice sableuse suggère quant à elle une forte concentration sédimentaire et une viscosité importante au sein du chenal, témoignant d'écoulements rapides et de courte durée et ne permettant pas le lessivage et donc le transport sélectif des grains les plus fins. Ces sables sont principalement transportés par suspension graduée comme l'indique l'image CM (**Fig. 4.19**).

La séquence II recouvre la séquence I entre 1 m et 1,80 m, et se compose d'une seule unité de faciès sédimentaire (US2).

L'unité (US2) se définit par une matrice de sables fins marron ($GM = 93 \mu\text{m}$) (**Fig. 4.18**). Ce niveau subhorizontal d'environ 80 cm d'épaisseur contient également des galets arrondis gris de 4 à 8 centimètre de diamètre. Leur diamètre décroît de 2 à 5 cm à partir de 1,30 m et jusqu'au sommet de l'unité. Les paramètres statistiques calculés pour ce dépôt sédimentaire suggèrent un indice de tri élevé ($\sigma = 2,58$) et une asymétrie positive ($sk = 0,44$), indiquant une dynamique de transport irrégulière et peu sélectif, et un stock sédimentaire principalement grossier, enrichi en particules fine limoneuses (environ 18%). L'image CM indique que les sables sont transportés principalement par suspension graduée (**Fig. 4.19**). Les petits galets sont quant à eux transportés uniquement par roulement. Les dépôts de cette unité peuvent ainsi être interprétés comme des dépôts de débordements de crues d'énergie modérée à énergétique, et déposés dans la plaine alluviale. Les petits galets sont probablement expulsés par pulsations répétées de débit.

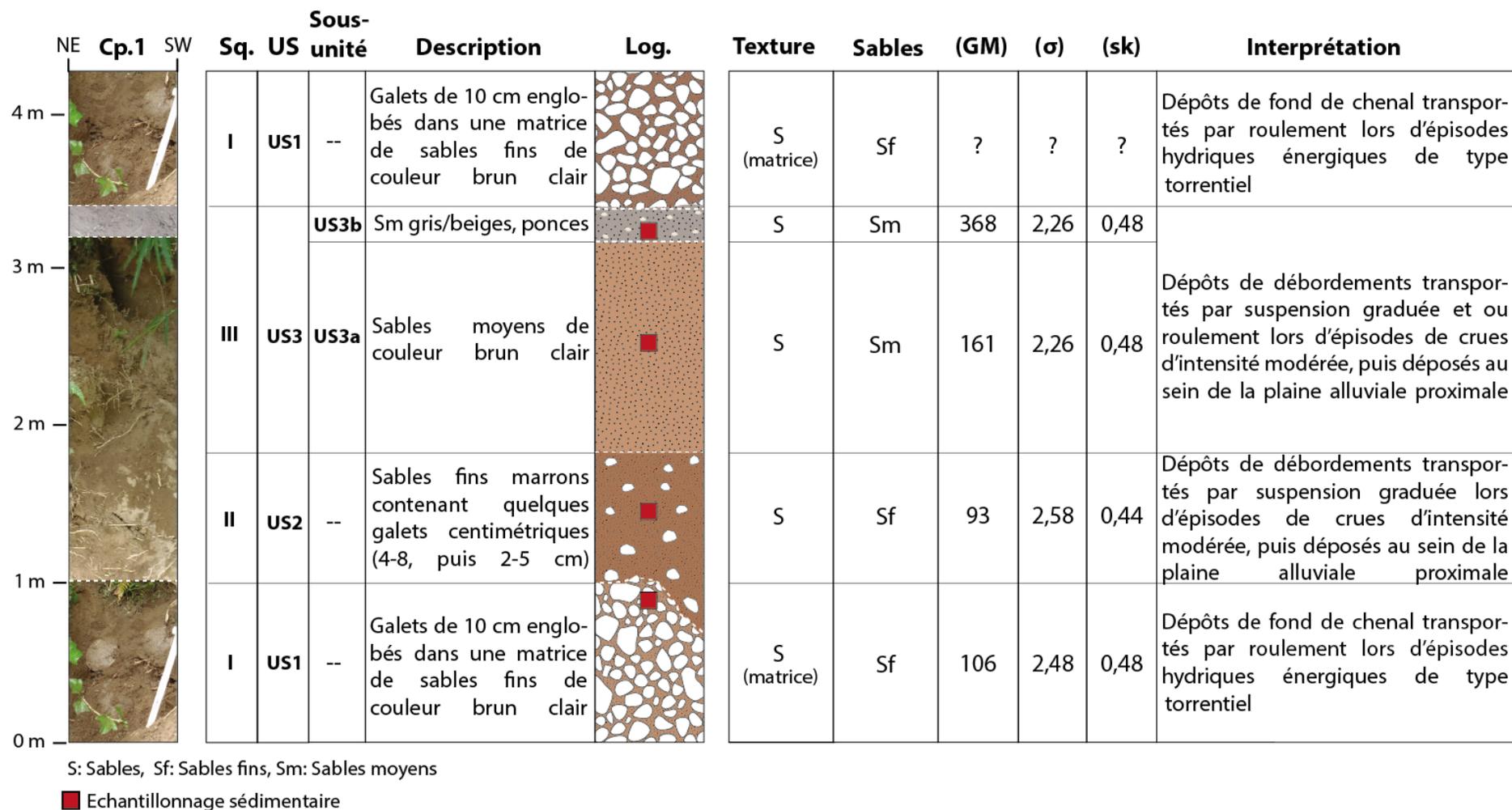


Figure 4.18 - Description de la coupe cp.1 du site S2 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

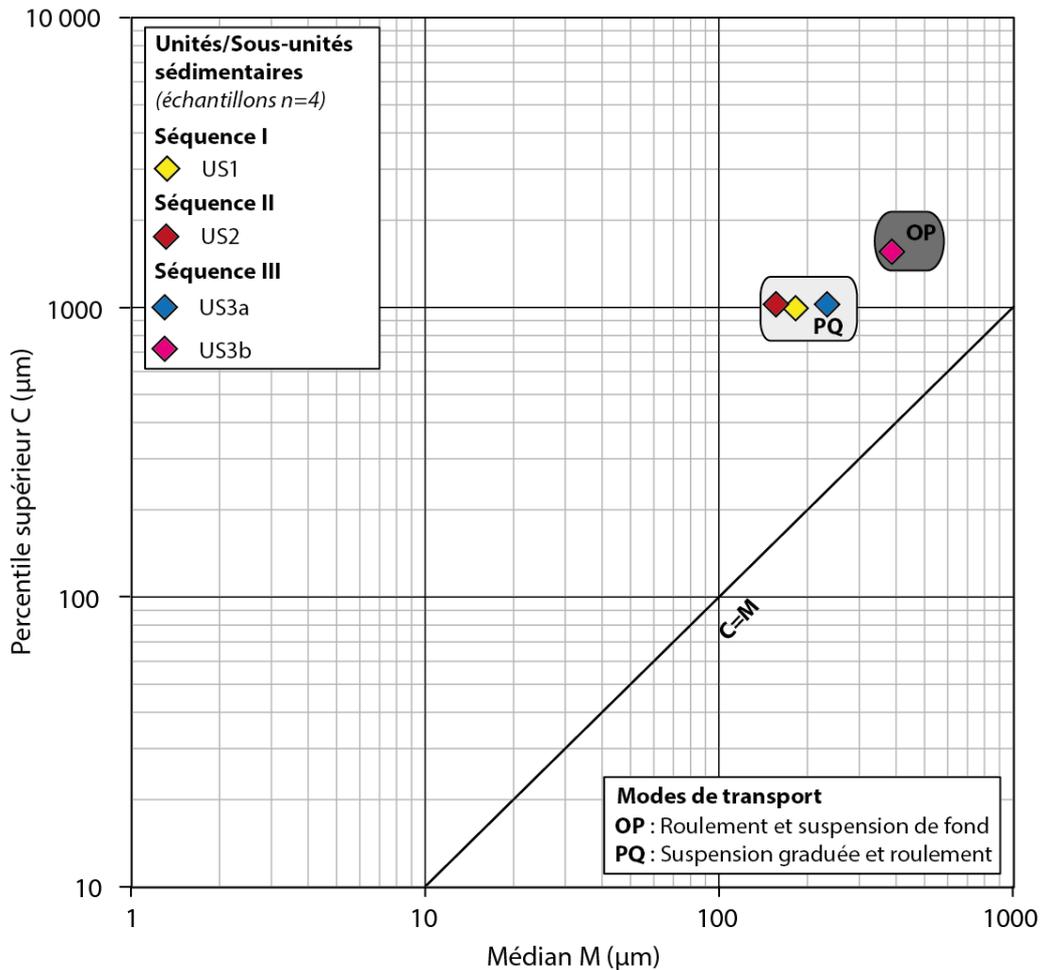


Figure 4.19 - Image CM des dépôts de la coupe cp.1 du site S2 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

La séquence III se situe entre 1,80 et 3,30 m de hauteur, et se compose d'une seule unité de faciès sédimentaire (US3) et de deux sous-unités (US3a et US3b).

La sous-unité (US3a) est comprise entre 1,80 et 3,15 m. C'est l'unité la plus développée de la coupe (environ 1,35 m d'épaisseur) (Fig. 4.18). Elle correspond à un lit subhorizontal de sables moyens de couleur brun clair. Le grain moyen est de 161 µm. Les grains de sables sont mal triés ($\sigma = 2,26$), ce qui traduit un flux de transport irrégulier et peu sélectif, tandis que l'asymétrie positif ($sk = 0,48$), suggère un stock sédimentaire dominé par les particules grossières sableuses et enrichi en fines limoneuses (12% des sédiments). Ces dépôts correspondent au faciès (Sh) de Miall (1996). Ils sont transportés principalement par suspension graduée (Fig. 4.19) lors d'épisodes de crues à énergie modérée, puis déposés dans la plaine d'inondation proximale.

La sous-unité (US3b) se situe entre 3,15 et 3,30 m de hauteur et correspond à un lit subhorizontal de 15 cm d'épaisseur de sables moyens gris/beiges ($GM = 368 \mu m$) (**Fig. 4.18**). Ces sables contiennent des pierres ponce arrondies de taille millimétrique. Les grains de sables sont mal triés ($\sigma = 2,26$), ce qui indique une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,48$), suggère un stock sédimentaire faiblement enrichi en particules fines limoneuses (seulement 4%). Ces sables correspondent au faciès Sh (Miall, 1996). Ils sont issus d'un transport par roulement et suspension graduée comme l'indique l'image CM (**Fig. 4.19**). Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de débordements de crues déposés en plaine d'inondation proximale.

4.1.4.1. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site S2

Les archives sédimentaires du site S2 suggèrent une évolution du système fluvial en 4 étapes principales.

A la base de la sédimentation, des dépôts grossiers détritiques de galets sont observés suggérant le développement d'un système fluvial énergétique aux écoulements torrentiels. Cette compétence énergétique de la rivière Deli traduit une augmentation du débit liquide favorisant une sédimentation grossière au sein du chenal et son exhaussement.

Plus tard, l'enregistrement sédimentaire suggère une compétence moins énergétique du système fluvial. Une sédimentation sableuse contenant quelques petits galets se met en place. Cette sédimentation illustre l'existence de crues débordantes en plaine alluviale proximale.

La troisième période marque l'existence d'un système fluvial à énergie modérée. Les galets ont totalement disparu de la sédimentation et laissent place à des dépôts de sables moyens, suggérant l'existence de débordements de crues relativement importantes compte tenu de l'épaisseur des dépôts. Les sables sont déposés au sein de la plaine alluviale proximale.

La dernière période se caractérise par un alluvionnement grossier détritique de galets, identique à la première période. Ces dépôts témoignent d'une nouvelle phase énergétique du système fluvial, avec des écoulements hydriques de type torrentiel.

4.1.5. Le site de Tugu

Le site de Tugu est localisé à environ 5 km en aval du site s2, dans la partie basse de la moyenne vallée, à la transition avec la basse vallée (**Fig. 4.1**). Sur ce site, 7 coupes (cp.1, cp.2, cp.3, cp.4, cp.5, cp.6, cp.7) ont été réalisées et ont permis d'étudier et de reconstituer le remplissage volcano-sédimentaire et son architecture entre 2 m et 4 m de profondeur en moyenne. Un transect de 140 m de long a été effectué à partir de 5 coupes (cp.2, cp.3, cp.4, cp.5, cp.6) le long du chenal mineur de la rivière Deli, en rive droite (**Fig. 4.20**). Deux autres coupes (cp.1 et cp.7) ont été réalisées de manière ponctuelle. Le site bénéficie d'un cadre chronologique établi à partir de 7 datations, dont 5 proviennent du transect de coupes. Les datations les plus anciennes sont supérieures à 51 000 ans BP et témoignent d'un remplissage ancien pour ce tronçon. Un important échantillonnage, composé d'une soixantaine de prélèvements a été réalisé afin de procéder à des analyses granulométriques. La sédimentation du site est complexe et associe majoritairement des dépôts grossiers volcaniques remaniés, ainsi que des alluvions détritiques grossières.

4.1.5.1. La coupe cp.1

La coupe cp.1 se situe en rive droite concave, à environ 580 m en amont du transect et 50 m du chenal de la rivière Deli (**Fig. 4.20**). Elle se situe dans un complexe de terrasses enherbées regroupant au moins 2 niveaux distincts (**Fig. 4.21**). La coupe cp.1 est située dans la terrasse t2. Sa base se trouve à environ 4 m au-dessus de la rivière et 17 m de distance du chenal mineur. Elle mesure 2,70 m de hauteur et se structure en 3 séquences (I, II, III), regroupant 3 unités de faciès principaux (US1, US2 et US3) et 2 sous-unités (US2a et US2b) (**Fig. 4.22**). Une dizaine de prélèvements a été réalisée pour des analyses granulométriques. Le remplissage est majoritairement d'origine volcanique et associe également des dépôts alluviaux grossiers évoluant verticalement selon un granoclassement normal à partir de la séquence II.

La **séquence I** correspond aux trois-quarts de la coupe et se situe entre 0 cm et 1,90 m de hauteur (**Fig. 4.22**). Elle est associée à une formation volcanique à l'aspect ponceux, très indurée et compacte, structurée en une seule unité (US1). Cette unité est semblable à l'unité (US1) de la coupe cp.4 du site S3 (**cf. 4.1.3.3**).

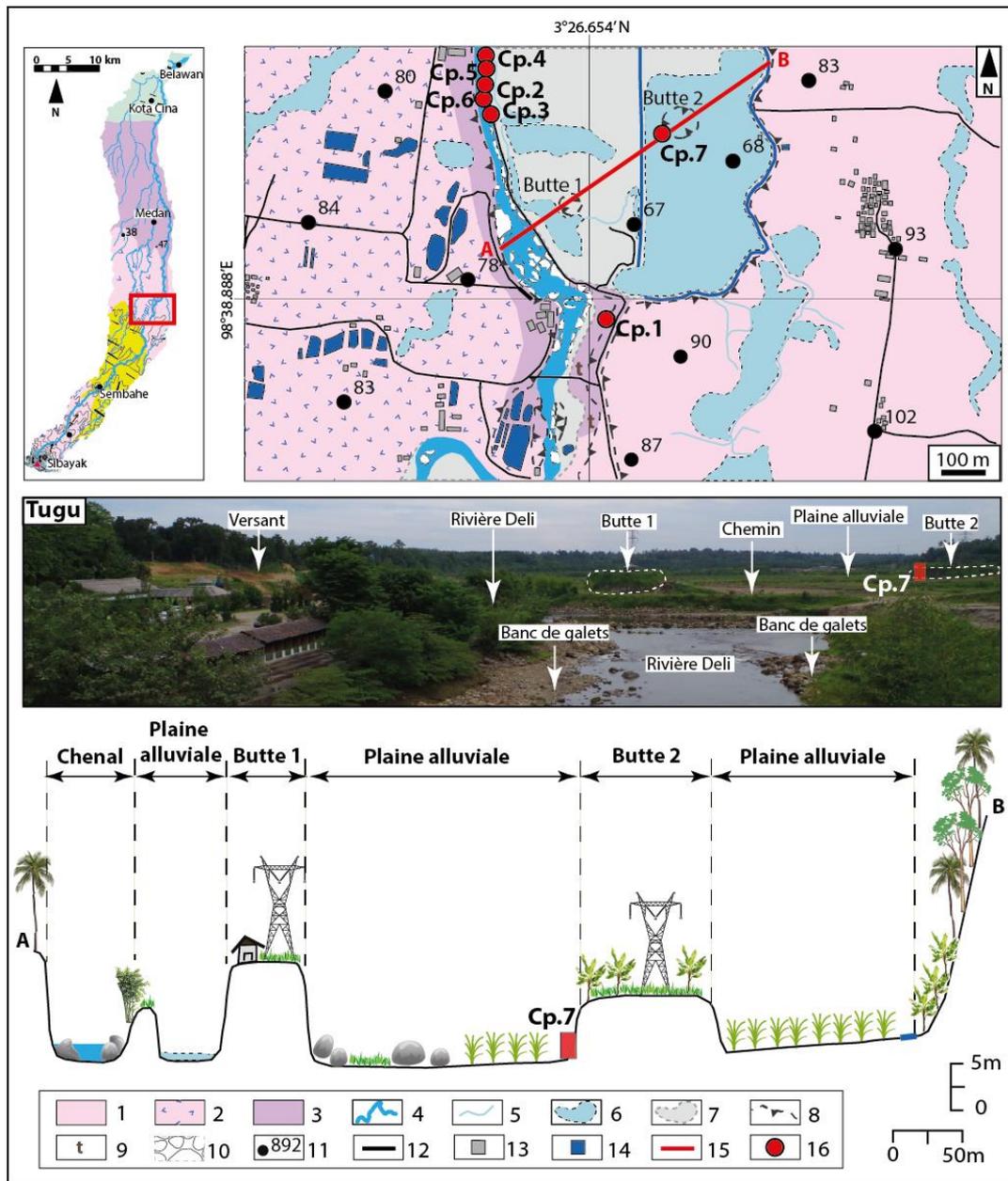


Figure 4.20 - Carte géomorphologique du site de Tugu et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Tufs volcaniques Toba (tufs rhyodacitiques partiellement soudés du Pléistocène) ; 2. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 3. « Formation de Medan » (blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 4. Chenal de la rivière Deli ; 5. Ecoulements secondaires ; 6. Zones humides temporairement inondées et généralement cultivées en rizières ; 7. Plaine alluviale ; 8. Versants ; 9. Terrasses ; 10. Bacs de galets ; 11. Points cotés ; 12. Routes ; 13. Habitations ; 14. Bassins ; 15. Profil en travers ; 16. Coupes.

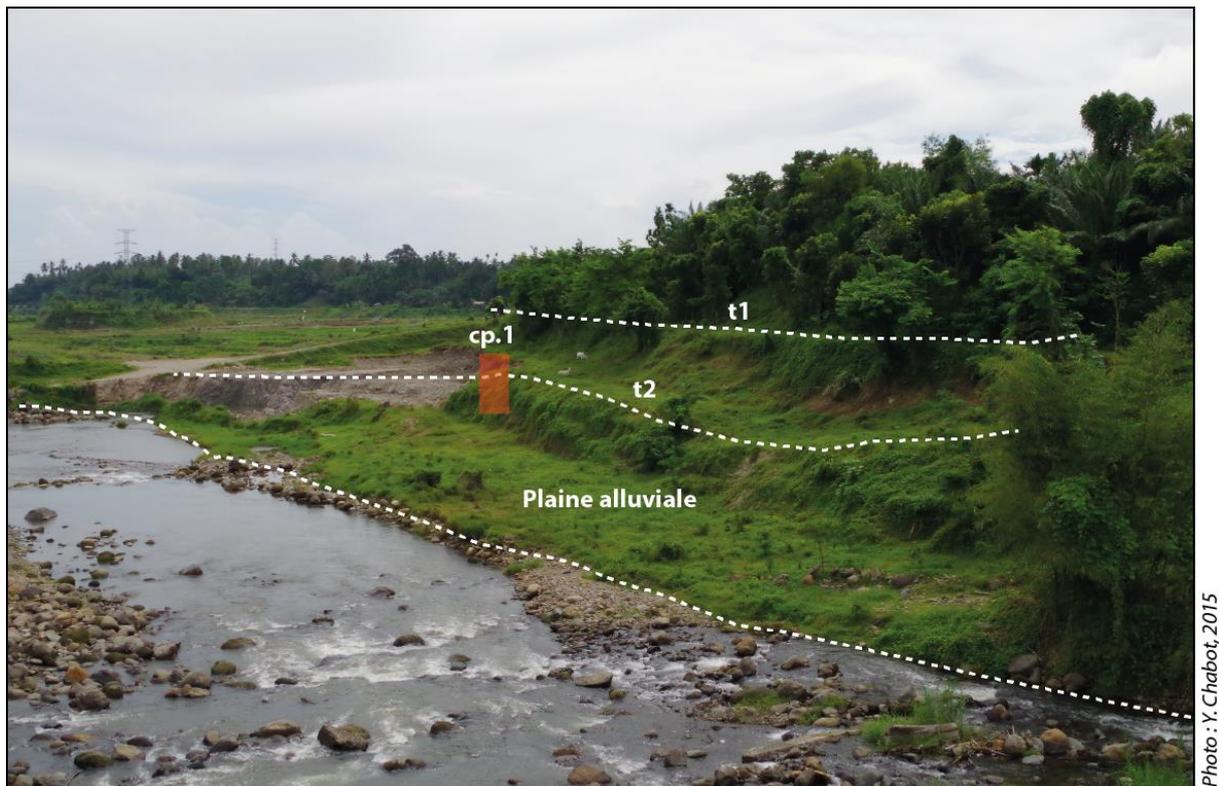


Photo : Y. Chabot, 2015

Figure 4.21 - Complexe de terrasses enherbées en rive droite de la rivière Deli.

L'unité (US1) fait environ 1,90 m de hauteur, comme l'unité (US1) de la coupe cp. 4 du site S3. Elle est composée de sables fins et moyens (70 à 80%) ($114 < GM < 202 \mu\text{m}$), enrichis en limons (20 à 30%) (**Fig. 4.22**). Le faciès est de couleur grisâtre/bleuâtre. Les particules sont mal triées ($2,5 < \sigma < 2,8$) et le stock sédimentaire est principalement dominé par des grains grossiers enrichis en fines ($0,2 < sk < 0,3$). Elle contient des gravillons anguleux millimétriques et centimétriques. Cette unité présente une organisation structurale massive, sans lamination ou stratification. Elle pourrait, comme l'unité (US1) de la coupe cp.4 du site S3, correspondre à des ignimbrites ponceuses rhyolitiques de tufs provenant du Toba.

La séquence II fait environ 40 cm d'épaisseur et recouvre la séquence I entre 1,90 et 2,30 m de hauteur. Elle correspond à des alluvions détritiques grossières et regroupe 1 unité de faciès principale (US2) et 2 sous-unités (US2a et US2b) (**Fig. 4.22**).

La sous-unité (US2a) est située dans la moitié inférieure de la séquence II et correspond à une matrice de sables très grossiers (93% des sédiments) ($GM = 731 \mu\text{m}$) gris/noirs mal triés ($\sigma = 1,4$), traduisant une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation (**Fig. 4.22**). L'asymétrie positive ($sk = 0,5$) suggère un faible affinement du stock sédimentaire en particules limoneuses (environ 6% des sédiments).

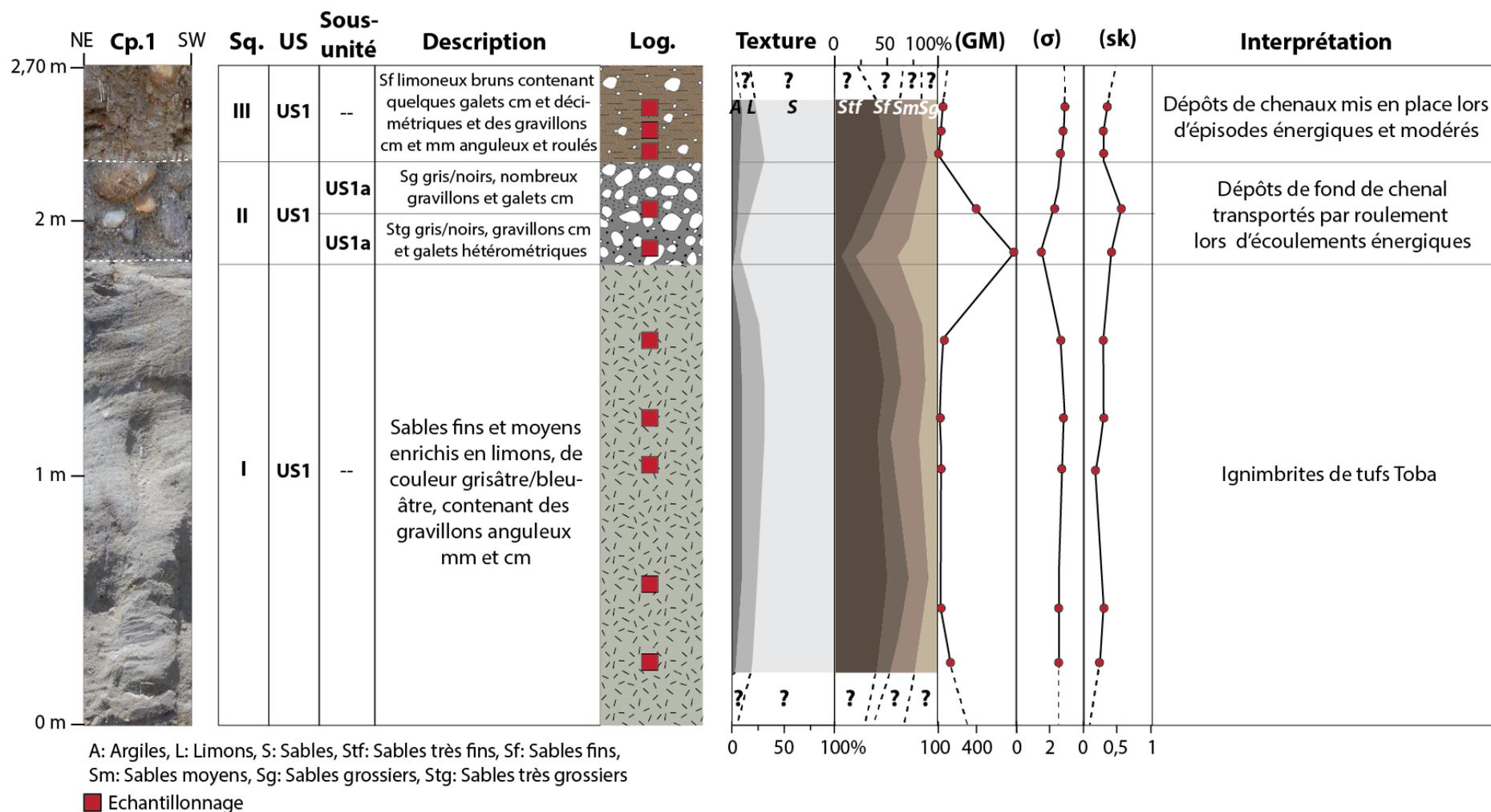


Figure 4.22 - Description de la coupe cp.1 du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

La matrice contient des petits galets arrondis de différentes tailles (centimétriques à décimétriques) et des gravillons centimétriques, et présente une organisation structurale massive subhorizontale. Elle pourrait correspondre au faciès Gh de Miall (1996). Ces dépôts de chenaux témoignent d'une énergie importante capable de transporter les alluvions grossières (galets et graviers) par roulement comme en atteste leur forme émoussée, lors de crues énergiques. La matrice sableuse abondante suggère une forte concentration sédimentaire et une importante viscosité au sein du cours d'eau, ce qui traduit des écoulements énergiques de courte durée. Ces derniers ne permettent pas le lessivage et le transport sélectif des éléments les plus fins. L'image CM montre que ces sables sont transportés par roulement (Fig. 4.23).

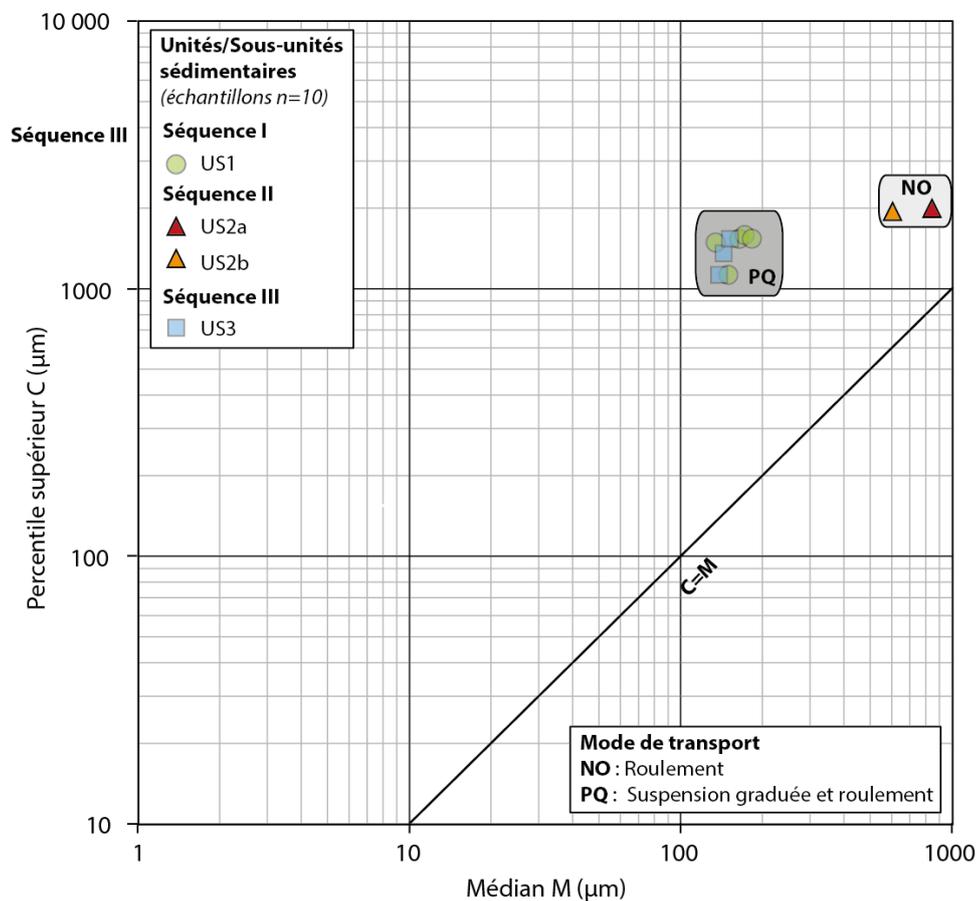


Figure 4.23 - Image CM des dépôts de la coupe cp.1 du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Les échantillons en transparence ont des courbes de distribution granulométrique de type bimodale ou plurimodale. A l'inverse, les échantillons non transparents ont des courbes de distribution granulométrique de type unimodale.

La sous-unité (US2b) prend place au-dessus de la sous-unité (US3b), dans la moitié supérieure de la séquence II (**Fig. 4.22**). Elle se compose d'une matrice de sables grossiers (87% des sédiments) gris/noirs ($GM = 413 \mu m$). Les sables sont mal triés ($\sigma = 2,1$), ce qui indique qu'ils ont été transportés par un mode de transport irrégulier, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,5$) suggère un faible enrichissement du stock sédimentaire sableux en particules fine limoneuses (10% environ). La matrice sableuse contient de nombreux gravillons et galets arrondis centimétriques. La taille des galets augmente dans la partie sommitale de l'unité et atteint plus de 10 cm de diamètre. Comme la sous-unité (US2a) sous-jacente, l'organisation structurale de la sous unité (US2b) est de type massif subhorizontal. Elle peut correspondre au faciès Gh de Miall (1996) et être interprétée de la même manière que la sous-unité (US2a). Toutefois, les sables moins grossiers suggèrent des écoulements moins énergiques mais restant tout de même forts. L'image CM montre que ces sables sont transportés par roulement (**Fig. 4.23**).

La **séquence III** se trouve dans la partie sommitale de la coupe, entre 2,30 m et 2,70 m de hauteur. Elle se compose d'une unité de faciès (US3) (**Fig. 4.22**).

L'unité (US3) fait environ 40 cm d'épaisseur et se compose d'une matrice de sables fins (68 à 73% des sédiments) variablement limoneuse (22 à 29%) ($109 < GM < 147 \mu m$) de couleur brun (**Fig. 4.22**). Elle est parsemée de taches ocre/rouille et grises d'oxydation sur ses 25 derniers centimètres. Les particules sédimentaires sont mal triées ($2,7 < \sigma < 2,8$), ce qui indique une irrégularité des processus de sédimentation et de la dynamique de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,3$) suggère un affinement du stock sédimentaire principalement sableux en particules fines limoneuses. La matrice contient des galets épars, de taille centimétrique et décimétrique, ainsi que de nombreux gravillons millimétriques et centimétriques anguleux et roulés, ce qui donne un aspect grumeleux à cette sous-unité, qui par ailleurs présente une organisation structurale massive subhorizontale. Elle peut éventuellement correspondre au faciès Gh (Miall, 1996). Les courbes de distribution granulométrique polymodale de ces dépôts ne permettent pas de leur attribuer un mode de transport singulier, bien que l'image CM (**Fig. 4.23**) suggère qu'ils peuvent être transportés par suspension graduée et roulement, ce qui témoignent d'une énergie hydrique moins importante que pour l'unité (US2) de la séquence II, mais restant toutefois forte, compte-tenu notamment de la présence d'alluvions grossières arrondies transportés par roulement lors d'épisodes de crues. La matrice sableuse, enrichie en limons, témoigne d'une forte concentration sédimentaire et d'une viscosité importante au sein du cours d'eau.

4.1.5.2. Interprétation des archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.1

L'étude des archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.1 suggère une évolution du système fluvial en trois temps.

Dans un premier temps, le système fluvial de Deli est associé à un épais remplissage d'ignimbrites de tufs. Ces dépôts pyroclastiques du Pléistocène sont indurés et compacts, et ont certainement engendré des contraintes importantes dans l'écoulement de la rivière Deli, comme sur les sites S3 et S4 en amont.

Dans un second temps, la rivière Deli s'est incisée dans les dépôts de tufs, comme en témoigne l'enregistrement des dépôts alluviaux détritiques grossiers positionnés au-dessus des ignimbrites. Ces dépôts alluviaux grossiers de près d'un mètre d'épaisseur, attestent d'écoulements hydriques énergiques.

Dans un troisième temps, l'écoulement durable de la rivière sur les ignimbrites a engendré une érosion de ces dépôts. L'incision verticale et latérale qui en a résulté est attestée par la position des dépôts alluviaux grossiers laissés par la rivière à plus de 6 m au-dessus du chenal actuel, et 17 m de distance à l'est. Cette incision importante, déjà observée à l'amont sur les sites S3 et S4 a probablement engendré un important transfert de matériaux volcano-sédimentaires dans la partie aval de la vallée. Aujourd'hui, cet apport s'observe sur le site même de Tugu et porte le nom de « formation de Medan ». Cette formation sédimentaire résulte de l'altération et d'un large remaniement fluvial des dépôts de tufs du Toba (Cameron *et al.*, 1982). Ces dépôts remaniés proviennent de la haute et moyenne vallée de Deli et sédimentent dans la basse vallée, notamment à partir du site de Tugu, en raison d'un contexte topographique favorable lié à une rupture de pente et un élargissement du fond de vallée, caractérisé par de larges plaines alluviales humides. Le site de Tugu apparaît ainsi comme une zone de piégeage sédimentaire.

4.1.5.3. Transect (cp.2, cp.3, cp.4, cp.5 et cp.6)

Le transect de coupes réalisé à Tugu se caractérise par des dépôts d'origine volcanique. Cinq grands ensembles ont été identifiés *in situ*, regroupent 29 unités de faciès (US1 à US29) et 8 sous-unités (US3a, US3b, US9a, US9b, US12a, US12b, US18a, US18b), définies à partir des coupes cp.2, cp.3, cp.4, cp.5, et cp.6 (Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1). Le remplissage se compose principalement de dépôts graveleux volcaniques massifs et indurés, de couleur violet foncé/noir. Des dépôts de sables sont présents en bas des coupes cp.2 et cp.3. Le remplissage

est ancien et date au moins du Pléistocène récent selon les 5 datations obtenues, qui par ailleurs ont la particularité d'être inversées. Il ne présente pas de granoclasement mais un ensemble désordonné.

1. Un premier ensemble de dépôts correspond à la partie basale du transect. Cet ensemble n'est pas continu et apparaît uniquement à la base de la coupe cp.4, entre 0 et 30 cm, et de la coupe cp.2, entre 0 et 20 cm. Il est associé à deux unités (US1 et US2), principalement composées d'alluvions détritiques grossières (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**).

L'unité (US1) est observée uniquement à la base de la coupe cp.4, entre 0 et 20-25 environ. Elle est composée de galets arrondis centimétriques gris, violets et orangés. Les galets sont imbriqués dans une matrice limoneuse de couleur violet foncé/noir. L'ensemble du faciès est induré (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**).

L'unité (US2) se situe dans la partie basale de la coupe cp.2, entre 0 et 10 cm environ. Cette unité est associée à des galets arrondis gris de quelques centimètres à 15-20 cm. Les galets sont englobés dans une matrice de sables grossiers contenant des gravillons. La matrice est de couleur violet foncé/noir. Le grain moyen est de 322 μm . L'indice de tri de ces sables est élevé ($\sigma = 1,8$), ce qui indique une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,4$), traduit un stock sédimentaire dominé par les particules grossières, enrichi en particules fines limoneuses (environ 12% des sédiments) (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**).

2. Le second ensemble est lui aussi discontinu d'un point de vue stratigraphique. Il est observé uniquement dans la partie inférieure des coupes cp.2 et cp.3, sur environ 1 m d'épaisseur. L'architecture et la nature du remplissage, principalement sableux, indique un système rythmé caractérisé par une succession et une alternance de lits de sables fins, moyens et grossiers, de différentes couleurs. Au total, 14 unités de faciès (US3 à US16) et 6 sous-unités (US3a, US3b, US9a, US9b, US12a, US12b) ont été distinguées (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Selon un ordre lithostratigraphique, nous présentons ci-dessous ces différentes unités et sous-unités.

L'unité (US3) se situe à la base de la coupe cp.3 et se compose de 2 sous-unités (US3a et US3b). L'épaisseur de cette unité est d'environ 20 cm.

La sous-unité (US3a) correspond à des sables fins gris (74 % des sédiments), enrichis en limons (24%) ($GM = 119 \mu\text{m}$). Elle prend la forme de petits lits centimétriques

subhorizontaux d'environ 2 cm d'épaisseur en alternance rapide avec la sous-unité (US3b) décrite ci-après (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). La sous-unité (US3a) présente un indice de tri élevé ($\sigma = 1,9$), ce qui indique une mise en place des sables par une dynamique de transport irrégulière. L'asymétrie positive ($sk = 0,2$), traduit un stock sédimentaire grossier enrichie en particules fines limoneuses.

La sous-unité (US3b) est associée à des lits centimétriques subhorizontaux d'environ 4 à 6 cm d'épaisseur, de sables moyens ocre foncés, contenant des gravillons millimétriques ($GM = 319 \mu\text{m}$) (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Cette sous-unité alterne avec la sous-unité (US3a). Le mauvais tri des sables ($\sigma = 2$) suggère qu'ils ont été transportés par un flux irrégulier, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,2$), traduit un stock sédimentaire dominé par des grains grossiers, enrichi en particules fines limoneuses (environ 15% des sédiments).

L'unité (US4) est observée à la base de la coupe cp.2 et recouvre le lit de galets de l'unité (US2), sous la forme d'un lit subhorizontal d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Ce lit contient des sables grossiers violets foncés/noirs compacts, ainsi que quelques petits galets arrondis de taille centimétrique (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Le grain moyen est de $406 \mu\text{m}$. Les sables sont mal triés ($\sigma = 1,6$), ce qui traduit une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation. L'asymétrie positive ($sk = 0,3$) suggère quant à elle un stock sédimentaire dominé par les particules grossières, enrichi en particules fines limoneuses (environ 8% des sédiments).

L'unité (US5) s'observe dans la partie inférieure de la coupe cp.3 et recouvre l'unité (US3). Elle est associée à un lit subhorizontal de sables gris clairs, faisant plusieurs centimètres d'épaisseur. Les sables sont moyens ($GM = 288 \mu\text{m}$) (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). L'unité contient des galets arrondis gris centimétriques, ainsi que des particules de charbons, permettant de dater l'unité à $46\,000 \pm 2\,000$ ans BP ($46\,226$ cal. BP). L'indice de tri de cette unité est élevé ($\sigma = 1,6$), ce qui traduit une irrégularité des processus de sédimentation et de transport. L'asymétrie est positive ($sk = 0,1$) et indique un affinement du stock sédimentaire.

L'unité (US6) se situe au-dessus de l'unité (US4) de la coupe cp.2 et se présente sous la forme d'un lit subhorizontal de 15-20 cm d'épaisseur. Elle se compose d'une matrice sableuse compacte de couleur violet foncé/noir (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Les sables sont moyens ($287 < GM < 377 \mu\text{m}$), mal triés ($1 < \sigma < 1,5$) et enrichis en particules fines ($0,2 < sk < 0,3$). Cela suggère une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation.

Le stock sédimentaire est principalement grossier, enrichi en particules fines limoneuses (12 à 15 % des sédiments).

L'unité (US7) prend place au-dessus de l'unité (US5), dans la partie inférieure de la coupe cp.3. Elle est associée à un lit subhorizontal de sables moyens gris clairs compacts ($GM = 207 \mu m$), épais de 60 cm (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Ce lit de sables contient des particules de charbons et des fragments de bois. Ce matériel organique prélevé dans la partie sommitale de l'unité est daté à $> 51\ 000$ ans BP. Les sables sont mal triés ($\sigma = 1,5$), ce qui indique qu'ils sont issus d'une dynamique de transport peu régulière, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,4$) traduit un stock sédimentaire principalement grossier.

L'unité (US8) se place au-dessus de l'unité (US6). Dans cette unité, les sables sont fins ($GM = 160 \mu m$) et de couleur violet foncé/noir. Ils forment un lit subhorizontal d'environ 3-4 centimètres d'épaisseur (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Les particules sableuses sont mal triées ($\sigma = 1,5$), indiquant une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation à l'origine de leur mise en place. Le stock sédimentaire est dominé par des particules grossières enrichies en fines ($sk = 0,3$) (environ 17% de limons).

L'unité (US9) recouvre l'unité (US8) au travers de deux sous-unités (US9a et US9b).

La sous-unité (US9a) se caractérise par des sables moyens ($GM = 231 \mu m$), de couleur beige. Ces sables forment des lits subhorizontaux centimétriques qui alternent rapidement avec la sous-unité (US9b) décrite-ci après. Ils contiennent des lentilles de sables grossiers d'environ 1 cm. Les particules sableuses sont mal triées ($\sigma = 1,2$), suggérant une irrégularité des processus de sédimentation et de la dynamique de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,3$) suggère un stock grossier enrichi en particules fines limoneuses (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**).

La sous-unité (US9b) correspond à des lits subhorizontaux de sables moyens ocre ($GM = 250 \mu m$) alternant avec la sous-unité (US9a) (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Les sables sont mal triés ($\sigma = 1,2$), ce qui traduit une mise en place liée à une dynamique de transport irrégulière. L'asymétrie positive ($sk = 0,3$) suggère un stock sédimentaire grossier enrichi en particules fines (10 % de limons environ). Cette sous-unité contenait un fragment de bois daté à $> 46\ 000$ BP.

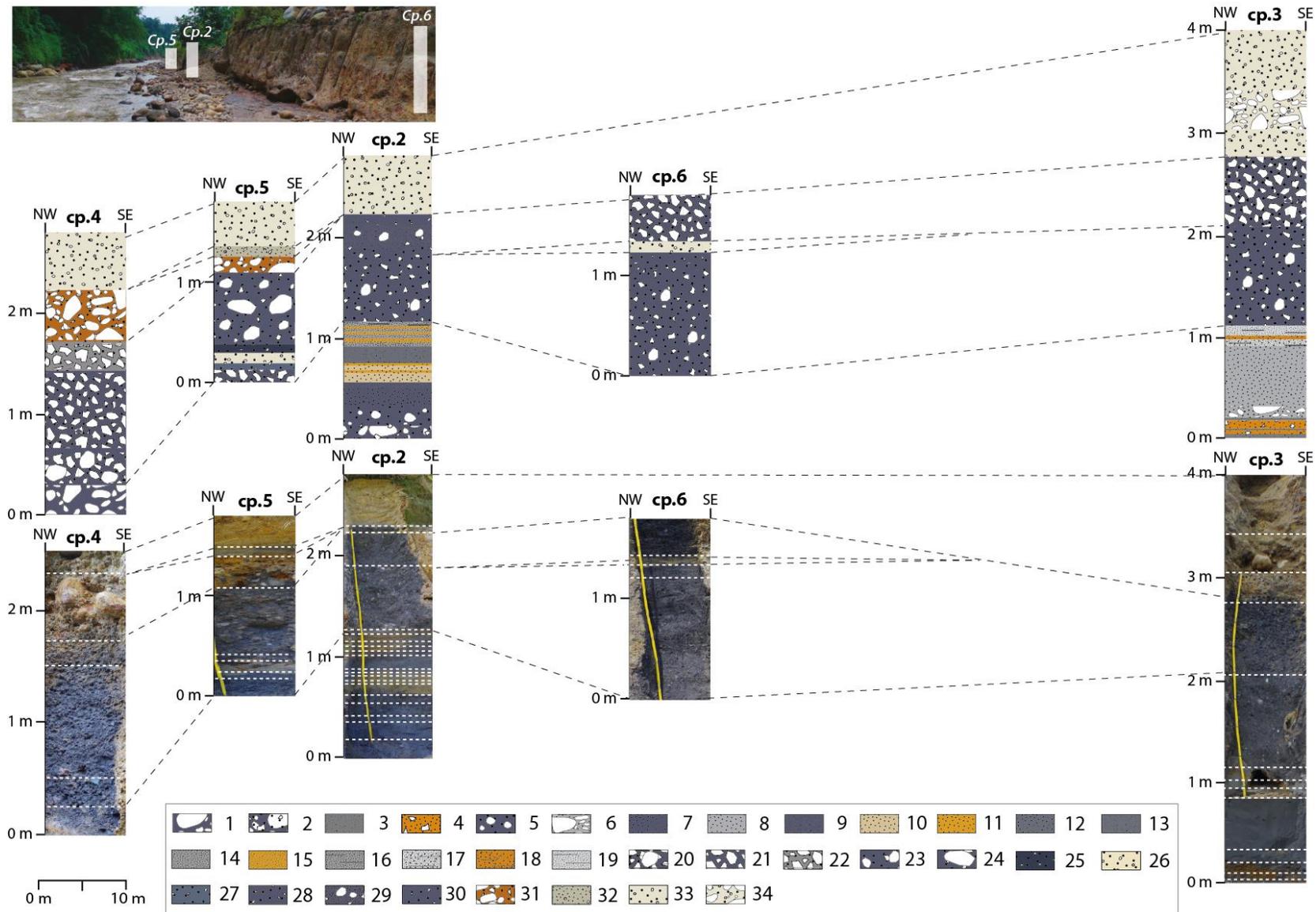


Figure 4.24 - Coupes cp. 4, cp. 5, cp. 2, cp.6 et cp. 3 du transect du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Galets arrondis centimétriques et limons violets foncé/noirs ; 2. Galets arrondis centimétriques (15-20 cm), sables grossiers et gravillons violets foncés/noirs ; 3. Sables fins gris ; 4. Sables moyens ocre foncés et gravillons ; 5. Sables grossiers violets foncés/noirs avec quelques galets arrondis centimétriques ; 6. Sables moyens gris clairs et galets arrondis centimétriques ; 7. Sables moyens violets foncés/noirs ; 8. Sables moyens gris clairs ; 9. Sables fins violets foncés/noirs ; 10. Sables moyens beiges ; 11. Sables moyens ocre ; 12. Sables moyens gris foncés ; 13. Sables fins gris foncés ; 14. Sables fins gris ; 15. Sables fins ocre ; 16. Sables fins à très fins limoneux gris ; 17. Sables fins et moyens gris clairs ; 18. Sables fins et moyens ocre ; 19. Sables fins limoneux gris clairs ; 20. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs avec quelques galets centimétriques anguleux et de nombreux gravillons millimétriques et centimétriques ; 21. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs, nombreux gravillons anguleux millimétriques et centimétriques, pierres anguleuses, ponces, et quelques galets arrondis ; 22. Sables grossiers limoneux gris avec des taches ocre d'oxydation, nombreux gravillons anguleux millimétriques et centimétriques, pierres anguleuses, pierres ponces, et quelques galets arrondis ; 23. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs, gravillons, pierres ponces roulées, et quelques galets arrondis centimétriques (jusqu'à 10 cm) ; 24. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs, nombreux galets arrondis centimétriques, pierres ponces, gravillons millimétriques et centimétriques ; 25. Lentille de sables grossiers gris foncés/noirs et de gravillons millimétriques ; 26. Lentille de sables grossiers blanchâtres/jaunâtres et de gravillons millimétriques ; 27. Lentille de sables grossiers gris foncés et de gravillons millimétriques ; 28. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs et gravillons millimétriques ; 29. Sables fins limoneux violets foncés/noirs, quelques galets arrondis et gravillons anguleux millimétriques et centimétriques ; 30. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs et quelques gravillons millimétriques ; 31. Galets et blocs arrondis centimétriques, sables grossiers gris/jaunâtres/ocre, pierres et gravillons anguleux centimétriques, et pierres ponces centimétriques arrondies ; 32. Lentille de sables moyens gris clairs/foncés ; 33. Sables grossiers limoneux grisâtres/jaunâtres, gravillons anguleux millimétriques et galets anguleux centimétriques ; 34. Lit de galets (8-10 à 15 cm), sables grossiers limoneux grisâtres/jaunâtres, gravillons anguleux millimétriques et galets anguleux centimétriques.

L'unité (US10) se situe au-dessus de l'unité (US9) et correspond à une matrice de sables moyens gris foncés. Le grain moyen de l'unité est de 198 μm . Les sables forment un lit subhorizontal compact de quelques centimètres d'épaisseur (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Ils sont mal triés ($\sigma = 1,4$), ce qui suggère une irrégularité des processus de sédimentation et de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,3$), traduit un stock riche en particules grossières, enrichi en fines (12% de limons environ).

L'unité (US11) correspond à des sables fins gris foncés enrichis en limons (24%) (GM = 109 μm). Cette unité se structure sous la forme d'un lit subhorizontal compact de quelques centimètres d'épaisseur (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). L'indice de tri est élevé ($\sigma = 1,8$), ce qui traduit une mise en place par une dynamique de transport irrégulière, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,4$), suggère une prédominance des particules grossières enrichis en particules fines limoneuses. Les charbons présents dans l'unité sont datés à > 51 000 ans BP.

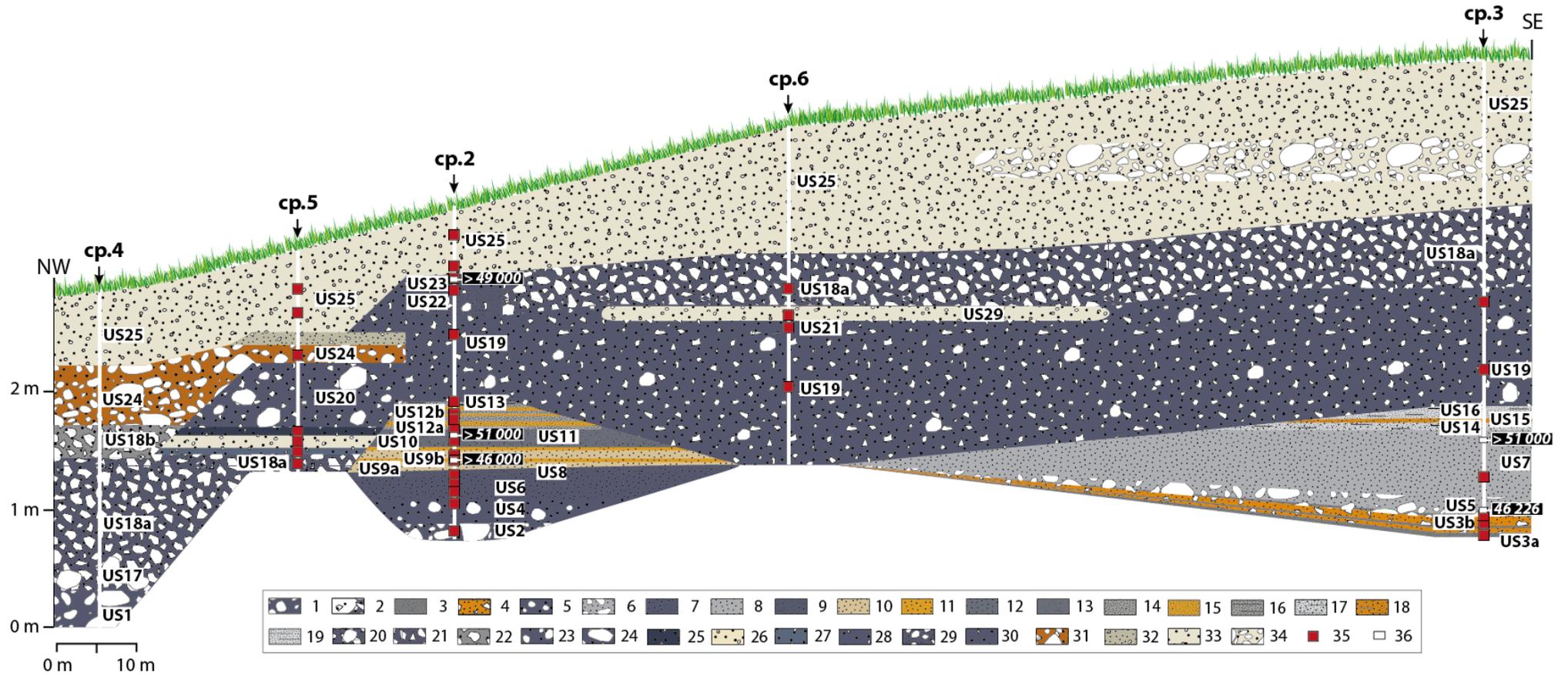


Figure 4.25 - Transect de coupes du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Galets arrondis centimétriques et limons violets foncé/noirs ; 2. Galets arrondis centimétriques (15-20 cm), sables grossiers et gravillons violets foncés/noirs ; 3. Sables fins gris ; 4. Sables moyens ocre foncés et gravillons ; 5. Sables grossiers violets foncés/noirs avec quelques galets arrondis centimétriques ; 6. Sables moyens gris clairs et galets arrondis centimétriques ; 7. Sables moyens violets foncés/noirs ; 8. Sables moyens gris clairs ; 9. Sables fins violets foncés/noirs ; 10. Sables moyens beiges ; 11. Sables moyens ocre ; 12. Sables moyens gris foncés ; 13. Sables fins gris foncés ; 14. Sables fins gris ; 15. Sables fins ocre ; 16. Sables fins à très fins limoneux gris ; 17. Sables fins et moyens gris clairs ; 18. Sables fins et moyens ocre ; 19. Sables fins limoneux gris clairs ; 20. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs avec quelques galets centimétriques anguleux et de nombreux gravillons millimétriques et centimétriques ; 21. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs, nombreux gravillons anguleux millimétriques et centimétriques, pierres anguleuses, ponces, et quelques galets arrondis ; 22. Sables grossiers limoneux gris avec des taches ocre d'oxydation, nombreux gravillons anguleux millimétriques et centimétriques, pierres anguleuses, pierres ponces, et quelques galets arrondis ; 23. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs, gravillons, pierres ponces roulées, et quelques galets arrondis centimétriques (jusqu'à 10 cm) ; 24. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs, nombreux galets arrondis centimétriques, pierres ponces, gravillons millimétriques et centimétriques ; 25. Lentille de sables grossiers gris foncés/noirs et de gravillons millimétriques ; 26. Lentille de sables grossiers blanchâtres/jaunâtres et de gravillons millimétriques ; 27. Lentille de sables grossiers gris foncés et de gravillons millimétriques ; 28. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs et gravillons millimétriques ; 29. Sables fins limoneux violets foncés/noirs, quelques galets arrondis et gravillons anguleux millimétriques et centimétriques ; 30. Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs et quelques gravillons millimétriques ; 31. Galets et blocs arrondis centimétriques, sables grossiers gris/jaunâtres/ocre, pierres et gravillons anguleux centimétriques, et pierres ponces centimétriques arrondies ; 32. Lentille de sables moyens gris clairs/foncés ; 33. Sables grossiers limoneux grisâtres/jaunâtres, gravillons anguleux millimétriques et galets anguleux centimétriques ; 34. Lit de galets (8-10 à 15 cm), sables grossiers limoneux grisâtres/jaunâtres, gravillons anguleux millimétriques et galets anguleux centimétriques ; 35. Echantillonnage sédimentaire ; 36. Datation radiocarbone (indiqué en cal. BP).

L'unité (US12) est positionnée au-dessus de l'unité (US11) et se structure en 2 sous-unités distinctes (US12a et US12b).

La sous-unité (US12a) se caractérise par des sables fins gris ($GM = 137 \mu m$). Ces sables se structurent sous la forme de petits lits subhorizontaux centimétriques et alternent avec la sous-unité (US12b) décrite ci-dessous (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Les grains sont mal triés ($\sigma = 1,6$), suggérant une mise en place liée à un mode de transport irrégulier. L'asymétrie positive ($sk = 0,4$), indique que le stock sédimentaire est prédominé par des particules grossières, enrichi en particules fines limoneuses (18% des sédiments).

La sous-unité (US12b) prend la forme de lits centimétriques subhorizontaux de sables fins ocre ($GM = 162 \mu m$), en alternance avec la sous-unité (US12a) (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Les sables sont mal triés ($\sigma = 1,5$), ce qui indique qu'ils ont été transportés par une dynamique de transport non régulière. L'asymétrie positive ($sk = 0,3$) traduit un stock de sédiments où

prédominent les grains grossiers. Ces derniers sont enrichis en particules fines limoneuses (environ 15%).

L'unité (US13) se situe au-dessus du système sableux rythmé de l'unité (US12). Elle se caractérise par une texture sédimentaire sablo-limoneuse de couleur gris clair (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). La teneur en sables est de 62%, et celle des limons de 36%. Les sables sont fins à très fins. Le grain moyen n'excède pas 70 μm . L'organisation structurale de cette unité correspond à un lit centimétrique subhorizontal, dans lequel les particules sédimentaires sont mal triés ($\sigma = 1,7$) et indiquent une irrégularité des processus de transport et de sédimentation. L'asymétrie positive ($sk = 0,3$) traduit un stock sédimentaire sableux enrichi en particules fines limoneuses.

L'unité (US14) s'observe sur la coupe cp.3, au-dessus de l'unité (US7). Elle correspond à un lit subhorizontal de sables fins et moyens gris clair d'environ 6 cm d'épaisseur, enrichi en limons (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Cette unité contient des fragments de bois et n'a pas été échantillonnée.

L'unité (US15) prend place au-dessus de l'unité (US14). Elle est associée à un lit subhorizontal discontinu de sables fins et moyens ocre d'environ 4 cm d'épaisseur (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Cette unité n'a pas fait l'objet de prélèvement.

L'unité (US16) se situe au-dessus de l'unité (US15) et correspond à des sables fins limoneux gris clairs. L'organisation structurale de cette unité correspond à un lit subhorizontal d'environ 10 cm d'épaisseur (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Ces sables n'ont pas été échantillonnés.

3. Le troisième ensemble de dépôts recouvre le second précédemment décrit, au travers d'unités de dépôts grossiers graveleux contenus dans une matrice sablo-limoneuse de couleur violet foncé/noir, très indurée, compacte et massive. Cet ensemble, de plusieurs centimètres à plus de 1,10 m d'épaisseur, regroupe 7 grandes unités de faciès (US17 à US23) (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Ces unités sont présentées ci-après, selon un ordre lithostratigraphique.

Ensemble	Unité	Faciès sédimentaire	Description et autres propriétés	Grain moyen (µm)	Tri (φ)	Asymétrie (φ)	Interprétation	
1	US1	Galets arrondis cm, limons violets foncés/noirs	Galets gris, violets, orangé/Matrice indurée	--	--	--	Panneau d'avalanche de débris volcaniques	
	US2	Galets arrondis cm (15-20 cm), sables grossiers	Matrice indurée contenant des gravillons	322	1,8	0,4		
2	US3	a	Sables fins gris	Lits de 2 cm alternant avec l'US3b	119	1,9		0,2
		b	Sables moyens ocre foncés	Lits de 4-6 cm, gravillons, alternant avec l'US3a	319	2		0,2
	US4	Sables grossiers violets foncés/noirs	Sables compacts/Quelques galets arrondis cm	406	1,6	0,3		
	US5	Sables moyens gris clairs	Galets arrondis cm, particules de charbons	288	1,6	0,1		
	US6	Sables moyens violets foncés/noirs	Lit de 5-6 cm/Sables compacts	287 < GM < 377	1 < σ < 1,5	0,2 < Sk < 0,3		
	US7	Sables moyens gris clairs	Lit de 60 cm/Sables compacts/Charbons, bois	207	1,5	0,4		
	US8	Sables fins violets foncés/noirs	Lit de 3-4 cm	160	1,5	0,3		
	US9	a	Sables moyens beiges	Lits cm/Lentilles (1 cm) de sables grossiers	231	1,2		0,3
		b	Sables moyens ocre	Lits centimétriques	250	1,2		0,3
	US10	Sables moyens gris foncés	Sables compacts/Lit centimétrique	198	1,4	0,3		
	US11	Sables fins gris foncés	Sables compacts/Lit centimétrique/Charbons	109	1,8	0,4		
	US12	a	Sables fins gris	Lits centimétriques alternant avec l'US12a	137	1,6		0,4
		b	Sables fins ocre	Lits centimétriques alternant avec l'US12b	162	1,5		0,3
	US13	Sables fins à très fins limoneux gris	Lit centimétrique	70	1,7	0,3		
US14	Sables fins et moyens limoneux gris clairs	Lit de 6 cm/Fragments de bois	Absence d'analyse					
US15	Sables fins et moyens ocre	Lit discontinu de 4 cm d'épaisseur						
US16	Sables fins limoneux gris clairs	Lit de 10 cm						
3	US17	Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs	Quelques galets cm anguleux rosés, violets, gris/bleutés/Nbrx gravillons mm et cm/Induré	Absence d'analyse				
	US18	a	Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs	Nbrx gravillons anguleux mm/cm, pierres anguleuses, ponces, qlq galets gris arrondis/Induré	160 < GM < 238	2,7 < σ < 3	0,4 < Sk < 0,6	
		b	Sables grossiers limoneux gris	Nbrx gravillons anguleux mm/cm, pierres anguleuses, ponces, quelques galets gris arrondis/Induré/taches ocre d'oxydation	Absence d'analyse			
	US19	Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs	Gravillons, pierres ponces roulées, quelques galets arrondis blancs, gris et roses, atteignant jusqu'à 10 cm de diamètre/Bois/Induré	112 < GM < 191	3 < σ < 3,1	0,3 < Sk < 0,4		
	US20	Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs	Nombreux galets arrondis cm (assez grossiers) roses, gris, blancs/Ponces, gravillons mm et cm/Induré/Lentilles cm de sables grossiers gris foncé/noirs, blanchâtres/jaunâtres et gris foncés, avec des gravillons mm	143	3,1	0,4		
	US21	Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs	Gravillons mm/Induré	231	2,6	0,6		
	US22	Sables fins limoneux violets foncés/noirs	Quelques galets arrondis rosés, gris, blancs/Quelques gravillons anguleux mm et cm	63	1,7	0,4		
US23	Sables grossiers limoneux violets foncés/noirs	Quelques gravillons anguleux mm/Bois/Induré	291	2,7	0,6			
4	US24	Galets et blocs arrondis cm, sables grossiers gris/jaunâtres/ocre	Pierres et gravillons anguleux cm, ponces cm arrondies/Induré et oxydé/Lentille de sables moyens gris clairs/foncés	430	2,5	0,7		
5	US29	Sables grossiers limoneux grisâtres/jaunâtres	Matrice très indurée et compacte/ Taches ocre et rouille d'oxydation/Petits gravillons anguleux mm/Petits galets anguleux cm/Lit de gros galets arrondis (8-10 à 15 cm) au niveau de la coupe cp.4/Morceaux de Bois et de charbons	271 < GM < 410	2,4 < σ < 2,7	0,6		

Tableau 4.1 - Description du remplissage volcano-sédimentaire du transect de coupes du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

L'unité (US17) recouvre l'unité (US1) du premier ensemble de dépôts, au niveau de la base de la coupe cp.4, sur environ 15 à 20 cm d'épaisseur. Il s'agit d'une matrice de sables grossiers limoneux de couleur violet foncé/noir (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). La matrice contient quelques galets anguleux rosés, violets, gris/bleutés, gris, de taille centimétrique, ainsi que de nombreux gravillons centimétriques et millimétriques. Elle présente un aspect massif où les dépôts sont désorganisés. Cette unité n'a pas fait l'objet de prélèvement sédimentaire.

L'unité (US18) se compose de deux sous-unités (US18a et US18b).

La sous-unité (US18a) est observée à plusieurs reprises. D'abord au niveau de la coupe cp.4, au-dessus de l'unité (US17) où elle fait environ 80 cm d'épaisseur, puis au niveau de la coupe cp.5, sur environ 20 cm d'épaisseur, dans la partie supérieure de la coupe cp.3, sur environ 60 cm d'épaisseur et de la coupe cp.6, sur 45 cm (**Fig. 4.24, 4.25**). Elle correspond à une matrice de sables principalement grossiers, enrichi en limons (20 à 26%), de couleur violet foncé/noir. De nombreux gravillons anguleux millimétriques et centimétriques sont imbriqués dans la matrice et sont associés à des pierres anguleuses, des pierres ponce, et quelques petits galets gris arrondis. L'organisation structurale générale est massive et les dépôts grossiers apparaissent désorganisés. Le grain moyen est compris entre ($160 < GM < 238 \mu\text{m}$). Les particules sont mal triées ($2,7 < \sigma < 3$), ce qui indique une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation. L'asymétrie positive ($0,4 < sk < 0,6$) suggère un stock sédimentaire composé principalement de particules grossières sableuses, enrichi en fines limoneuses (**Tab. 4.1**).

La sous-unité (US18b) est observée uniquement dans la partie sommitale de la coupe cp.4, sur environ 20 cm d'épaisseur. La nature sédimentaire et l'organisation structurale sont identiques à la sous-unité (US18a). Seule la couleur du faciès diffère et prend une teinte grisâtre. L'unité est également parsemée de taches ocre d'oxydation (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**).

L'unité (US19) se situe sur 3 coupes. Elle est tout d'abord observée à la base de la coupe cp.6 sur environ 1,10 m d'épaisseur, puis au niveau des coupes cp.3 et cp.2 sur environ 60 cm d'épaisseur (**Fig. 4.24, 4.25**). Cette unité est associée à une matrice de sables majoritairement grossiers, enrichie en limons (24 à 32%). Le grain moyen est compris entre ($112 < GM < 191 \mu\text{m}$) (**Tab. 4.1**). Elle contient des gravillons (moins nombreux que dans l'unité US18), ainsi que des pierres ponce roulées et quelques galets arrondis blancs, gris et roses. Les galets

atteignent jusqu'à 10 cm de diamètre. Des morceaux de bois sont aussi observés. Le faciès est de couleur violet foncé/noir et l'organisation structurale est massive. Les dépôts grossiers sont désorganisés. Les grains sont très mal triés ($3 < \sigma < 3,1$), et suggèrent une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation. L'asymétrie positive ($0,3 < sk < 0,4$) traduit pour sa part un affinement du stock sédimentaire en particules fines limoneuses.

L'unité (US20) est située dans la partie supérieure de la coupe cp.5. Cette unité, d'environ 60 cm d'épaisseur, est associée à une matrice de sables principalement grossiers, enrichie en limons (26%), de couleur violet foncé/noir. Le grain moyen est de 143 μm (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). De nombreux galets arrondis centimétriques sont imbriqués dans la matrice. Ils sont de couleur rose, gris, et blanc, et sont associés à des pierres ponce et des gravillons millimétriques et centimétriques. L'organisation structurale de cette unité est massive. Les dépôts grossiers sont désorganisés. Les grains sédimentaires sont mal triés ($\sigma = 3,1$), suggérant une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,4$) traduit un affinement du stock sédimentaire en particules limoneuses.

A la base de cette unité, se trouve 3 lentilles sableuses centimétriques subhorizontales et compactes (**Fig. 4.24, 4.25**). Une première lentille, épaisse de 8 cm, se compose de sables très grossiers enrichis en limons (22%). Le grain moyen est de 230 μm . Les sables sont de couleur gris foncé/noir. Cette lentille contient également des petits gravillons millimétriques, ainsi que des traces d'oxydation ocre/rouille. Les sables sont très mal triés ($\sigma = 3,1$).

En dessous se trouve une seconde lentille de 10 cm d'épaisseur de sables grossiers enrichis en limons (20%), de couleur blanchâtre/jaunâtre, avec des taches ocre/rouille d'oxydation (**Fig. 4.24, 4.25**). Le grain moyen est de 287 μm . Ce second niveau contient également des petits gravillons millimétriques. Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,8$).

La troisième lentille se situe en dessous de la seconde et se compose de sables grossiers enrichis en limons (22%), de couleur gris foncé (**Fig. 4.24, 4.25**). Le grain moyen est de 201 μm . Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,7$).

L'unité (US21) est présente au-dessus de l'unité (US19) de la coupe cp.6. Elle fait environ 12 cm d'épaisseur et est constituée d'une matrice de sables grossiers enrichie en limons (16%) (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). La matrice est de couleur violet foncé/noir et contient également des petits gravillons millimétriques. Contrairement aux autres unités, il n'y a pas de gravillons

centimétriques, ni de galets. Le grain moyen est de 231 μm . Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,6$) et enrichies en fines ($sk = 0,6$).

L'unité (US22) se situe uniquement dans la partie supérieure de la coupe cp. 2. Elle se compose d'une matrice de sables fins limoneux ($GM = 63 \mu\text{m}$) (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). La matrice est de couleur violet foncé/noir et fait environ une trentaine de centimètres d'épaisseur. Elle contient quelques galets arrondis rosés, gris, blancs, ainsi que quelques gravillons anguleux. Elle présente une organisation structurale massive. Les grains sédimentaires sont mal triés ($\sigma = 1,7$), ce qui traduit un transport irrégulier, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,4$), suggère un affinement du stock sédimentaire (37% de limons).

L'unité (US23) recouvre l'unité (US22) et correspond à une matrice de sables grossiers enrichie en limons (18%), de couleur violet foncé/noir (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Cette unité, à l'organisation structurale massive, ne contient pas de galets. Seuls quelques gravillons anguleux millimétriques sont présents. Des morceaux de bois sont également imbriqués dans la matrice. Un de ces morceaux est daté à $> 49\ 000$ ans BP. Le grain moyen est de 291 μm . Les sédiments sont mal triés ($\sigma = 2,7$), ce qui traduit une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,6$) suggère un enrichissement du stock sédimentaire grossier en particules fines limoneuses.

4. Le quatrième ensemble de dépôts est observé uniquement au niveau des coupes cp.4 et cp.5. Il recouvre le troisième ensemble précédemment décrit, de dépôts détritiques grossiers. Il se compose d'une seule unité (US24).

L'unité (US24) fait environ 25 à 60 cm d'épaisseur. Elle se compose de galets et de blocs arrondis grossiers centimétriques pouvant dépassant 20 cm de diamètre. Ces alluvions grossières sont imbriquées dans une matrice de sables grossiers ($GM = 430$) de couleur gris/jaunâtre/ocre (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Cette unité massive est très indurée et très oxydée, et comporte des pierres et des gravillons anguleux centimétriques, ainsi que des pierres ponces centimétriques arrondies. Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,5$), suggérant une mise en place par un mode de transport irrégulier, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,7$) indique un faible enrichissement du stock sédimentaire en sédiments fins limoneux (10% environ). Cette unité contient une lentille de sables moyens gris clairs/foncés, avec des taches d'oxydations et des petits gravillons millimétriques à son sommet, au niveau de la coupe cp.5.

5. Le cinquième et dernier ensemble de dépôts se situe principalement dans la partie sommitale du transect. Il forme une couche continue de dépôts indurés à l'aspect de pierres ponces altérées, et se compose d'une seule unité (US25).

L'**unité (US25)** fait entre 60 cm et 1,70 m d'épaisseur. Elle est associée à une matrice très indurée, massive et compacte de sables grossiers (78-84% des sédiments) de couleur grisâtre/jaunâtre, avec des petites taches ocre/rouilles (**Fig. 4.24, 4.25 ; Tab. 4.1**). Des petits gravillons anguleux millimétriques, ainsi que quelques petits galets centimétriques anguleux et des morceaux de bois et de charbons sont présents dans la matrice. Cette dernière englobe également un lit de galets arrondis grossiers (8-10 à 15 cm) entre les coupes cp.3 et cp.6. Le grain moyen est compris entre $271 < GM < 410 \mu\text{m}$. Les grains sédimentaires sont mal triés ($2,4 < \sigma < 2,7$), indiquant une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,6$) suggère un affinement du stock sédimentaire en particules fines limoneuses (13 à 18%).

4.1.5.4. Interprétation des archives volcano-sédimentaires du transect

Les différents faciès volcano-sédimentaires très indurés et hydrothermalisés observés sur le transect de coupes à Tugu, attestent, tout comme les analyses granulométriques et l'organisation structurale des dépôts, d'un présumé passage d'une avalanche de débris volcaniques sur le site, associant également des coulées lahariques. Les datations radiocarbone inversées au sein de ce panneau d'avalanche peuvent également conforter cette hypothèse, tout comme les troncs d'arbres retrouvés en position de vie dans la partie basale de l'avalanche, typique de ce genre d'évènement. Cette avalanche pourrait résulter de l'effondrement d'une partie du flanc nord de la caldeira du volcan Sibayak, situé à seulement 40 km en amont du site de Tugu. Toutefois, si l'ouverture est pour sa part avérée, comme on a pu le constater notamment lors de l'ascension du volcan, il n'en est rien dans la littérature écrite concernant la mise en place d'une probable avalanche de débris volcaniques. Seules des coulées lahariques ont été évoquées par Cameron *et al.* (1982) et font suite notamment à la régénération de l'activité volcanique du volcan après l'éruption du Toba il y a 74 ka BP. La littérature au sujet du volcan Sibayak demeure pauvre.

4.1.5.5. La coupe cp.7

La coupe cp.7 se situe sur la rive droite de la rivière Deli, au sein de la plaine alluviale, à environ 380 m du chenal mineur de la rivière Deli (**Fig. 4.20**). Elle se situe sur le flanc ouest d'une butte (butte 2) enherbée, haute d'environ 6 m. La coupe cp.7 mesure 2,23 m de hauteur,

et se structure en 2 séquences majeures (I et II), regroupant 2 faciès sédimentaires principaux (US1 et US2), et 20 sous-unités (US1a à US1g, et US2a à US2m) (**Fig. 4.26**). Une quinzaine de prélèvements sédimentaires ont été effectués pour des analyses granulométriques. Le remplissage est principalement sableux et offre, de manière générale, un granoclassement inverse. Deux datations radiocarbone ont été réalisées et permettent de dater la base de la sédimentation à l'Holocène ancien.

La séquence I correspond à la moitié inférieure de la coupe. Elle se situe entre 0 cm et 1,10 m de hauteur et est associée à des dépôts sableux formant 1 unité (US1) et 7 sous-unités (US1a, US1b, US1c, US1d, US1e, US1f, US1g) (**Fig. 4.26**).

La sous-unité (US1a) se situe entre 0 et 20 cm. Elle est associée à une sédimentation de sables fins. L'architecture du remplissage correspond à un système rythmé caractérisé par une succession et une alternance rapide de lits et de lamines croisés et ondulés de sables fins gris, noirs et ocre, caractéristiques du faciès Sr de Miall (1996). Les sables fins ocre et fins noirs se structurent en lamines. Les lits de sables fins gris sont plus épais (5 mm à 1 cm) et constituent des lits (**Fig. 4.26**). Des lentilles centimétriques de sables moyens à grossiers de couleur gris/beige, entrecoupent les lits et les lamines de sables fins. La présence de petits charbons de bois dans les lits de sables a permis de dater l'unité à 7750 +/- 50 ans BP (8605-8420 cal BP). En revanche, la fluidité et la finesse des lits et des lamines de sables n'a pas permis de réaliser un échantillonnage satisfaisant pour des analyses granulométriques en laboratoire. Ces sables peuvent toutefois être interprétés comme issus d'un transport par suspension graduée ou par saltation. Leur organisation structurale indique qu'ils résultent de la migration des rides de courants situées au sein du chenal, sous l'action tractive des courants, dans des eaux peu profondes et peu énergiques.

La sous-unité (US1b) est située entre 20 et 25 cm de hauteur. Elle correspond à des lits planaires centimétriques de sables fins gris/beiges. Des lamines de sables fins noirs s'intercalent dans les lits de sables gris/beiges (**Fig. 4.26**). Ces dépôts sont caractéristiques du faciès Sp (Miall, 1996). Ils contiennent quelques petites lentilles de sables moyens à grossiers gris/beiges et résultent généralement d'un transport par suspension graduée ou par saltation. Ils correspondent aux rides de courants qui migrent sous l'action de courants tractifs dans des eaux peu profondes. Ils peuvent témoigner d'épisodes hydriques d'intensité modérée ou d'épisodes de décrue.

La sous-unité (US1c) prend place entre 25 et 50 cm. Le remplissage correspond à des sables fins (86% des sédiments) ($GM = 180 \mu m$). Les sables sont mal triés ($\sigma = 1,61$), ce qui traduit une dynamique de transport et de sédimentation peu régulière. L'asymétrie est proche de 0 ($sk = 0,009$) et indique un très faible enrichissement en particules fines. L'architecture du remplissage correspond à un système rythmé de lits de 1 cm d'épaisseur, entrecroisés et inclinés, de sables fins gris, de lamines de sables noirs, de lits centimétriques de sables fins beiges/blanchâtres, et de lamines de sables fins ocre (**Fig. 4.26**). Des lentilles de sables moyens à grossiers gris/beiges et de nombreux fragments de bois sont présents dans cette unité. Ces derniers ont été datés à 7450 +/- 40 ans BP (8361-8186 cal BP). Ces dépôts, caractéristiques du faciès SI de Miall (1996), sont transportés par roulement et suspension de fond comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.27**). Leur organisation structurale suggère qu'ils résultent de la migration des rides de courants situées dans le chenal (bancs médians et latéraux) au cours d'épisodes de crues.

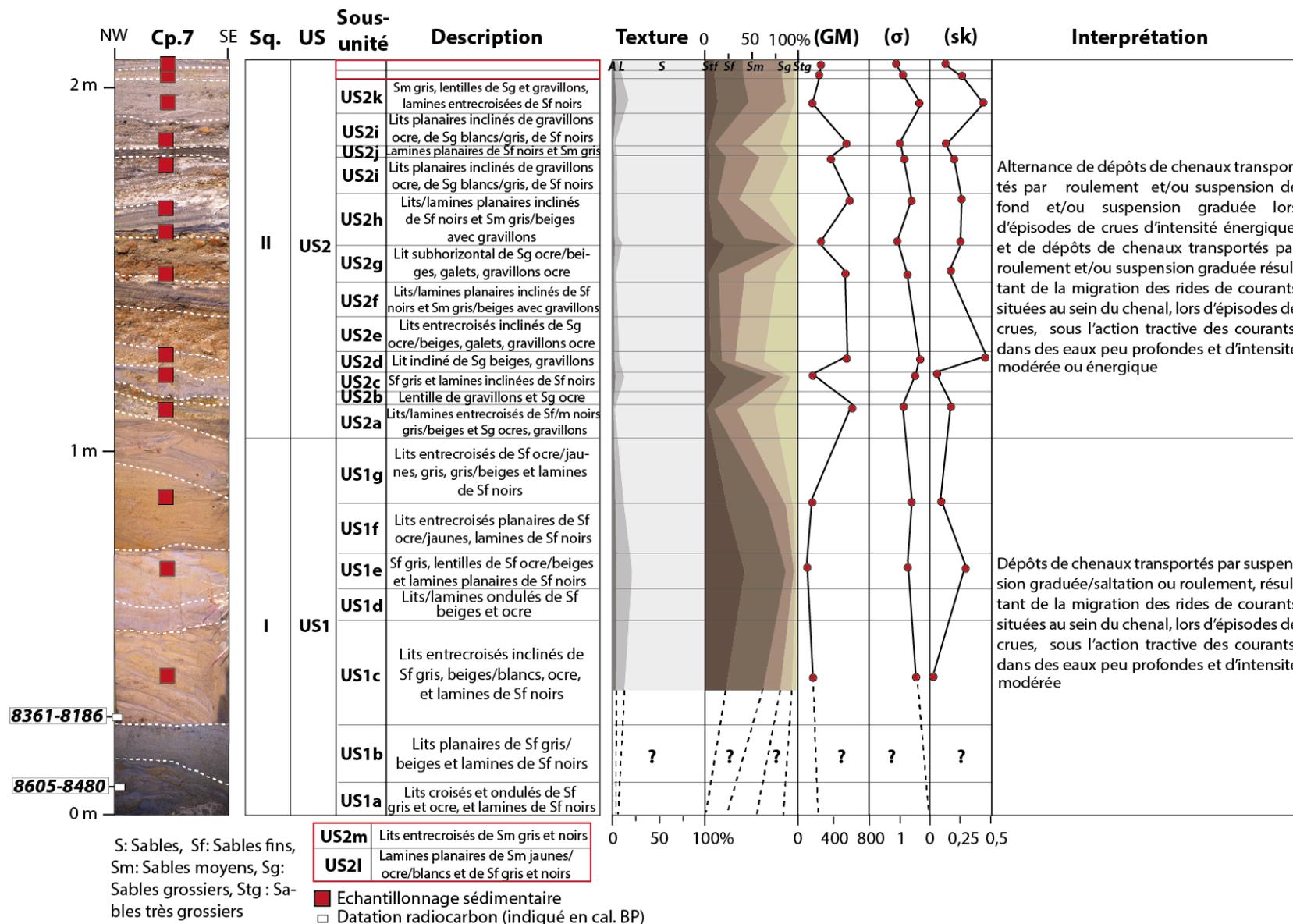


Figure 4.26 - Description de la coupe cp.7 du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

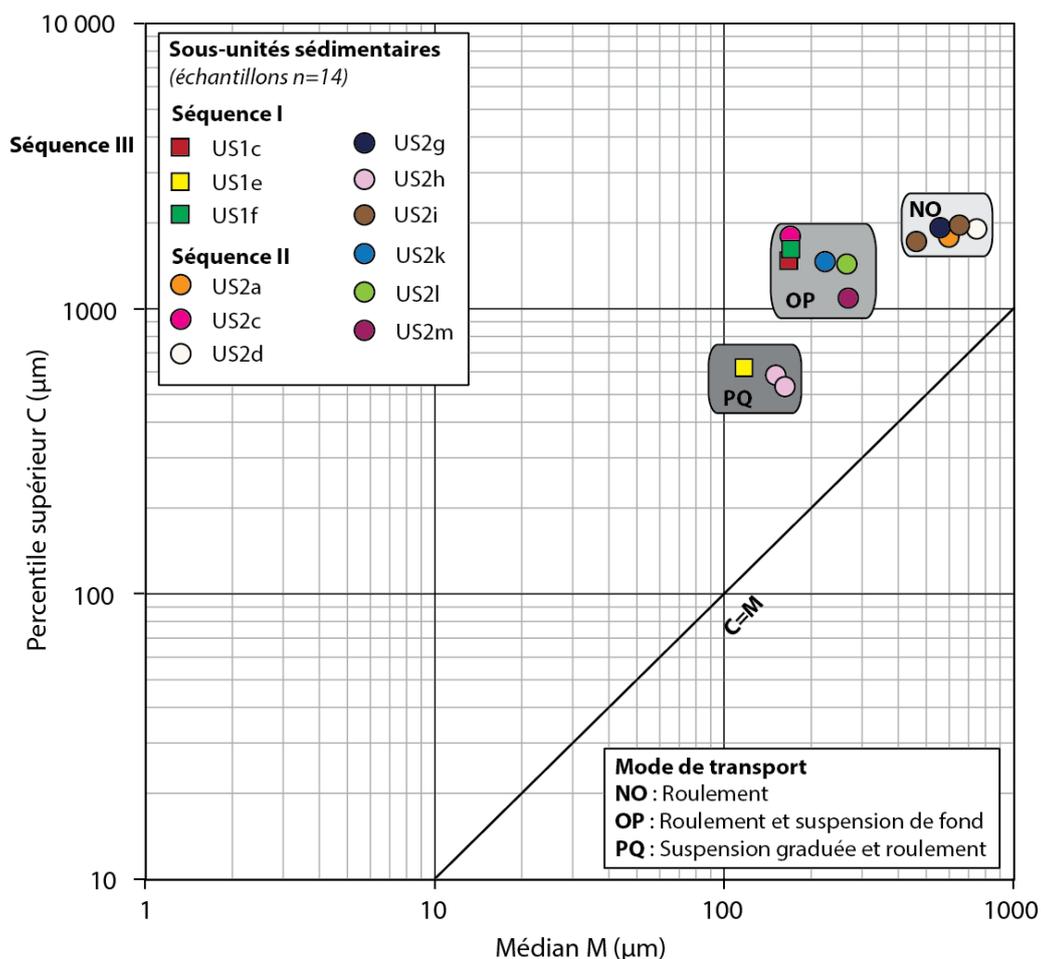


Figure 4.27 - Image CM des dépôts de la coupe cp.7 du site de Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

La sous-unité (US1d) est située entre 50 et 56 cm environ. A la base de l'unité, se trouve un lit ondulé de 3 cm d'épaisseur de sables fins gris, contenant des petites lentilles de sables fins ocre et beiges/blanchâtres, ainsi que des fragments de bois. Au-dessus, sur environ 2 à 3 cm d'épaisseur se trouve une seconde organisation structurale caractérisée par une succession et une alternance rapide de lamines ondulées de sables fins beiges et de sables fins ocre, contenant quelques petites lentilles de bois (**Fig. 4.26**). Ces dépôts sont caractéristiques du faciès Sr de Miall (1996). Ils sont généralement issus d'un mode de transport par suspension graduée ou saltation, et résultent de la migration des rides situées dans le chenal, sous l'action tractive de courants, dans des eaux peu profondes et peu énergiques. Ces rides migrent pendant les épisodes de crues.

La sous-unité (US1e), située entre 56 et 70 cm, se caractérise par un remplissage sédimentaire de sables fins gris dans lequel s'intercalent des lentilles de sables fins ocre/beiges contenant parfois du bois et des lamines planaires discontinues de sables fins noirs

(**Fig. 4.26**). Ces dépôts peuvent être caractéristiques du faciès Sp de Miall (1996). Le grain moyen de cette sous-unité est de 107 μm . Les sables sont mal triés ($\sigma = 1,27$), suggérant une mise en place par un mode de transport irrégulier. L'asymétrie positive ($sk = 0,28$), indique pour sa part un stock sédimentaire dominé par des particules grossières, enrichi en fines limoneuses (près de 17% des sédiments). Ces dépôts sableux sont transportés principalement par suspension graduée comme en atteste l'image CM (**Fig. 4.27**). Ils correspondent à la migration des rides de courants sous l'action de courants tractifs, dans des eaux faiblement profondes, et témoignent d'épisodes hydriques d'intensité modérée ou, d'épisodes de décrue. La présence de grandes lentilles de sables ocre/beiges peut suggérer une transformation post-dépositionnelle par des processus de pédogénèse comme le lessivage ou la bioturbation.

La sous-unité (US1f) se situe entre 70 et 90 cm. Elle est constituée d'une sédimentation de sables fins ocre/jaunes dans laquelle s'intercale des lamines de sables fins noirs à la stratification entrecroisée à la base et au sommet de l'unité, et planaire au centre (**Fig. 4.26**). Ces dépôts sont caractéristiques des faciès Sl/Sp (Miall, 1996). Quelques rares petites lentilles millimétriques et centimétriques de sables moyens à grossiers gris/beiges, contenant parfois des fragments de bois, sont également présentes au sein de l'unité. L'analyse granulométrique de cette unité révèle un grain moyen de 166 μm , un mauvais tri des grains ($\sigma = 1,35$), suggérant une mise en place par un mode de transport irrégulier, et une asymétrie proche de 0 ($sk = 0,08$), indiquant un faible affinement du stock sédimentaire en particules fines limoneuses (environ 12%). Les dépôts de cette sous-unité sont issus d'un mode de transport principalement par roulement et suspension de fond comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.27**). Leur structure entrecroisée à la base et au sommet de l'unité, indique qu'ils correspondent à des dépôts de chenaux résultant de la migration de rides situées dans le chenal (bancs médians et latéraux), pendant les épisodes de crues. Au centre de l'unité, la structure planaire des sables suggère une migration des rides sous l'action tractive des courants dans des eaux peu profondes, et témoignent d'épisodes hydriques d'intensité modérée ou d'épisode de décrue.

La sous-unité (US1g), située entre 90 cm et 1,10 m, présente un faciès presque similaire à la sous-unité (US1f). Elle correspond à des sables fins ocre/jaunes dans lesquels s'intercalent des lamines de sables fins noirs (**Fig. 4.26**). A la différence de la sous-unité (US1f), ces lamines de sables fins noirs sont plus nombreuses et alternent par endroits avec des lits de sables fins gris et de sables fins gris/beiges. Cette sous-unité présente une organisation structurale entrecroisée inclinée, caractéristique du faciès Sl (Miall, 1996). Cette sous-unité contient

également des lentilles millimétriques et centimétriques de sables moyens à grossiers gris/beiges. Ces lentilles contiennent des fragments de bois. Les dépôts sableux de cette sous-unité peuvent résulter d'une mise en place par suspension graduée. Leur structure entrecroisée indique qu'ils correspondent à des dépôts de chenaux. Ils témoignent de la migration de rides situées dans le chenal (bancs médians et latéraux), lors d'épisodes de crues.

La séquence II se situe dans la moitié supérieure de la coupe, entre 1,10 m et 2,23 m de hauteur. Elle est associée à une sédimentation plus grossière et à un fonctionnement hydro-sédimentaire plus instable et énergétique que dans la séquence I. Les dépôts sableux associent des galets roulés et des gravillons. Ces dépôts forment une unité (US2), organisée en 13 sous-unités (US2a à US2m) (**Fig. 4.26**).

La sous-unité (US2a) se situe entre 1,10 et 1,18 m. Elle est associée à des lamines et des lits centimétriques entrecroisés inclinés de sables fins noirs, de sables fins à moyens gris/beiges contenant quelques petits gravillons roulés millimétriques, et de sables grossiers ocre associés à des petits gravillons roulés centimétriques (**Fig. 4.26**). Les sables grossiers ocre présentent un grain moyen grossier ($GM = 619 \mu m$), un indice de tri élevé ($\sigma = 1,04$), suggérant une dynamique de transport peu régulière, et une asymétrie positive ($sk = 0,16$), indiquant un stock sédimentaire faiblement enrichi en particules fines (environ 2% des sédiments). Les dépôts sableux de cette unité sont caractéristiques du faciès S1 de Miall (1996). Ils résultent d'un mode de transport par roulement comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.27**). Leur structure entrecroisée indique qu'ils sont associés à des dépôts de chenaux et qu'ils résultent de la migration des rides au sein du chenal (bancs médians et latéraux) au cours d'épisodes de crues relativement énergiques.

La sous-unité (US2b) est située entre 1,18 et 1,20 m. Elle correspond à une lentille légèrement inclinée de gravillons roulés ocre millimétriques et de sables grossiers ocre. L'épaisseur de cette unité (2 cm) ne permet pas d'identifier d'organisation structure spécifique (**Fig. 4.26**). La nature sédimentaire de cette sous-unité peut correspondre au faciès Gt de Miall (1996). Ces dépôts sont transportés par roulement et saltation au sein du chenal, lors d'épisodes hydriques énergiques.

La sous-unité (US2c) se situe entre 1,20 m et 1,25 m, puis entre 1,29 m et 1,30 m. Elle se compose de sables fins gris dans lesquels s'intercalent des lamines planaires légèrement inclinées de sables fins noirs (**Fig. 4.26**). Des lentilles millimétriques et centimétriques de sables moyens à grossiers gris/beiges sont également présentes. Ces dernières contiennent

parfois des petits fragments de bois. Les sables fins gris ont un grain moyen de 173 μm et un indice de tri élevé ($\sigma = 1,48$), suggérant une irrégularité de leur dynamique de transport. L'asymétrie proche de 0 ($sk = 0,02$), indique un stock sédimentaire faiblement enrichi en particules fines limoneuses (environ 9% des sédiments). Les dépôts de cette sous-unité peuvent correspondre au faciès Sp de Miall (1996). Ils sont issus de la migration des rides sous l'action tractive des courants dans les eaux peu profondes. Ils témoignent d'épisodes hydriques d'intensité modérée ou de décrue, et sont mis en place par roulement et suspension de fond comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.27**).

La sous-unité (US2d), située entre 1,25 m et 1,28 m, correspond à un niveau légèrement incliné de sables grossiers beiges ($GM = 564 \mu\text{m}$), contenant quelques gravillons roulés ocre (**Fig. 4.26**). Les sédiments sont mal triés ($\sigma = 1,61$), ce qui indique une dynamique de transport et de sédimentation irrégulière. L'asymétrie positive ($sk = 0,45$) traduit un stock sédimentaire dominé par les particules grossières faiblement enrichi en particules fines limoneuses (environ 7% des sédiments). La nature de ce dépôt peut correspondre au faciès Gt de Miall (1996), bien qu'aucune organisation structurale précise n'ait été observée en raison de la faible épaisseur de cette sous-unité (3 cm environ). Les sables sont issus d'un mode de transport énergétique au sein du chenal, par roulement, comme en atteste l'image CM (**Fig. 4.27**). Ils témoignent d'un transport au sein du chenal lors de crues énergiques.

La sous-unité (US2e) prend place entre 1,29 m et 1,40 m de hauteur, et est associée à une stratification planaire entrecroisée et inclinée de sables grossiers ocre/beiges, de galets et de gravillons roulés millimétriques et centimétriques de couleur ocre. Quelques lamines entrecroisées de sables fins noirs sont également observées par endroits (**Fig. 4.26**). Cette unité est caractéristique du faciès Gp de Miall (1996). De nature majoritairement graveleuse, sa texture varie de manière notable. Cela peut s'expliquer par une variation de tri des particules qui résulte de changements de conditions hydrauliques. Cette sous-unité sédimentaire suggère une forte énergie hydrique, capable de transporter des sédiments grossiers par roulement. Elle peut correspondre à des dépôts constitutifs de bancs médians ou latéraux dans le lit fluvial.

La sous-unité (US2f), située entre 1,40 et 1,50 m, se compose d'une sédimentation sableuse rythmée où se succèdent et alternent rapidement des lits/lamines planaires inclinées de sables fins noirs et de sables moyens gris/beiges contenant des petits gravillons ocre roulés (**Fig. 4.26**). Ces dépôts peuvent être associés au faciès Sp de Miall (1996) et interprétés comme des rides qui migrent sous l'action tractive de courants dans des eaux peu profondes. Ils suggèrent des épisodes hydriques d'intensité modérée ou des épisodes de décrues, liés à un transport par

saltation ou suspension graduée. La dominance et le nombre de lits/lamines de sables noirs peut éventuellement suggérer de probables éruptions volcaniques régionales.

La sous-unité (US2g), située entre 1,50 et 1,60 m de hauteur, est quasiment identique à la sous-unité (US2e). Elle se compose d'une matrice de sables grossiers ocre/beiges ($GM = 532 \mu\text{m}$), contenant des galets et des gravillons roulés millimétriques et centimétriques de couleur ocre. Les galets et les gravillons sont plus nombreux que dans la sous-unité (US2e) (**Fig. 4.26**). L'organisation structurale est également différente et correspond à une stratification horizontale. Les sédiments sont mal triés ($\sigma = 1,24$), indiquant une dynamique de transport irrégulière. L'asymétrie positive ($sk = 0,17$) traduit un stock sédimentaire dominé par les particules grossières, très peu enrichi en particules fines (environ 4%). Cette unité est caractéristique du faciès Gh de Miall (1996) et témoigne d'une énergie importante capable de transporter des éléments grossiers centimétriques par roulement, comme en témoigne la forme arrondie de ces sédiments et l'image CM (**Fig. 4.27**). La matrice sableuse de cette unité indique une concentration sédimentaire et une viscosité élevée au sein du cours d'eau, liées à des écoulements importants.

La sous-unité (US2h) se situe entre 1,60 et 1,70 m. Elle correspond, comme la sous-unité (US2f), à un remplissage sableux rythmé où alterne rapidement des lits/lamines planaires inclinés de sables fins noirs ($GM = 153 \mu\text{m}$), et des lits de sables moyens gris/beiges ($GM = 250 \mu\text{m}$) contenant des petits gravillons ocre roulés (**Fig. 4.26**). Ces sables sont assez mal triés ($0,93 < \sigma < 0,97$), suggérant une dynamique de transport modérément régulière, tandis que l'asymétrie positive ($0,23 < sk < 0,24$), indique un faible enrichissement du stock sédimentaire en particules fines (6 à 10% des sédiments). Ces dépôts peuvent être associés au faciès Sp de Miall (1996) et interprétés comme des rides qui migrent sous l'action tractive des courants dans des eaux peu profondes. Ils suggèrent des épisodes hydriques d'intensité modérée ou des épisodes de décrues liés à un transport principalement par suspension graduée (**Fig. 4.27**). Comme dans la sous-unité (US2f), il est probable que les sables noirs aient une origine volcanique.

La sous-unité (US2i) se développe entre 1,70 et 1,80 m, puis entre 1,85 et 1,95 m. Il s'agit d'un remplissage rythmé de lits de gravillons millimétriques arrondis ocre, de sables grossiers blancs/gris ($557 < GM < 596 \mu\text{m}$) et de sables fins noirs (**Fig. 4.26**). Quelques galets millimétriques et centimétriques (1-2 cm) de couleur ocre sont également présents. L'organisation structurale de cette sous-unité est planaire et inclinée. Les sables grossiers blancs/gris sont mal triés ($1,02 < \sigma < 1,33$), suggérant une dynamique de transport irrégulière,

tandis que l'asymétrie positive ($0,15 < sk < 0,25$) indique un stock sédimentaire grossier, très faiblement enrichi en particules fines (3 à 5% seulement). Ces dépôts peuvent être associés au faciès Sp de Miall (1996). Ils sont interprétés comme la migration de rides de courants sous l'action d'écoulements tractifs dans des eaux peu profondes, et sont transportés par roulement comme le suggère l'image CM des dépôts (**Fig. 4.27**). Ils suggèrent des épisodes hydriques d'intensité énergétique à modérée.

La sous-unité (US2j) se situe entre 1,80 et 1,85 m et est associée à une alternance de lamines planaires de sables fins noirs et de sables moyens gris contenant des petits gravillons roulés ocre (**Fig. 4.26**). Cette unité correspond au faciès Sp (Miall, 1996). Les sables moyens gris peuvent être transportés par roulements et suspension graduée, et les sables fins, par suspension graduée. Ces dépôts résultent de la migration de rides sous l'action de courants tractifs dans des eaux peu profondes. Ils suggèrent des épisodes hydriques d'intensité modérée.

La sous-unité (US2k) prend place entre 1,95 m et 2,15 m. Elle se compose de sables moyens gris, de lentilles centimétriques de sables grossiers et de gravillons roulés blancs et jaunes ressemblant à des pierres ponce. Des lamines entrecroisées de sables fins noirs sont également présents (**Fig. 4.26**). Le grain moyen est de 174 μm . Les sables moyens gris sont mal triés ($\sigma = 1,66$), suggérant une dynamique de transport irrégulière, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,43$) indique un enrichissement du stock sédimentaire grossier en particules fines (17% des sédiments). Ces dépôts correspondent au faciès sédimentaire SI de Miall (1996) et peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux. Ils sont le résultat de la migration des rides situées au sein du chenal au cours d'épisodes de crues. L'image CM de ces dépôts suggère qu'ils sont transportés par roulement et suspension de fond (**Fig. 4.27**).

La sous-unité (US2l) prend place entre 2,15 et 2,19 m. Elle se caractérise par une sédimentation rythmée de lamines planaires de sables moyens jaunes/ocre/blancs ($GM = 238 \mu\text{m}$), de sables fins gris et de sables fins noirs (**Fig. 4.26**). Les sables moyens jaunes/ocre/blancs sont mal triés ($\sigma = 1,26$), suggérant une irrégularité de la dynamique de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,27$) indique un faible enrichissement du stock sédimentaire en particules fines limoneuses (9% seulement). Ces sables peuvent être associés au faciès Sp de Miall (1996). Ils sont transportés par roulement et suspension de fond comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.27**), et résultent de la migration de rides sous l'action tractive des courants dans des eaux peu profondes. Ils suggèrent des épisodes hydriques d'intensité modérée ou des épisodes de décrues.

La sous-unité (US2m) est située entre 2,19 et 2,23 m. Le remplissage sédimentaire est pratiquement identique à celui de la sous-unité (US2l). Toutefois, le litage des sables gris et noirs est plus épais. Aussi, l'organisation structurale est différente et correspond à une stratification entrecroisée (**Fig. 4.26**). Les sables sont moyens ($GM = 264 \mu\text{m}$) et assez mal triés ($\sigma = 0,97$), ce qui suggère une dynamique de transport modérée et assez peu régulière, tandis que l'asymétrie légèrement positive ($sk = 0,13$) traduit un faible enrichissement du stock sédimentaire en particules fines (environ 5% des sédiments). Ces dépôts correspondent au faciès S1 de Miall (1996). Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux, résultant de la migration de rides situées au sein du chenal (bancs médians et latéraux) pendant les épisodes de crues. Ils sont principalement transportés par roulement et suspension de fond comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.27**).

4.1.5.6. Interprétation des archives sédimentaires du transect de la coupe cp.7

Les archives sédimentaires de la coupe cp.7 du site de Tugu suggèrent deux grandes phases principales d'évolution du fonctionnement hydro-sédimentaire du système fluvial de Deli.

La première phase débute à l'Holocène ancien, il y a environ 8 ka BP et se caractérise par un système fluvial stable, d'intensité modérée, caractérisé par une sédimentation de sables fins développée sous la forme de lamines et de petits lits peu épais. Les différentes figures de sédimentation traduisent des migrations de rides de courants situées au sein du chenal d'écoulement, sous l'action tractive des courants, dans un contexte fluvial aux eaux faiblement profondes et peu énergiques. La nature du remplissage sédimentaire et son organisation architecturale peuvent suggérer l'existence d'un système fluvial à petits chenaux multiples sinueux à méandres, au sein d'une vaste plaine d'inondation à sédiments laminaires de sables fins, caractéristique de basse vallée, et d'une augmentation de la largeur du fond de vallée. La présence à certains endroits de lentilles de sables plus grossiers peut résulter de la rupture des levées naturelles bordant les chenaux. Le développement probable de ce système fluvial à méandres favorise l'aggradation progressive du fond de vallée du site Tugu. Ce fonctionnement, probablement secondaire à la rivière Deli, pourrait également résulter en partie du fort alluvionnement volcano-sédimentaire du chenal d'écoulement principal induisant une modification du drainage et obligeant la rivière Deli à se déverser en dehors de son cours principal, au sein de sa vaste plaine d'inondation.

La seconde phase est marquée par un système fluvial plus instable et un fonctionnement hydro-sédimentaire plus énergétique qui se traduit par un alluvionnement plus grossier. Cette

sédimentation plus grossière est marquée par la présence de niveaux de sables grossiers et moyens, et de galets et gravillons arrondis. Ces niveaux sablo-graveleux ont une organisation structurale principalement planaire, inclinée ou non, suggérant des écoulements rapides au sein du chenal sous l'action de courants tractifs énergiques lors d'épisode de crues. Des lits de sables plus fins, notamment noirs, sont également présents et indiquent des écoulements plus modérés. Ces lamines de sables noirs ont probablement une origine volcanique et peuvent traduire l'existence de probables éruptions régionales. Les dépôts grossiers érodent les niveaux de sables plus fins. Ils traduisent une augmentation du débit liquide et une compétence plus énergétique, favorisant un exhaussement du chenal et l'accrétion du fond de vallée du site Tugu. La nature du remplissage sédimentaire et l'organisation architecturale de cette seconde phase d'évolution suggère l'existence d'un système fluvial moins mobile que dans la première phase, mais au fonctionnement plus dynamique et irrégulier. Comme dans la première phase, ce fonctionnement hydro-sédimentaire est probablement secondaire à celui de la rivière Deli et se fait vraisemblablement au sein d'une vaste plaine alluviale.

4.1.5.7. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site Tugu

L'étude du remplissage volcano-sédimentaire et de son architecture, sur le site de Tugu, au travers de 7 coupes, permet de proposer une évolution du fonctionnement du système fluvial de Deli en 4 phases majeures.

La première phase débute au Pléistocène avec la mise en place d'épaisse ignimbrites de tufs ponceuses rhyolitiques du Toba au Pléistocène. A Tugu, ces ignimbrites sont bien exposées.

Dans un second temps, une avalanche de débris volcaniques, probablement issue du volcan Sibayak, est venue recouvrir une partie des ignimbrites de tufs. Sur le site, l'enregistrement de ces dépôts, datés au moins du Pléistocène ancien, atteste de cette situation.

La troisième phase d'évolution est marquée par une incision des ignimbrites de tufs du Toba et des dépôts de l'avalanche de débris volcaniques du Sibayak, par la rivière Deli. Ses écoulements ont édifié un système de terrasses sur une partie de la rive droite. L'enregistrement d'alluvions grossières à plus de 6 m au-dessus du lit actuel et environ 17 m de distance du chenal moderne, atteste également d'une importante incision verticale et d'une mobilité latérale de la rivière. La rivière s'écoulait ainsi plus à l'ouest qu'aujourd'hui, et à un niveau bien plus élevé. Cette situation rappelle celle du site S3. L'incision et la mobilité de la rivière dans les dépôts volcaniques sous-jacents ont contribué à un transfert de matériaux

volcano-sédimentaires dans la plaine côtière de la basse vallée de Deli. Cameron *et al.* (1982) évoquent de « larges remaniements fluviaux des tufs Toba » (« formation de Medan ») datant du Pléistocène).

La quatrième phase date de l'Holocène ancien, il y a environ 8 ka BP, et se caractérise par le développement d'une vaste plaine alluviale en rive droite où se développe un système fluvial secondaire méandriforme. Le remplissage alluvial est sableux et grossier, et peut être associé à une démultiplication des écoulements secondaires de la rivière Deli, en raison, peut être, du fort alluvionnement volcano-sédimentaire du chenal d'écoulement principal.

Aujourd'hui, la rivière poursuit son incision dans les tufs du Toba. La vaste plaine alluviale de la rive droite a été décaissée par l'Homme, notamment pour une conversion en bassins de riziculture. L'extraction des dépôts de tufs à la pelleuse le long de la rivière pour l'empierrement des routes, engendre une érosion exacerbée de ces derniers, dont le matériel érodé, principalement de nature sableuse, édifie des îles et des bancs au sein de la rivière et engendre un important transfert de sédiments vers l'aval. La « formation de Medan », épaisse de 30 m, atteste de cette sédimentation au sein de la plaine littorale.

4.1.6. Synthèse et interprétation générale des étapes de l'évolution du système fluvial de Deli dans la moyenne vallée

L'étude des archives volcaniques et sédimentaires de la moyenne vallée, à partir des sites S5, S4, S3, S2 et Tugu, nous permet de proposer une évolution du système fluvial de Deli en 5 étapes principales.

Dans un premier temps, et à partir des observations menées sur les sites S3 et Tugu, le système fluvial est associé à un remplissage de dépôts pyroclastiques épais d'ignimbrites ponceux rhyolitiques de tufs, certainement issus de l'activité volcanique pléistocène du Toba et notamment de la dernière éruption datant de 74 ka BP (Chesner & Rose, 1991, Chesner *et al.*, 1991). Au cours de cette période, le système fluvial a probablement été contraint par une importante accumulation de matériaux volcaniques et a subi d'importants changements dans son fonctionnement.

Dans un second temps, toujours au Pléistocène supérieur et suite à l'éruption du Toba, l'activité volcanique régionale s'est régénérée et a provoqué l'édification de plusieurs dômes volcaniques tels que celui du volcan Sibayak. La construction de ce dernier a été associée à des écoulements lahariques (Cameron *et al.*, 1982) dont les traces sont visibles sur le site S4.

A ce volcan est également associée une ou plusieurs avalanches de débris volcaniques datées au moins du Pléistocène récent (non documenté à ce jour), dont les dépôts sont conservés sur le site Tugu. Les matériaux volcaniques mis en place par le Sibayak ont certainement provoqué une importante érosion des dépôts de tufs Toba sous-jacents et un nouveau comblement de la vallée, affectant le système de drainage de la rivière Deli.

Dans un troisième temps, à la suite de la phase de remplissage volcanique, la rivière Deli s'est réactivée de manière énergétique, comme en atteste l'enregistrement des lits d'alluvions détritiques grossières sur les sites S4, S3, et Tugu. Ces dépôts grossiers témoignent de la mise en place d'un chenal aux écoulements hydriques énergiques et instables, de type torrentiel.

Dans un quatrième temps, le système fluvial s'est incisé dans les dépôts de remplissage volcanique sous-jacent au sein desquels la rivière Deli s'est écoulée pendant un certain temps. Cette incision a provoqué une importante érosion verticale et latérale de la vallée. On peut supposer qu'un transfert conséquent de matériaux volcano-sédimentaires s'en est suivi dans la vallée. La position des dépôts alluviaux grossiers, généralement entre 2 et 3 m au-dessus du lit fluvial actuel, et le système de terrasses, peuvent témoigner de cette situation sur les sites S4, S3 et Tugu.

La dernière étape d'évolution du système fluvial de Deli est relativement récente (période historique) et se caractérise par un remplissage alluvial : (1) d'alluvions grossières (galets), liées à un système fluvial énergétique puis, (2) d'alluvions sableuses, résultant d'un système fluvial à la dynamique plus modérée. Ce comblement alluvial est notamment observé sur les sites S5 (rive gauche) S3 et S2.

4.2. Description chrono-stratigraphique des archives volcano-sédimentaires de la basse vallée de Deli

Dans la basse vallée de Deli, localisée entre le village de Deli Tua et le port de Belawan, sur le Détroit de Malacca (**Fig. 4.28**), l'acquisition des archives volcano-sédimentaires et la connaissance du remplissage reposent sur la réalisation de 9 coupes et 2 sondages à partir de 3 sites : le site 0 (Deli Tua), le site d'Avros (Medan) et le site « *Pusat Arkeologi* » (Medan) (**Fig. 4.28**). Une analyse granulométrique à partir de 39 échantillons a été réalisée afin de définir précisément la nature du remplissage. Deux datations radiocarbone ont également été réalisées et permettent d'attribuer une partie du remplissage à l'Holocène récent

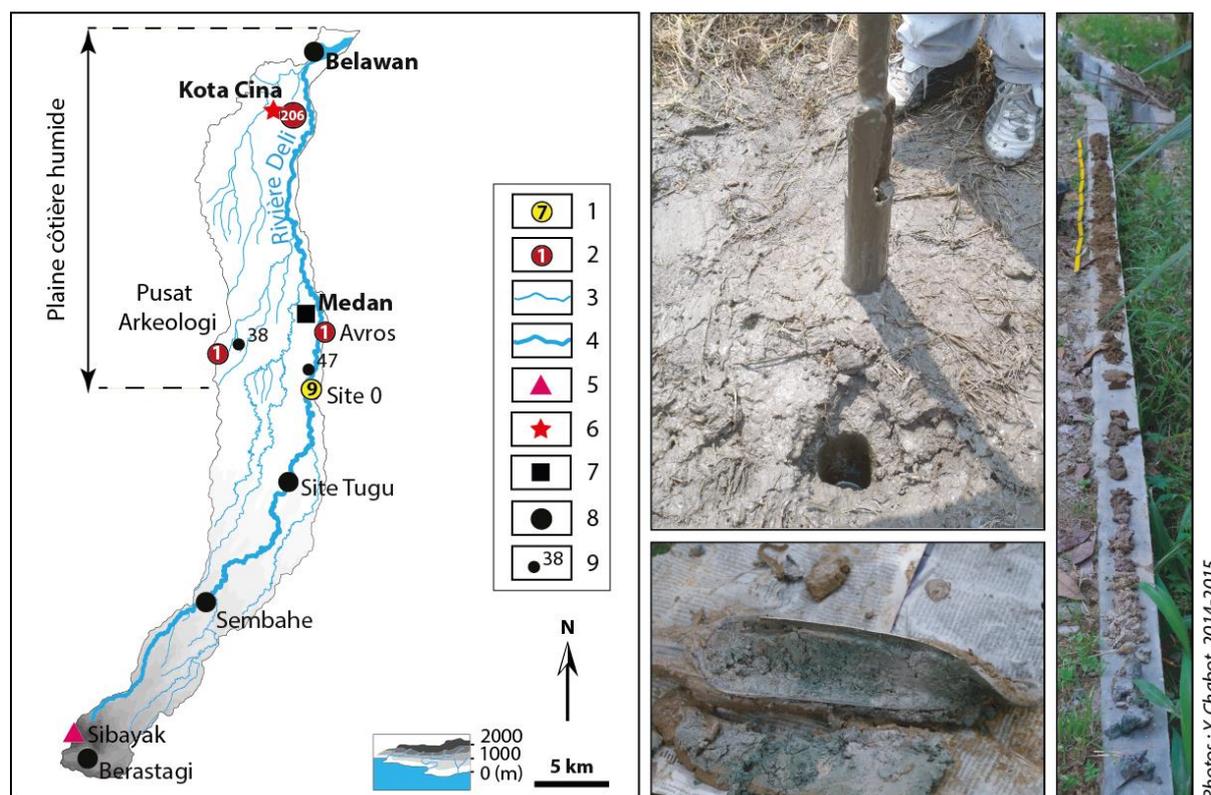


Figure 4.28 - Investigations menées dans la basse vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Nombre de coupes réalisées par site ; 2. Nombre de sondages réalisés par site ; 3. Cours d'eau ; 4. Rivière Deli ; 5. Volcan ; 6. Site de Kota Cina ; 7. Medan, capitale de Sumatra ; 8. Villes secondaires ; 9. Points cotés.

4.2.1. Le site 0 (Deli Tua)

Le site 0 se trouve dans la partie haute de la basse vallée. Il se localise dans le village de Deli Tua, situé dans la grande banlieue sud de la ville de Medan, et à environ 9,5 km en aval du site de Tugu (Fig. 4.28). Sur ce site, 9 coupes (cp.1, cp.2, cp.3, cp.4, cp.5, cp.6, cp.7, cp.8, cp.9) ont été réalisées le long d'un transect de 70 m de long. Ce transect de coupes a été mené dans la plaine alluviale de la rivière Deli, à environ 470 m du chenal actuel, en rive gauche (Fig. 4.29). Il a été effectué de manière longitudinale par rapport à la rivière. Les archives volcano-sédimentaires et leur architecture verticale ont été étudiées sur environ 3 à 4 m de profondeur en moyenne. Un échantillonnage de 12 prélèvements a été réalisé pour des analyses granulométriques. Deux datations radiocarbone ont également été réalisées à partir de sédiments et de macro-restes végétaux, et datent une partie du remplissage sédimentaire à l'Holocène récent. Au total, 4 séquences principales (I, II, III, IV), regroupant 14 unités (US1 à US14) ont été identifiées. La sédimentation du site associe des dépôts alluviaux fins et grossiers, ainsi que des dépôts d'origine volcanique. Les séquences présentent un granoclassement normal (Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2).

La séquence I est observée dans la partie inférieure du transect, uniquement dans la moitié Est (**Fig. 4.30**). Le remplissage est grossier et regroupe 6 unités (US1, US2, US3, US4, US5 et US6). Cette séquence repose sur les tufs rhyolitiques du Toba.

L'unité (US1) est associée à un lit de galets arrondis violacés de 30 à 75 cm d'épaisseur, reposant sur les dépôts de tufs du Toba. Les galets sont de taille centimétrique (environ 10 cm). La couleur des galets indique qu'ils sont probablement d'origine volcanique. Ils sont imbriqués de manière horizontale dans une matrice limono-argilo sableuse dont la teneur est identique pour chacune des trois formations sédimentaires (33 à 34%) ($GM = 19 \mu m$) (**Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2**). Les grains sont mal triés ($\sigma = 2,6$), ce qui suggère une dynamique de mise en place par un mode de transport irrégulier, tandis que l'asymétrie légèrement négative ($sk = -0,01$), traduit un stock sédimentaire dominé autant par les sédiments fins limoneux et argileux, que grossiers sableux. L'organisation structurale de cette unité est massive. Elle peut être associée au faciès Gh de Miall (1996), en raison de sa nature sédimentaire. Ces dépôts témoignent d'une énergie importante où les galets sont transportés par roulement comme en atteste leur forme arrondie. Ces derniers érodent les tufs sous-jacents. La matrice qui englobe les galets suggère une concentration sédimentaire et une viscosité bien présente dans le cours d'eau, traduisant des écoulements importants mais de courte durée. Ces derniers ne permettent pas le lessivage et le transport sélectif des éléments les plus fins, transportés par suspension uniforme, comme le suggère l'image CM (**Fig. 4. 32**). Les dépôts de l'unité (US1) peuvent ainsi être interprétés comme des dépôts de chenaux transportés lors de crues énergiques, de type torrentiel.

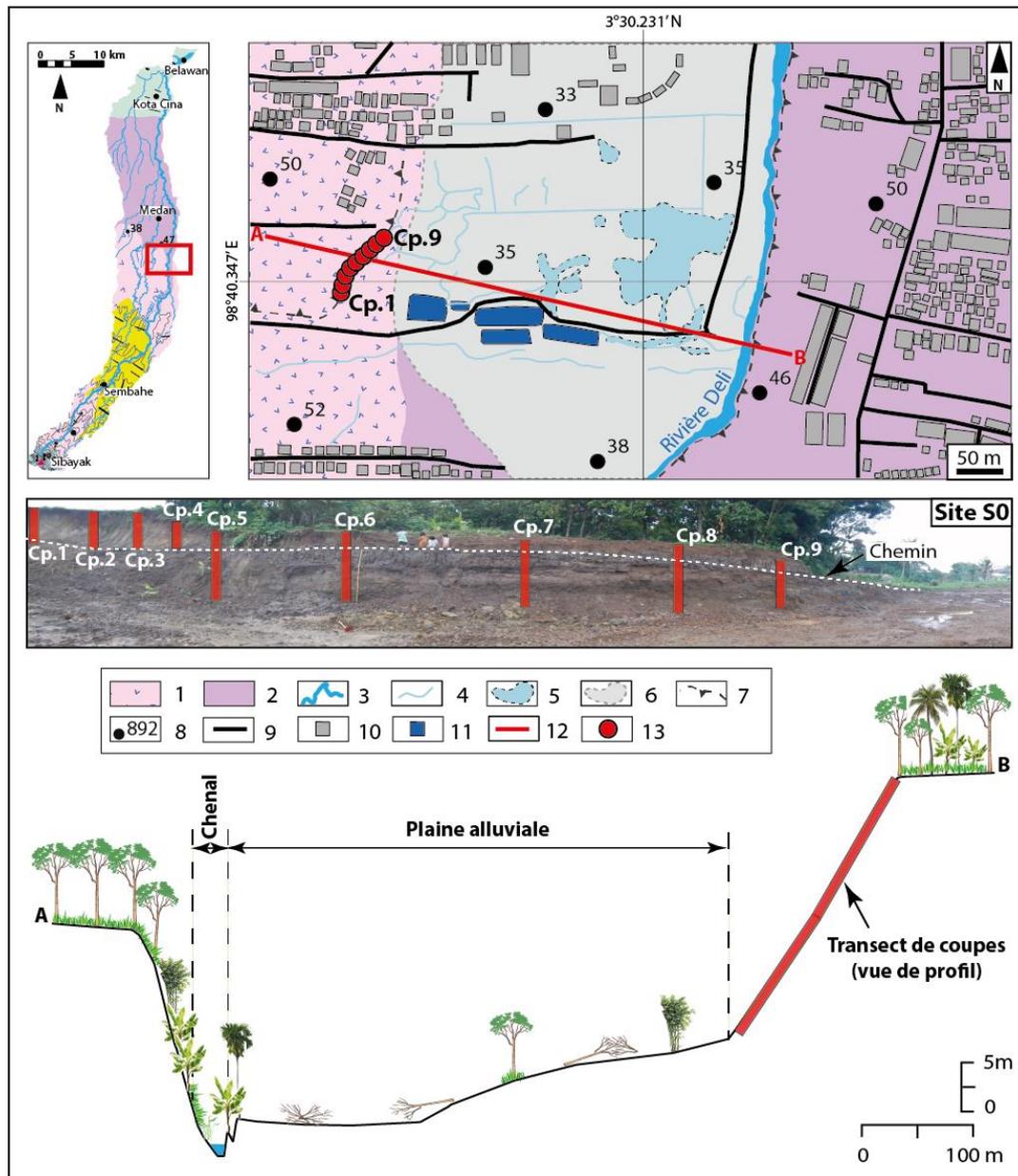


Figure 4.29 - Carte géomorphologique du site 0 (Deli Tua) et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs volcaniques pléistocènes) ; 2. « Formation de Medan » (blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 3. Chenal de la rivière Deli ; 4. Ecoulements secondaires ; 5. Zone humide temporairement inondée et généralement cultivée en rizières ; 6. Plaine alluviale ; 7. Versants ; 8. Points cotés ; 9. Routes ; 10. Habitations ; 11. Bassins ; 12. Profil en travers ; 13. Coupes.

L'unité (US2) correspond à des sables moyens noirs ($GM = 308 \mu m$) structurés sous la forme de lits centimétriques et de lamines discontinues et entrecroisées. Les sables sont riches en minéraux volcaniques (Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2). Leur analyse au microscope suggère qu'ils contiennent des oxydes de fer, du titane magnétique, quelques feldspath et pyroxènes,

ainsi que des amphiboles. Les minéraux sont principalement anguleux et non altérés, indiquant qu'ils ont été probablement assez peu mobilisés par les écoulements hydriques. Les grains de sables sont assez mal triés ($\sigma = 0,98$), suggérant une irrégularité de la dynamique de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,27$), indique un stock sédimentaire dominé par les sédiments grossiers sableux, enrichi légèrement en particules fines (environ 6% des sédiments). L'organisation structurale entrecroisée et la nature sableuse de cette unité sont caractéristiques du faciès S1 (Miall, 1996). Ces sables correspondent à des dépôts de chenaux et résultent de la migration de rides situées dans le chenal lors d'épisodes de crues d'intensité modérée. Ils sont transportés par roulement et suspension de fond CM (Fig. 4.32).

L'unité (US3) se caractérise par une sédimentation limono-argileuse ($GM = 9 \mu\text{m}$) à structure massive et de couleur brun. Dans un premier temps, l'unité se développe sur environ 25 à 30 cm d'épaisseur au-dessus des unités (US1 et US2) aux niveaux des coupes cp.5 et cp.6, puis elle est rapidement érodée par l'unité (US5) décrite ci-après, avant de se redévelopper par la suite, dans la séquence II (Fig. 4.30, 4.31 et Fig. 4.2). Cette unité se caractérise par des particules sédimentaires mal triées ($\sigma = 1,89$), indiquant une mise en place par un mode de transport irrégulier, tandis que l'asymétrie légèrement positive ($sk = 0,02$) traduit l'existence d'un seul stock sédimentaire. Cette unité est caractéristique du faciès Fm de Miall (1996). Ces dépôts sont issus d'une sédimentation par décantation (Fig. 4.32) au sein d'une zone humide calme, en eau, de manières temporaires ou permanentes.

L'unité (US4) est associée à une lentille d'épaisseur centimétrique (15 à 20 cm) de sables moyens beiges ($GM = 286 \mu\text{m}$), de petits galets arrondis et de gravillons ocres, gris, et beiges, de 2 à 3 cm de diamètre. Cette lentille s'insère dans l'unité (US2) et présente une organisation structurale entrecroisée (Fig. 4.30, 4.31 et Fig. 4.2). Les grains de sables sont mal triés ($\sigma = 1,62$) et suggèrent qu'ils ont été mis en place par une dynamique de transport irrégulière. L'asymétrie positive ($sk = 0,42$) traduit un stock sédimentaire dominé par les grains grossiers, enrichi en sédiments fins (12% environ). Ces dépôts peuvent être associés au faciès Gt de Miall (1996). Ils sont transportés par roulement et suspension de fond (Fig. 4.32), par des écoulements énergiques, au sein du chenal. L'entrecroisement peut témoigner de cette dynamique.

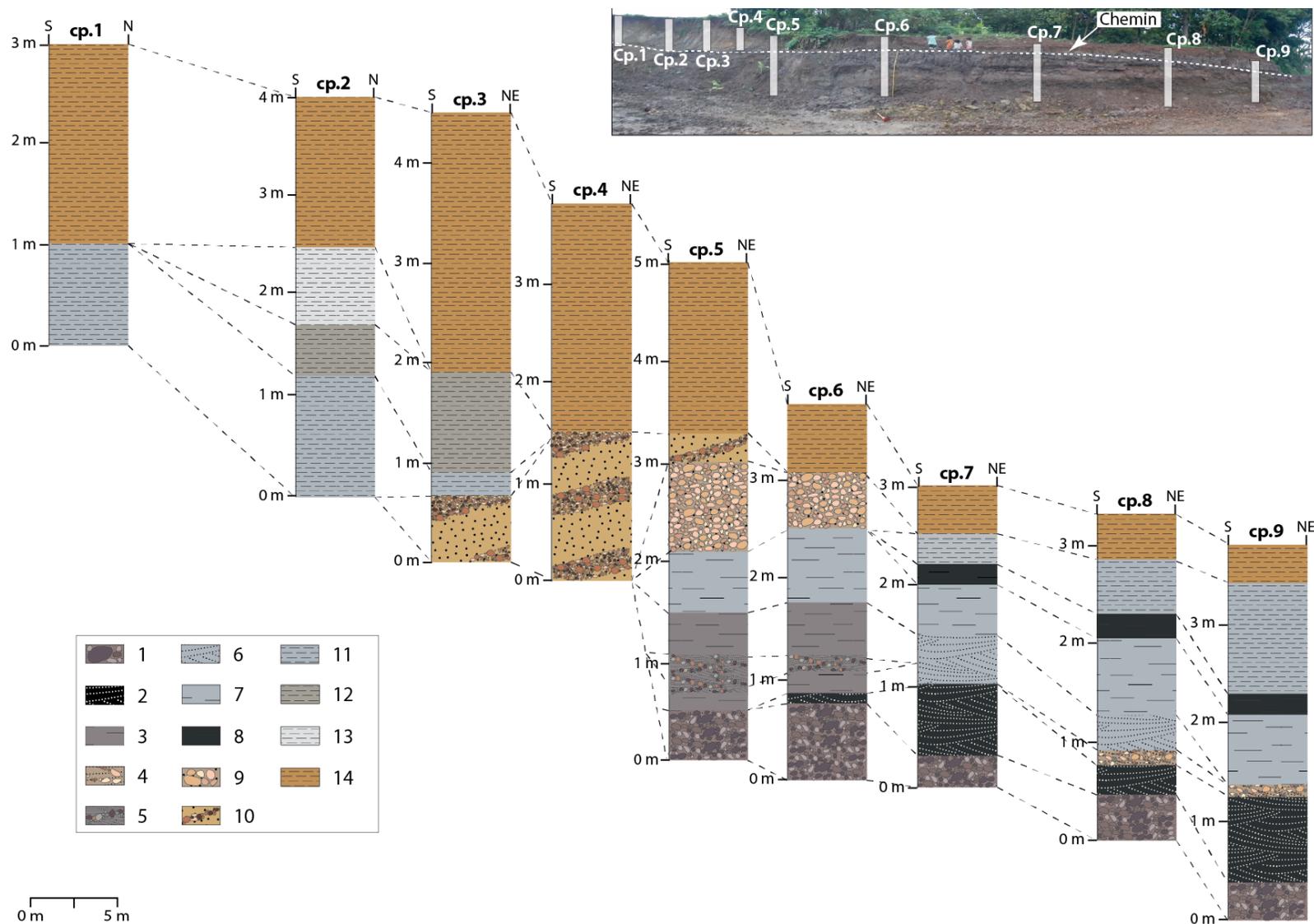


Figure 4.30 - Coupes cp. 1 à cp.9 du transect du site S0 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

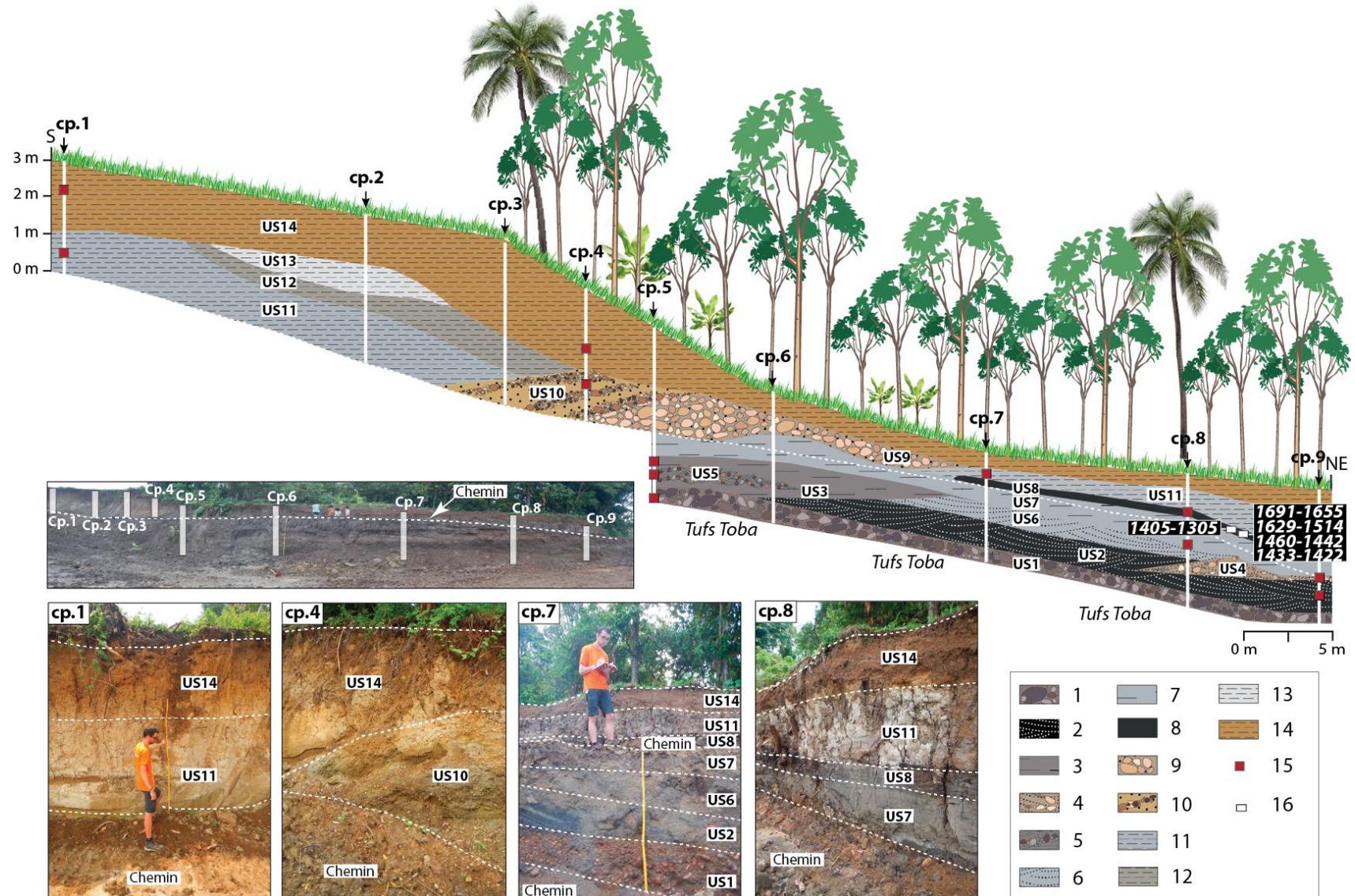


Figure 4.31 - Transect de coupes du site S0 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Lit de galets arrondis violacés centimétriques (10 cm) imbriqués dans une matrice limono-argilo sableuse ; 2. Lits et lamines discontinues et entrecroisées de sables moyens noirs ; 3. Limons argileux bruns massifs ; 4. Lentille de 15 à 20 cm d'épaisseur de sables moyens beiges, de petits galets arrondis et de gravillons ocre, gris et beiges de 2 à 3 cm entrecroisés ; 5. Lentille de 20 à 30 cm d'épaisseur de gravillons et de galets violacés (2 à 6 cm) entrecroisés, englobés dans une matrice limoneuse enrichie en sables très fins ; 6. Lits et lamines discontinues et entrecroisées de sables moyens gris ; 7. Limons argileux gris massifs ; 8. Limons argileux noirs massifs ; 9. Lit de galets centimétriques de couleur ocre, beige et rosé, imbriqués dans une matrice de sables grossiers beiges/rosés ; 10. Lentilles centimétriques de petits galets (1 à 5 cm) et de sables grossiers gris/ocre ; 11. Argiles limoneuses massives grises ; 12. Argiles limoneuses massives brunes ; 13. Argiles limoneuses massives grises claires ; 14. Argiles limoneuses de couleur brun/orangé ; 15. Echantillonnage sédimentaire ; 16. Datation radiocarbone (indiqué en cal. BP).

L'unité (US5) correspond également à une lentille centimétrique (20 à 30 cm). Elle contient des gravillons et des galets violacés de 2 à 6 cm de diamètre, englobés dans une matrice limoneuse enrichie en sables très fins (26%) ($GM = 22 \mu m$). Elle présente une organisation structurale entrecroisée et s'insère dans l'unité (US3) (**Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2**). Les particules sédimentaires de cette unité sont mal triées ($\sigma = 2,09$), ce qui suggère une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation. L'asymétrie positive ($sk = 0,25$) traduit un enrichissement du stock sédimentaire en particules fines. Cette unité peut être associée au faciès Gt de Miall (1996). Les dépôts grossiers, dominants, sont transportés par roulement, par des écoulements énergiques, au sein du chenal. La concentration en particules fines indique quant à elle une viscosité au sein du chenal lié à une dynamique de transport non sélective et à une absence de lessivage, résultant d'écoulements énergiques de courtes durées. Les grains les plus fins sont transportés par suspension uniforme (**Fig. 4.32**).

L'unité (US6) se caractérise par une sédimentation sableuse d'environ 40 à 50 cm d'épaisseur, correspondant à des sables moyens gris organisés en lits centimétriques et lamines discontinues et entrecroisés (**Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2**). Ces sables s'entrecroisent parfois avec les lits de sables moyens noirs de l'unité (US2). Ils n'ont pas fait l'objet d'analyse granulométrique. L'organisation structurale et la nature du remplissage de cette unité sont caractéristiques du faciès S1 de Miall (1996). Les sables correspondent à des dépôts de chenaux. L'entrecroisement indique des migrations de rides situées au sein du chenal, lors d'épisodes de crues d'intensité modérée. Ils peuvent être transportés par saltation ou suspension.

Séquence	Unité	Faciès sédimentaire	Description et autres propriétés	Grain moyen (µm)	Tri (φ)	Asymétrie (φ)	Interprétation
I	US1	Lit de galets arrondis violacés de taille centimétrique (10 cm), imbriqués dans une matrice limono-argilo sableuse	Unité massive	19 (Matrice)	2,60 (Matrice)	-0,01 (Matrice)	Dépôts de fond de chenal transportés par roulement lors de crues d'intensité énergétique de type torrentiel
	US2	Lits centimétriques et lamines discontinues et entrecroisées de sables moyens noirs	Sables riches en minéraux volcaniques (oxyde de fer, titane, feldspath, amphiboles, pyroxènes) anguleux et non usés	308	0,98	0,27	Dépôts de chenaux transportés par suspension de fond et roulement lors d'épisodes de crues d'intensité modérée. Ils résultent de la migration de rides situées au sein du chenal lors d'épisodes de crues d'intensité modérée
	US3	Limons argileux de couleur brun	Unité massive	9	1,89	0,02	Dépôts de décantation de plaine alluviale humide calme, en eau, de manière temporaire ou permanente
	US4	Lentille de 15-20 cm d'épaisseur de sables moyens beiges, de petits galets arrondis et de gravillons ocre, gris et beiges de 2-3 cm	Unité à structure entrecroisée, insérée dans l'unité US2	286	1,62	0,42	Dépôts transportés par roulement et suspension de fond par des écoulements énergiques au sein du chenal
	US5	Lentille de 20-30 cm d'épaisseur de gravillons et de galets violacés de 2 à 6 cm, englobés dans une matrice limoneuse enrichie en sables très fins	Unité à structure entrecroisée, insérée dans l'unité US3	22	2,09	0,25	Dépôts transportés par roulement par des écoulements énergiques au sein du chenal
	US6	Lits centimétriques et lamines discontinues et entrecroisées de sables moyens gris	--	Absence d'analyse			Dépôts de chenaux transportés par saltation ou suspension, résultant de la migration de rides situées au sein du chenal lors d'épisodes de crues d'intensité modérée
II	US7	Limons argileux massifs et compacts de couleur gris	--	14	2	0,04	Dépôts de plaine alluviale humide calme, ennoyée de manière permanente ou temporaire. Les dépôts sont transportés par suspension uniforme
	US8	Limons argileux massifs et compacts de couleur noir	Riche en macro-restes organiques	20	2,1	0,28	
III	US9	Lit de galets centimétriques de couleur ocre, beige et rosé, imbriqués dans une matrice de sables grossiers de couleur beige/rosée	Unité massive	Absence d'analyse			Dépôts de fond de chenal transportés par roulement lors de crues d'intensité énergétique de type torrentiel
	US10	Lentilles centimétriques de petits galets (1-5 cm) et de sables grossiers gris/ocre	Unité à structure entrecroisée	517 (sables)	2,38 (sables)	0,76 (sables)	Dépôts transportés par roulement au sein du chenal lors d'écoulements énergiques
IV	US11	Argiles limoneuses grises	Unité massive et compacte	6	1,63	-0,05	Dépôts de décantation de plaine alluviale humide marécageuse saturée en eau
	US12	Argiles limoneuses de couleur brun	Unité massive et compacte	Absence d'analyse			
	US13	Argiles limoneuses grises claires	Unité massive et compacte	6	2,16	-0,02	
	US14	Argiles limoneuses brun/orangé	Unité massive et compacte	6	2,07	-0,13 < sk < -0,21	

Tableau 4.2 - Description du remplissage volcano-sédimentaire du transect de coupes du site S0 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

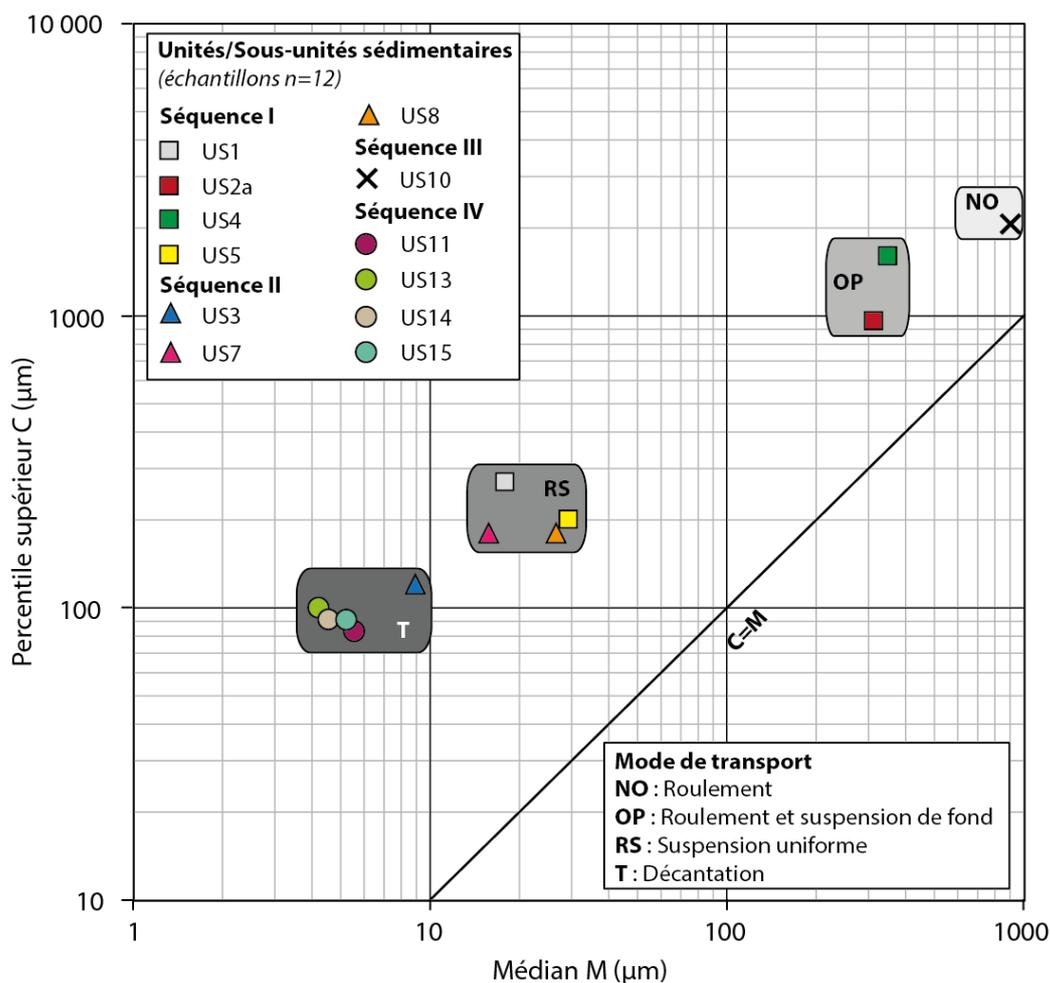


Figure 4.32 - Image CM des dépôts du transect de coupes du site S0 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

La **séquence II** recouvre la séquence I et se caractérise par une sédimentation fine. Elle se divise en 3 unités sédimentaires (US3, US7 et US8). Elle est datée de l'Holocène récent dans sa partie sommitale (Fig. 4.31).

L'**unité (US3)**, déjà observée dans la séquence I sous la forme d'une petite couche de 25-30 cm d'épaisseur, se développe de manière plus conséquente dans la séquence II où elle fait environ un demi-mètre d'épaisseur (Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2). Elle recouvre la lentille de l'unité (US5) et indique le développement d'un environnement calme et humide, où les processus de sédimentation se font par décantation (Fig. 4.32).

L'**unité (US7)** est de nature limono-argileuse ($GM = 14 \mu m$), de couleur grise et à structure massive et compacte. Cette unité se développe sur environ 50 à 75 cm d'épaisseur (Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2). Ses particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2$) et indiquent qu'elles sont issues d'une dynamique de transport irrégulière et peu sélective, tandis que l'asymétrie

légèrement positive ($sk = 0,04$), indique l'existence d'un seul stock sédimentaire. Ces dépôts, caractéristiques du faciès Fm de Miall (1996), sont issus d'une sédimentation par suspension uniforme (**Fig. 4.32**) au sein d'un milieu calme ennoyé de manière permanente ou temporaire, typique d'une plaine alluviale humide.

L'unité (US8) s'établit dans la partie sommitale de la séquence II. Elle correspond à une sédimentation limono-argileuse ($GM = 20 \mu m$) noire, riche en macro-restes organiques. Elle présente une organisation structurale massive et compacte, d'environ 20 à 25 cm d'épaisseur (**Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2**). Elle est datée de 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP) à partir de sédiments, et de 1470 +/- 30 ans BP (1405-1305 cal. BP) à partir de macro-restes de plantes (**Fig. 4.31**). Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,1$), indiquant une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie est positive ($sk = 0,28$). Le stock sédimentaire contient environ 24% de sables très fins. Cette unité correspond au faciès Fm de Miall (1996). Les limons-argileux sont mis en place par suspension uniforme (**Fig. 4.32**) au sein d'une zone humide peu dynamique, typique d'une plaine alluviale humide.

La séquence III est présente dans la partie centrale du transect, entre les coupes cp.3 et cp.6. Elle se caractérise par un alluvionnement détritique grossier, regroupant 2 unités de (US9 et US10) (**Fig. 4.30 et 4.31**).

L'unité (US9) est associée à un niveau de galets d'environ 50 à 85 cm d'épaisseur. Les galets font jusqu'à 20 cm de diamètre et sont de couleur ocre, beige, et rosé. Ils sont imbriqués horizontalement dans une matrice de sables grossiers de couleur beige/rosée (**Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2**). Cette unité présente une organisation structurale massive et peut être associée au faciès Gh de Miall (1996), en raison de sa nature sédimentaire. Ces dépôts sont transportés par roulement (**Fig. 4.32**) par des écoulements d'intensité énergétique, comme en témoigne leur forme arrondie. La matrice qui les englobe indique une concentration sédimentaire et une viscosité importante au sein du cours d'eau, traduisant des écoulements importants mais de courtes durées, qui ne permettent pas le lessivage et le transport sélectif des éléments les plus fins. Ces dépôts peuvent ainsi être interprétés comme des dépôts de chenaux transportés lors de crues énergiques, de type torrentiel.

L'unité (US10) correspond à des lentilles centimétriques (20 à 30 cm) entrecroisées de petits galets et de sables grossiers gris/ocre ($GM = 517 \mu m$). Les galets sont de forme arrondis et de taille centimétriques (1-5 cm) (**Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2**). Les sables sont mal triés ($\sigma =$

2,38) et résultent d'une mise en place par un mode de transport irrégulier. L'asymétrie positive ($sk = 0,76$) suggère quant à elle un stock sédimentaire dominé par des particules grossières enrichi en fines (environ 17% des sédiments). Cette unité peut être associée au faciès Gt (Miall, 1996). Les dépôts sont mis en place par roulement, comme le suggère l'image CM (Fig. 4.32), par des écoulements énergiques au sein du chenal.

La séquence IV se situe dans la partie sommitale du transect. Elle se compose de 4 unités (US11, US12, US13, US14), à la texture argilo-limoneuse (Fig. 4.30 et 4.31).

L'unité (US11) se caractérise par des argiles limoneuses grises ($GM = 6 \mu m$). L'épaisseur du remplissage varie de 25 cm à 1,25 m, et présente une structure massive et compacte (Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2). Les sédiments sont mal triés ($\sigma = 1,63$), et indiquent une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie légèrement négative ($sk = -0,05$) suggère un stock sédimentaire dominé par les sédiments fins, très faiblement enrichi en particules grossières sableuses (environ 2%). Cette unité peut être associée au faciès sédimentaire Fsm de Miall (1996). Les dépôts sont mis en place par décantation, comme en atteste l'image CM (Fig. 4.32). Ils sont déposés dans un environnement saturé en eau, calme, au sein d'une plaine alluviale humide marécageuse.

L'unité (US12) correspond à des argiles-limoneuses de couleur brune qui se structurent sous la forme d'un niveau massif et compact de 50 cm à 1 m d'épaisseur (Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2), caractéristique du faciès Fms de Miall (1996). Les sédiments sont mis en place par décantation au sein d'un milieu calme, saturé en eau, typique d'une plaine alluviale humide marécageuse.

L'unité (US13) présente un alluvionnement argilo-limoneux gris clair ($GM = 6 \mu m$) d'une épaisseur variant de 30 cm à 1,10 m. Elle est située au-dessus de l'unité (US8) de la séquence II, et de l'unité (US12) de la séquence I. Son organisation structurale est massive et compacte (Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2). Les particules sont mal triées ($\sigma = 2,16$), ce qui suggère une dynamique de transport peu régulière, tandis que l'asymétrie légèrement négative ($sk = -0,02$) traduit l'existence d'un seul stock sédimentaire. Cette unité correspond au faciès Fms (Miall, 1996). Les dépôts sont mis en place par décantation (Fig. 4.32) dans une zone humide calme, saturée en eau, caractéristique d'une plaine alluviale marécageuse.

L'unité (US14) correspond à la dernière unité de la séquence I. Elle se situe dans la partie sommitale du transect et est la seule unité à apparaître de manière aussi continue. Elle est également la plus puissante (35 cm à 2 m). Elle correspond à des argiles-limoneuses de

couleur brun/orangé (GM = 6 µm) (**Fig. 4.30, 4.31 et Tab. 4.2**). Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,07$), ce qui traduit une irrégularité du mode de transport et des processus de sédimentation. L'asymétrie est négative ($-0,13 < sk < -0,21$) et suggère un très léger enrichissement du stock sédimentaire en particules grossières (environ 5 à 6 % des sédiments). Cette unité est caractéristique du faciès Fms de Miall (1996). Sa mise en place résulte d'une décantation (**Fig. 4.32**) au sein d'un environnement calme, saturé en eau, caractéristique d'une plaine alluviale humide marécageuse.

4.2.1.1. Interprétation des archives sédimentaires du transect de coupes du site S0

Les observations chrono-stratigraphiques et les analyses granulométriques menées sur le site S0 permettent de proposer une évolution du fonctionnement hydro-sédimentaire du système fluvial de Deli en 4 étapes majeures.

Avant 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP), le système fluvial du site présente un fonctionnement hydro-sédimentaire énergique et modéré, caractérisé par des dépôts grossiers d'écoulements torrentiels à la base du remplissage, érodants les tufs sous-jacents du Toba. Des dépôts sableux entrecroisés de chenaux se mettent ensuite en place, résultant de la migration de rides de courants lors d'épisodes de crues d'intensité modérée. L'entrecroisement témoigne d'une mobilité latérale du chenal et de ses écoulements sous l'action tractive des courants.

Vers 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP), un second fonctionnement hydro-sédimentaire, peu énergique, se met en place, et se caractérise par un alluvionnement de sédiments fins limono-argileux. Ce remplissage sédimentaire témoigne d'un environnement plus calme où les dépôts fins se mettent en place par suspension uniforme au sein d'une plaine alluviale humide.

Après 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP), le fonctionnement hydro-sédimentaire du système fluvial de Deli devient de nouveau plus énergique et se caractérise par une sédimentation alluviale grossière. Ces dépôts de chenaux sont transportés par roulement lors d'épisodes de crues d'intensité énergique, de type torrentiel. Ils érodent la sédimentation fine de comblement mis en place vers 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP).

Un dernier fonctionnement se met en place probablement plus récemment. Il se caractérise par un remplissage argilo-limoneux qui sédimente par décantation, au sein d'un

environnement humide calme, saturé en eau, caractéristique d'une plaine alluviale marécageuse.

4.2.2. Le site d'Avros (Medan)

Le site d'Avros est situé dans le centre de la ville de Medan (**Fig. 4.28**). Il est le seul site à avoir pu faire l'objet d'une étude du remplissage sédimentaire au sein même de l'agglomération. Il se trouve à environ 7 km en aval du site 0 (Deli Tua). L'observation du remplissage alluvial repose sur la réalisation d'un seul sondage à la tarière (S1). Le sondage a été réalisé sur la rive droite convexe de la rivière Deli, à environ 6 m de distance du chenal et 4 m au-dessus, au sein d'un système de 3 terrasses (**Fig. 4.33**). Le sondage est situé sur la terrasse T3 et fait 5 m de profondeur. Le remplissage alluvial est composé de sédiments fins et grossiers évoluant verticalement sans granoclassement. Il se divise en 3 séquences principales (I, II et III), 3 unités de faciès (US1, US2 et US3) et 11 sous-unités (US1a, US1b, US1c, US1d, US1e, US1f, US1g, US2a, US2b, US3a et US3b) (**Fig. 4.34**). Un échantillonnage de 18 échantillons a été mené pour des analyses granulométriques.

La séquence I se situe dans la partie basale du sondage, entre 5 m et 3,15 m de profondeur. Elle se compose d'une unité (US1), rythmée par une alternance irrégulière de lits centimétriques et décimétriques de limons argileux, de sables limoneux et de limons sableux. Sept sous-unités (US1a, US1b, US1c, US1d, US1e, US1f, US1g) ont été distinguées (**Fig. 4.34**).

La sous-unité (US1a) correspond à des limons argileux bleus hydromorphes, contenant des gravillons millimétriques ($GM = 18 \mu m$). La couleur du faciès résulte d'un engorgement permanent qui réduit le fer et lui donne une teinte bleue par manque d'aération. Cette sous-unité est présente à deux reprises. D'abord entre 5 m et 4,40 m, puis entre 4,20 et 4 m, sur (**Fig. 4.34**). Dans ce dernier niveau, des concrétions ferrugineuses noires, jaunes/verdâtres, millimétriques, sont présentes. La présence de ces concrétions peut suggérer une fluctuation de la nappe d'eau du milieu de sédimentation. L'organisation structurale de cette unité est massive. D'un point de vue granulométrique, elle se caractérise par des grains mal triés ($\sigma = 2,49$), ce qui suggère une dynamique de transport irrégulière, tandis que l'asymétrie proche de 0 ($sk = -0,005$) suggère l'existence d'un seul stock sédimentaire. Cette sous-unité peut être associée au faciès Fm de Miall (1996). Ces dépôts sont issus d'une sédimentation par décantation, au sein d'une zone humide, inondée de manière permanente ou temporairement.

Ils sont mis en place dans un environnement calme, caractéristique d'une plaine alluviale humide.

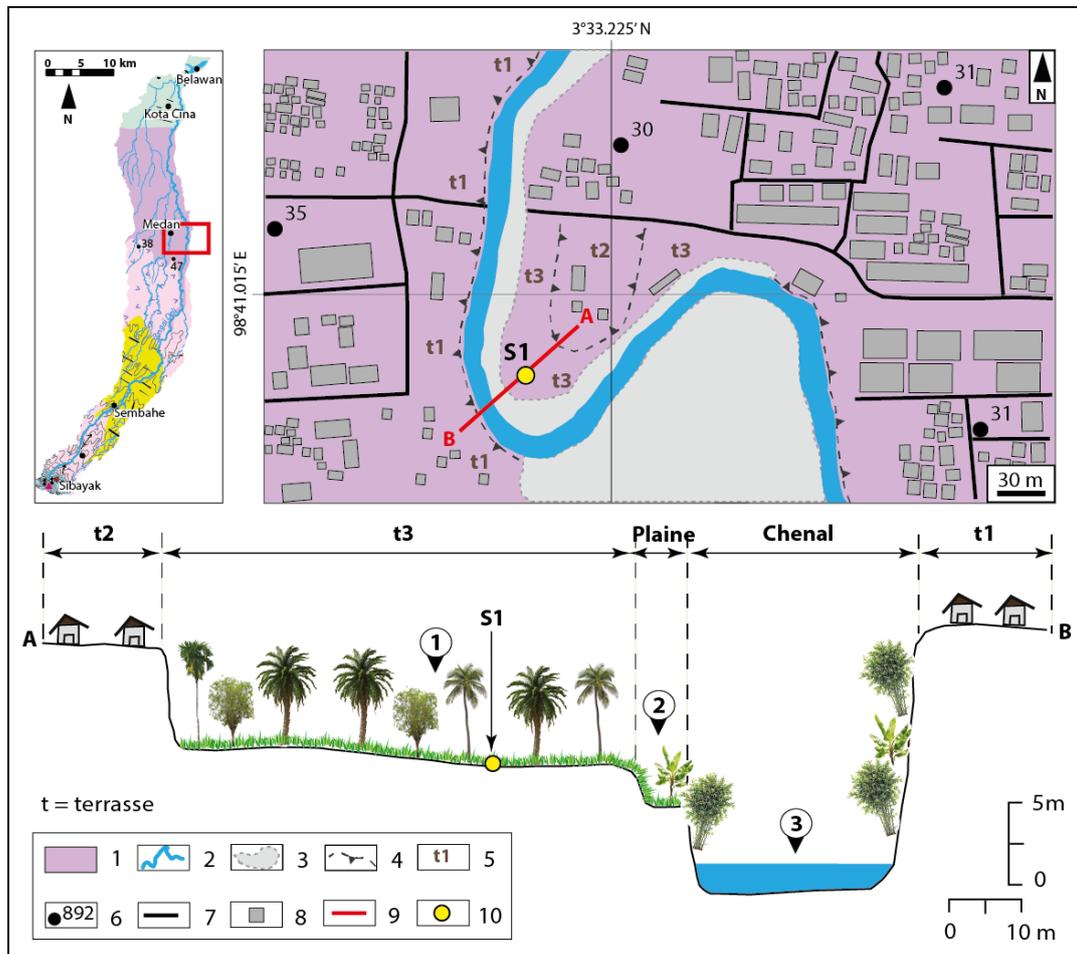


Figure 4.33 - Carte géomorphologique du site Avros (Medan) et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 2. Chenal de la rivière Deli ; 3. Plaine alluviale ; 4. Versants ; 5. Terrasses ; 6. Points cotés ; 7. Routes ; 8. Habitations ; 9. Profil en travers ; 10. Sondage à la tarière.

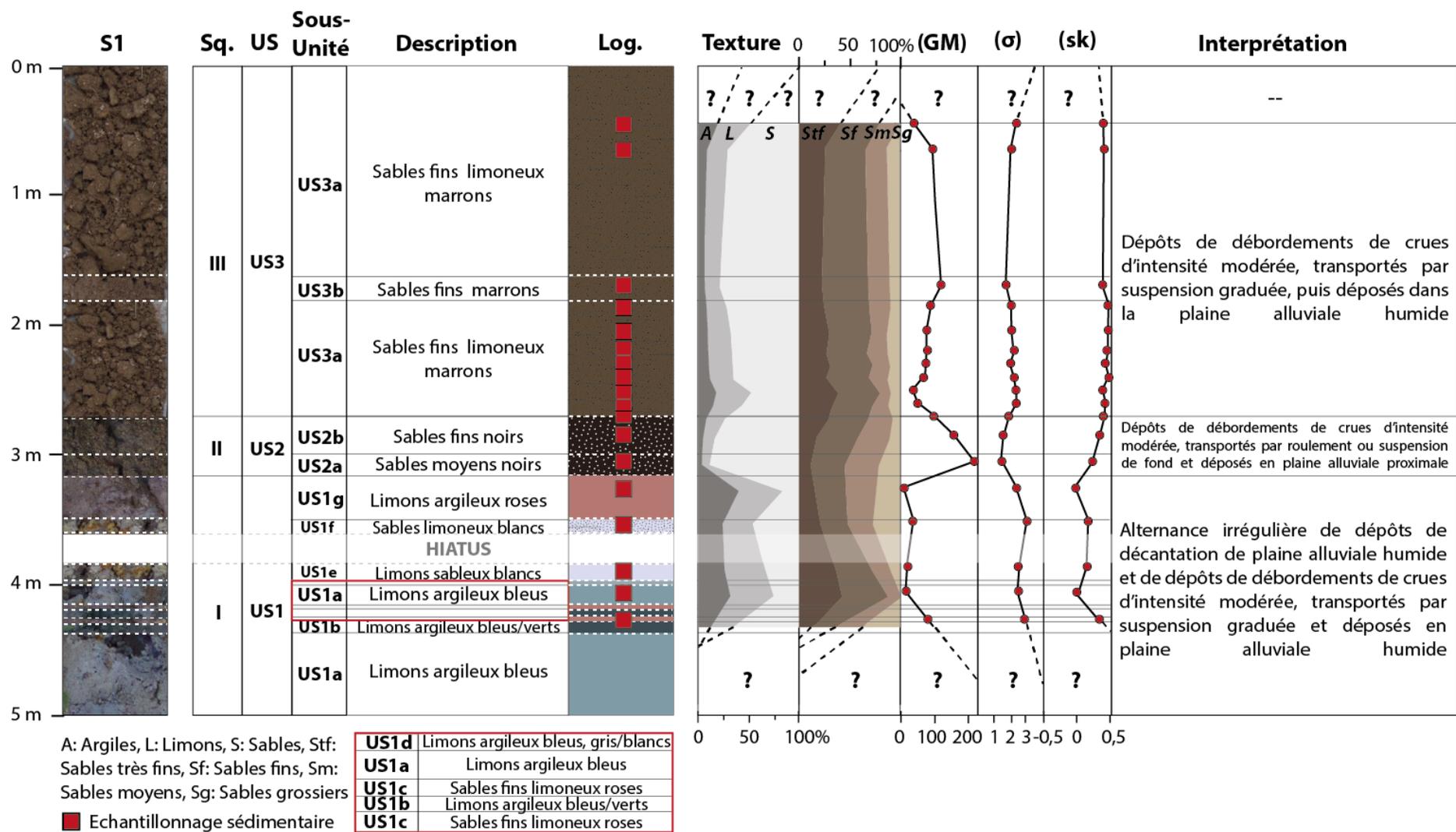


Figure 4.34 - Description du sondage S1 du site d'Avros (Medan) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

La sous-unité (US1b) est associée à des limons argileux bleus/verts hydromorphes, contenant des petits gravillons millimétriques. La teinte bleue/vert du faciès résulte d'un environnement très humide lié à une nappe d'eau permanente. Les minéraux ferreux sont réduits en raison des conditions anoxiques du sol saturé en eau. Ce niveau est observé à deux reprises. Une première fois, entre 4,40 et 4,37 m, puis une seconde fois entre 4,33 et 4,23 m (**Fig. 4.34**). Cette sous-unité présente une structure massive et est caractéristique du faciès Fm de Miall (1996). Les dépôts sont mis en place dans un milieu calme par décantation. Ils sédimentent dans un environnement humide, inondé de manière permanente, caractéristique d'une plaine alluviale humide.

La sous-unité (US1c) présente une sédimentation de sables fins (61%) enrichie en limons (23,5%) ($GM = 77 \mu m$). Le faciès est de couleur rose et contient des gravillons millimétriques. Aucune organisation structurale précise n'a été observée, probablement en raison du mode d'observation des sédiments (tarière), qui complique l'observation précise de l'architecture sédimentaire. Cette sous-unité est présente sur 2 niveaux. D'abord entre 4,37 et 4,33 m, puis entre 4,23 et 4,20 m (**Fig. 4.34**). Ses caractéristiques granulométriques suggèrent des grains très mal triés ($\sigma = 2,99$), indiquant une irrégularité des processus de sédimentation et de transport. Son asymétrie est positive ($sk = 0,3$), ce qui suggère un stock sédimentaire dominé par des particules sédimentaires grossières, enrichi en particules fines. Cette sous-unité peut correspondre au faciès Fl (Miall, 1996) du fait de sa texture sédimentaire. Les dépôts sont transportés principalement par suspension graduée (**Fig. 4.35**) lors de débordements de crues d'intensité modérée, puis déposés lors de l'atténuation des écoulements au sein de la plaine alluviale humide.

La sous-unité (US1d) se caractérise par des limons argileux bleutés, grisâtres/blanchâtres. Elle contient des gravillons millimétriques et se développe entre 4 m et 3,97 m de profondeur (**Fig. 4.34**). Elle présente une organisation structurale massive. Cette sous-unité n'a pas été échantillonnée. Cependant, ses caractéristiques texturales et son organisation structurale peuvent correspondre au faciès Fm de Miall (1996). La sédimentation se fait dans un environnement calme, humide, et inondé de manière permanente ou temporaire. Les sédiments se déposent par décantation, au sein de la plaine alluviale humide.

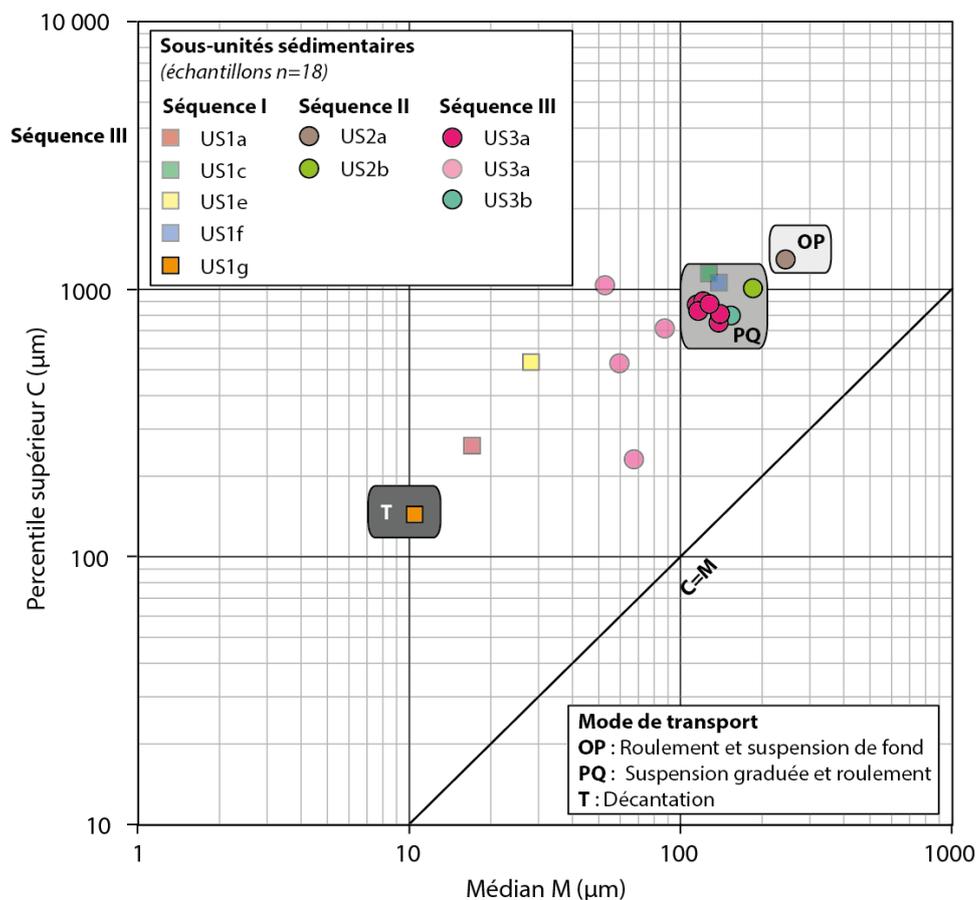


Figure 4.35 - Image CM des dépôts du sondage S1 du site d'Avros (Medan)

(Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Les échantillons en transparence ont des courbes de distribution granulométrique de type bimodale ou plurimodale. A l'inverse, les échantillons non transparents ont des courbes de distribution granulométrique de type unimodale.

La sous-unité (US1e) est associée à des limons sableux ($GM = 25 \mu m$) de couleur blanc crème. Cette sous-unité, sans organisation structurale apparente, contient des gravillons et des concrétions ferrugineuses de couleur orange et de taille millimétrique. Ces concrétions témoignent des fluctuations de la nappe d'eau du milieu de sédimentation. Cette unité est observée entre 3,97 et 3,80 m de profondeur (**Fig. 4.34**). L'analyse granulométrique des deux échantillons prélevés dans cette sous-unité, indique que les grains sédimentaires sont mal triés ($\sigma = 2,62$), ce qui suggère une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,10$), traduit un bon classement des particules grossières et un enrichissement en particules fines argileuses (25 % des sédiments). La sous-unité (US1e) peut être associée au faciès F1 de Miall (1996), caractéristique d'un environnement de plaine alluviale humide, alimentée en dépôts de débordements de crues de

faible intensité. Les sédiments sont généralement transportés par suspension et déposés dans la plaine d'inondation lors de l'atténuation des écoulements.

La sous-unité (US1f) correspond à une sédimentation sablo-limoneuse ($GM = 41 \mu m$) de couleur blanc crème. Aucune organisation structurale particulière n'a pu être observée. Cette sous-unité contient des gravillons et des concrétions de couleur orange et de taille millimétrique, et a été observée entre 3,60 et 3,50 m de profondeur (**Fig. 4.34**). Les grains sédimentaires sont très mal triés ($\sigma = 3,11$), impliquant une irrégularité de la dynamique de transport, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,10$), suggère un bon classement des particules grossières et un enrichissement en fines. Cette sous-unité peut être associée au faciès Fl de Miall (1996). Les dépôts sont transportés pendant la crue de faible intensité, par suspension graduée (**Fig. 4.35**), puis déposés dans la plaine alluviale humide lors de l'accalmie des écoulements.

La sous-unité (US1g) se caractérise par des limons argileux ($GM = 12 \mu m$) roses à structure massive, contenant des gravillons millimétriques, et situés entre 3,50 et 3,15 m de profondeur (**Fig. 4.34**). Les particules sédimentaires présentent un indice de tri élevé ($\sigma = 2,35$) qui traduit une irrégularité du processus de sédimentation et de transport. L'asymétrie est très légèrement négative ($sk = -0,04$), et indique un léger enrichissement du stock sédimentaire en particules grossières (18% de sables fins). Cette sous-unité peut correspondre au faciès Fm de Miall (1996). La sédimentation se fait dans un environnement calme, humide, et inondé de manière permanente ou temporaire. Les sédiments se déposent par décantation, au sein de la plaine alluviale humide, comme le suggère l'image CM (**Fig. 4.35**).

La séquence II se situe entre 3,15 et 2,70 m. Elle se caractérise par un remplissage alluvial détritique grossier de sables noirs. Une seule unité (US2) et 2 sous-unités (US2a, US2b) ont été identifiés (**Fig. 4.34**).

La sous-unité (US2a) est associée à des sables moyens noirs ($GM = 223 \mu m$), contenant des gravillons, des pierres ponce roulées et des concrétions de couleur orange/marron et de taille millimétrique, liées aux fluctuations du niveau d'eau de l'environnement de dépôt. Leur couleur noire peut suggérer une probable origine volcanique, remaniées ensuite par les écoulements fluviaux. Cette sous-unité fait environ 15 cm d'épaisseur et se situe entre 3,15 et 3 m de profondeur, sous la forme d'un lit subhorizontal (**Fig. 4.34**). Les grains de sables sont mal triés ($\sigma = 1,42$), ce qui traduit un mode de transport peu régulier, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,24$), suggère un stock sédimentaire dominé par les particules

grossières, enrichi en fines (environ 11 % des sédiments). Cette sous-unité correspond au faciès Sh de Miall (1996). L'image CM suggère que les sables sont transportés par roulement et suspension de fond (**Fig. 4.35**), lors des épisodes de crues d'intensité modérée, puis déposés au sein de la plaine alluviale humide proximale.

La sous-unité (US2b) se caractérise par une texture sableuse. Les sables sont fins ($GM = 163 \mu\text{m}$) et de couleur noir. Ils se développent sous la forme d'un lit subhorizontal d'environ 30 cm d'épaisseur et sont situés entre 3 m et 2,70 m de profondeur (**Fig. 4.34**). Ils sont mal triés ($\sigma = 1,54$), ce qui indique qu'ils ont été mis en place par un mode de transport irrégulier. Leur asymétrie positive ($sk = 0,33$), traduit un affinement du stock sédimentaire en particules fines limoneuses (environ 16%). Cette sous-unité est caractéristique du faciès Sh de Miall (1996). Les sables sont transportés principalement par suspension graduée, comme en atteste l'image CM (**Fig. 4.35**), lors des épisodes de crues d'intensité modérée, puis déposés dans la plaine alluviale humide proximale.

La séquence III se situe entre 2,70 m et la surface du sol actuel. Elle se caractérise par un remplissage alluvial rythmé par des lits centimétriques et décimétriques de sables fins variablement limoneux et de sables fins. Les niveaux sableux fins limoneux sont dominants. Cette séquence présente une seule unité (US3) et 2 sous-unités (US3a et US3b) (**Fig. 4.34**).

La sous-unité (US3a) correspond à des lits centimétriques subhorizontaux de sables fins variablement limoneux (18 à 34 %) ($39 < GM < 104 \mu\text{m}$), de couleur marron. Ils se développent sur environ 90 cm d'épaisseur, entre 2,70 m et 1,80 m de profondeur, puis entre 1,60 m et 0 m, sur environ 60 cm d'épaisseur (**Fig. 4.34**). Les sédiments sont mal triés ($1,89 < \sigma < 2,41$), ce qui suggère une dynamique de transport irrégulière, tandis que l'asymétrie positive ($0,37 < sk < 0,46$) traduit un stock sédimentaire principalement grossier, enrichi en particules fines limoneuses. Cette sous-unité correspond au faciès Fl de Miall (1996). Les dépôts sont transportés principalement par suspension graduée (**Fig. 4.35**), pendant des épisodes de crues d'intensité modérée, et déposés dans la plaine d'inondation humide lors de l'atténuation des écoulements.

La sous-unité (US3b) est associée à un lit subhorizontal de 20 cm d'épaisseur de sables fins ($GM = 124 \mu\text{m}$) marrons, situé entre 1,80 et 1,60 m de profondeur (**Fig. 4.34**). L'indice de tri élevé ($\sigma = 1,71$) suggère que les sables sont issus d'un mode de transport irrégulier, tandis que l'asymétrie positive ($sk = 0,40$) traduit un stock sédimentaire dominé par des grains grossiers, enrichi en particules fines (21%). Cette sous-unité correspond au faciès Sh de Miall (1996).

Les dépôts sont transportés principalement par suspension graduée, comme en témoigne l'image CM (**Fig. 4.35**). Ils sont déposés dans la plaine d'inondation humide proximale lors d'épisodes de crues d'intensité modérée.

4.2.2.1. Interprétation des archives sédimentaires du site d'Avros (Medan)

Les archives sédimentaires du site d'Avros, à Medan, suggèrent une évolution du système fluvial de Deli en trois phases.

La première phase se caractérise par l'existence d'une plaine alluviale humide calme et inondée de manière permanente ou temporaire, caractérisée par une sédimentation limono-argileuse. Des dépôts de sables fin limoneux issus de débordements de crues d'intensité modérée, alimentent de manière irrégulière cette plaine d'inondation humide. Dans la littérature, cette sédimentation est décrite comme appartenant à la « formation de Medan » (Cameron *et al.*, 1982), résultant de l'érosion et l'altération des tufs du Toba et mis en place dans la plaine côtière de Medan.

La seconde phase se caractérise par un fonctionnement hydro-sédimentaire plus énergique marqué par un alluvionnement de sables moyens noirs et de sables fins noirs d'origine volcanique, transportés et mis en place au sein d'une plaine alluviale humide proximale lors de débordements de crues d'intensité modérée. La présence de gravillons et de pierres ponce dans les sables peut suggérer un remaniement des dépôts volcaniques de l'amont et associer cette phase d'alluvionnement à la « formation de Medan » (Cameron *et al.*, 1982).

La troisième phase se caractérise par un fonctionnement hydro-sédimentaire plus modéré caractérisé par une sédimentation principalement limono-sableuse mise en place lors de débordements de crues en plaine alluviale humide. Le développement de cette sédimentation limono-sableuse de près de 2 m d'épaisseur pourrait avoir été influencé par le développement des défrichements et de la mise en culture des terres de l'arrière-pays au cours de la période historique.

4.2.3. Le site « Pusat Arkeologi » (Medan)

Le site « Pusat Arkeologi » est situé en limite du bassin versant de Deli, dans la banlieue sud-ouest de la ville de Medan (**Fig. 4.28**). Il se situe à 8 km à l'ouest de la rivière Deli et à seulement 700 m à l'est d'une petite rivière. Ce site correspond au centre archéologique de la ville de Medan. Un sondage (S1) a été réalisé dans le jardin du centre (**Fig. 4.36**). La

réalisation de ce sondage a permis d'observer les archives sédimentaires du site sur 4,60 m de profondeur. Le remplissage alluvial est composé de sédiments fins et grossiers. Deux séquences (I et II) ont été identifiées, regroupant 2 unités (US1 et US2) et 4 sous-unités (US2a, US2b, US2c, US2d), évoluant verticalement selon un granoclassement normal, excepté dans la partie sommitale du sondage. Un échantillonnage de 9 prélèvements a été mené.



Figure 4.36 - Carte de localisation du site « Pusat Arkeologi » (Medan).

La séquence I correspond à la base du sondage. Elle se situe entre 4,60 m et 3,60 m, puis entre 1,20 m et 60 cm de profondeur. Une seule unité (US1) compose cette séquence (Fig. 4.37).

L'unité (US1) correspond à des sables fins noirs (probablement d'origine volcanique) variablement limoneux (19 à 33%) ($44 < GM < 83 \mu m$). Leur organisation structurale est massive et compacte. Cette unité est identifiée à deux reprises. D'abord sur environ 1 m d'épaisseur, entre 4,60 m et 3,60 m, puis entre 1,20 m et 60 cm, sur environ 60 cm d'épaisseur (Fig. 4.37). Quelques concrétions ferrugineuses noires sont présentes dans ce dernier niveau, entre 80 et 60 cm de profondeur, et peuvent résulter d'une fluctuation de la nappe d'eau de l'environnement de dépôt. D'un point de vue de la granulométrie des sédiments, les grains sont mal triés ($2,38 < \sigma < 3,10$), ce qui suggère une irrégularité de la dynamique de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie positive ($0,36 < sk < 0,40$) traduit un stock sédimentaire dominé par les particules grossières, enrichi en fines. Cette unité peut correspondre au faciès F1 de Miall (1996). L'image CM suggère que les dépôts sont transportés par suspension graduée et roulement (Fig. 4.38). Toutefois, la courbe de

distribution granulométrique polymodale de ces sables ne permet pas de leur attribuer un mode de transport spécifique. Ces sables sont transportés lors d'épisodes de crues d'intensité modérée, puis déposés dans la plaine d'inondation lors de l'atténuation des écoulements.

La séquence II est située entre 3,60 m et 1,20 m de profondeur, et est associée à une unité (US2) de sédiments fins, et 4 sous-unités (US2a, US2b, US2c, US2d) (**Fig. 4.37**).

La sous-unité (US2a), située entre 3,60 m et 2,80 m de profondeur, se caractérise par une sédimentation argilo-limoneuse ($GM = 14 \mu m$) de couleur ocre jaune. La teinte de cette unité peut résulter de la variation de la saturation en eau du sous-sol (**Fig. 4.37**).

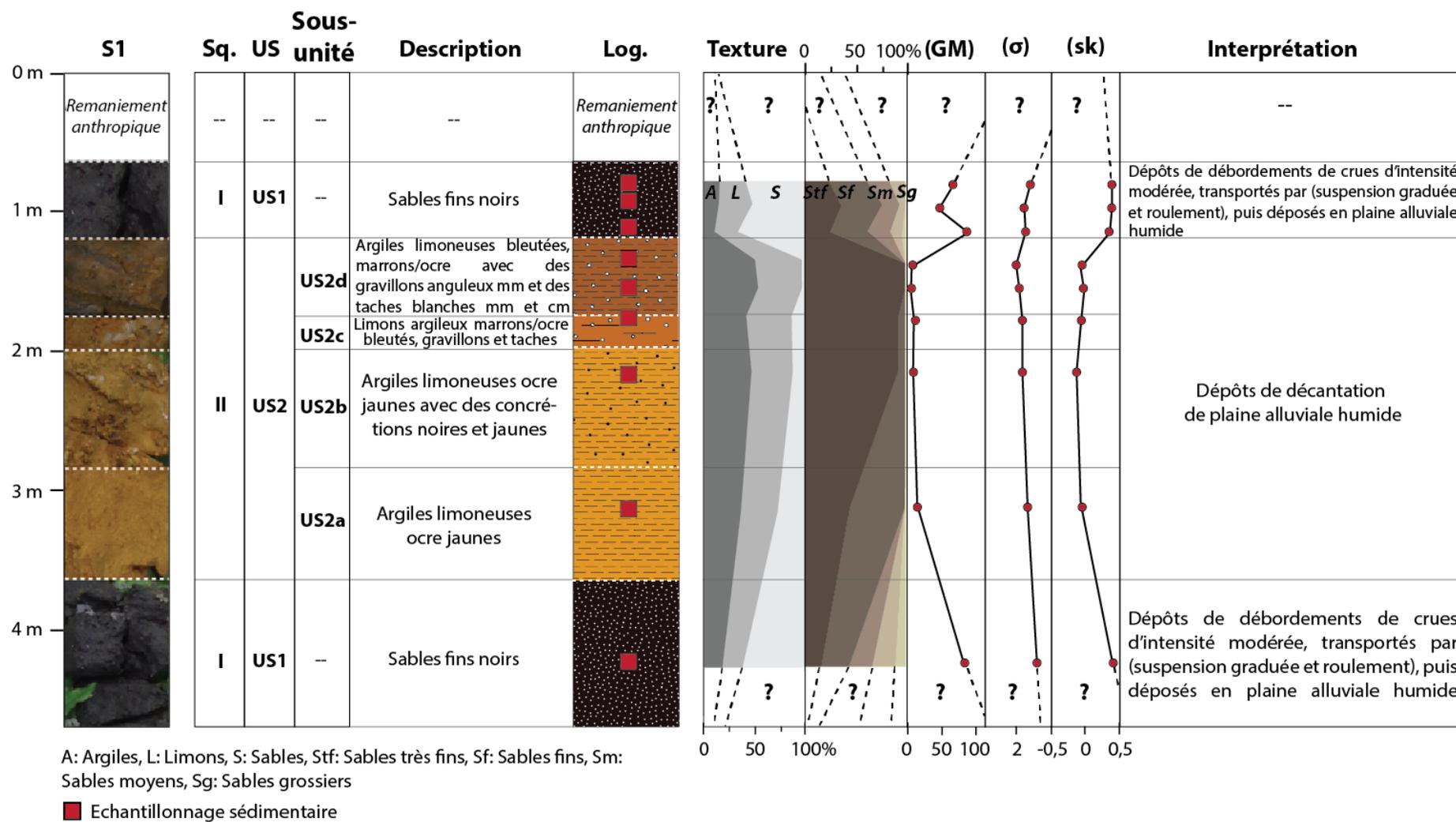


Figure 4.37 - Description du sondage S1 du site « Pusat Arkeologi » (Medan) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

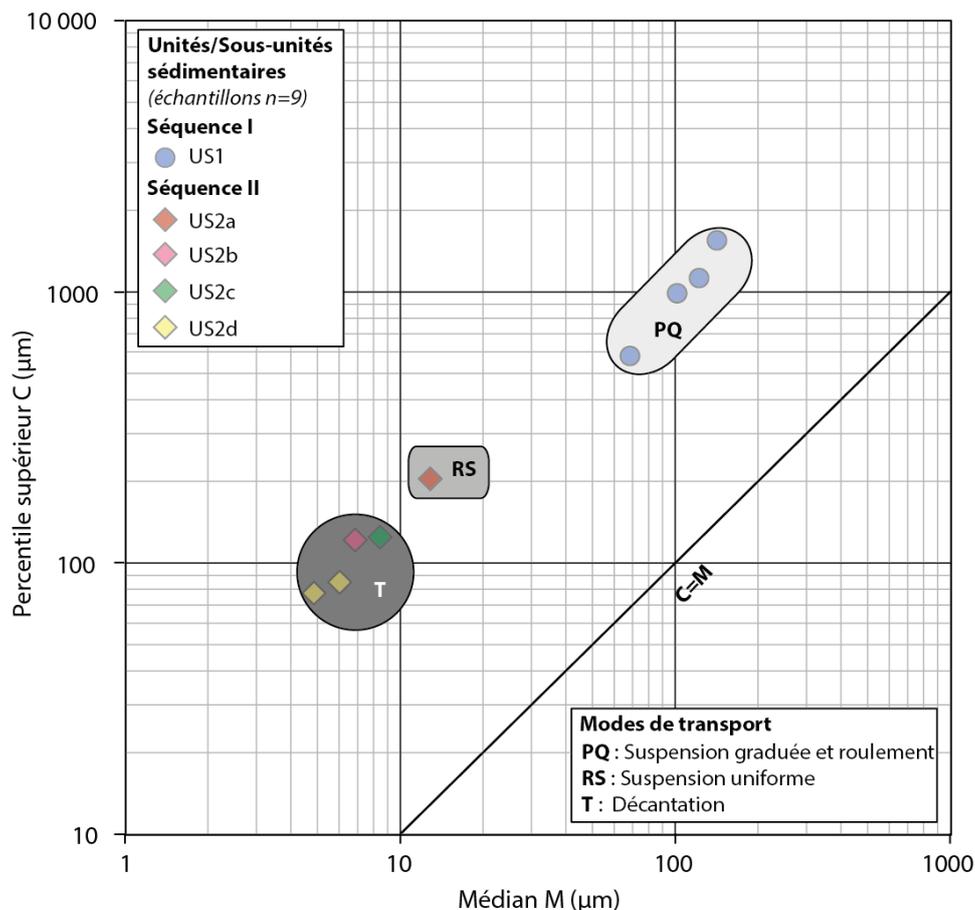


Figure 4.38 - Image CM des dépôts du sondage S1 du site « Pusat Arkeologi »
(Medan) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Tous les échantillons présentent des courbes de distribution granulométrique de type bimodale ou plurimodale.

Cette sous-unité, développée sur environ 80 cm d'épaisseur, présente une organisation structurale massive et compacte. Les particules sédimentaires sont mal triées ($\sigma = 2,56$) et suggèrent une irrégularité du mode de transport et des processus de sédimentation. L'asymétrie légèrement négative ($sk = -0,13$), indique un stock sédimentaire dominé par les particules fines, enrichi en grains sableux fins (27%). Cette sous-unité est caractéristique du faciès Fms (Miall, 1996). Les dépôts de ce faciès sont généralement mis en place par décantation, au sein d'un environnement calme saturé en eau, caractéristique d'une plaine alluviale humide marécageuse.

La sous-unité (US2b) se caractérise par des dépôts argilo-limoneux ($GM = 8 \mu m$) ocre jaunes à structure massive. Ces dépôts contiennent des concrétions ferrugineuses millimétriques noires et jaunâtres sur les 10 derniers centimètres (de 2,10 à 2 m), ainsi que des taches grisâtres/bleuâtres et des traces noires. Ils se développent sur environ 80 cm d'épaisseur et

sont situés entre 2,80 et 2 m (**Fig. 4.37**). Les grains sédimentaires sont mal triés ($\sigma = 2,58$), suggérant une irrégularité de la dynamique de transport, tandis que l'asymétrie négative ($sk = -0,13$), traduit un stock sédimentaire fin, enrichi en particules grossières de sables fins (environ 12%). Cette sous-unité correspond au faciès Fms de Miall (1996). L'image CM suggère une mise en place des dépôts par décantation (**Fig. 4.38**), bien qu'ils possèdent une courbe de distribution granulométrique polymodale. Ces dépôts fins sont mis en place dans un environnement calme saturé en eau, caractéristique d'une plaine alluviale humide marécageuse.

La sous-unité (US2c) correspond à des limons argileux ($GM = 9 \mu\text{m}$) (45 et 42%). Le faciès est de couleur marron/ocre, bleuté. La sous-unité, d'environ 40 cm d'épaisseur, présente une structure massive et se situe entre 2 m et 1,60 m de profondeur. Elle contient des gravillons anguleux millimétriques blanchâtres ressemblant à des fragments de pierres ponce en désagrégation. Des taches blanchâtres millimétriques et centimétriques sont également présentes (**Fig. 4.37**). Les particules de sédiments sont mal triées ($\sigma = 2,26$) et indiquent une irrégularité du mode de transport et des processus de sédimentation, tandis que l'asymétrie légèrement négative ($sk = -0,03$) suggère un stock sédimentaire composé principalement par des particules fines, enrichi en grains grossiers (environ 13 % de sables fins). Cette sous-unité correspond au faciès Fm de Miall (1996). Les limons-argileux sont mis en place par suspension uniforme au sein d'une zone humide peu dynamique, typique d'une plaine alluviale humide. Cette sous-unité peut correspondre aux faciès Fm/Fms de Miall (1996). Selon l'image CM, les dépôts sont mis en place par décantation (**Fig. 4.38**). Toutefois, leur courbe de distribution granulométrique polymodale ne permet pas de les classer dans un groupe de transport spécifique. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de zone humide, typique d'une plaine alluviale marécageuse.

La sous-unité (US2d) se développe sur environ 40 cm d'épaisseur, entre 1,60 et 1,20 m de profondeur. La sédimentation correspond à des argiles limoneuses ($5 < GM < 6 \mu\text{m}$) bleutées, marrons/ocre, à structure massive. Des gravillons millimétriques anguleux à l'apparence de pierres ponce en désagrégation sont présents dans le faciès, ainsi que des taches blanchâtres millimétriques et centimétriques (**Fig. 4.37**). Les sédiments sont mal triés ($1,89 < \sigma < 2,08$), ce qui suggère qu'ils ont été transportés par un mode de transport irrégulier. L'asymétrie légèrement négative ($-0,04 < sk < 0,05$) indique que le stock sédimentaire est composé principalement de sédiments fins, enrichi très légèrement en grains grossiers (environ 3 % de sables très fins). Cette sous-unité est caractéristique du faciès Fms de Miall (1996). L'image

CM suggère que ces dépôts sont mis en place par décantation (**Fig. 4.38**). Toutefois, leur courbe de distribution granulométrique polymodale ne permet pas de leur attribuer un mode de déplacement spécifique. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de zone humide saturée en eau, typique d'une plaine alluviale marécageuse.

4.2.3.1. Interprétation des archives sédimentaires du site « *Pusat Arkeologi* » (Medan)

L'étude des archives sédimentaires du site « *Pusat Arkeologi* » suggère l'existence d'une plaine alluviale humide marécageuse où domine l'alluvionnement argilo-limoneux. Cette plaine est alimentée de manière irrégulière en dépôts de débordements de crues d'intensité modérée, comme en atteste la sédimentation sableuse observée à la base et au sommet du sondage.

Comme pour le site d'Avros, cette sédimentation est identifiée dans la littérature comme la « formation de Medan » (Cameron *et al.*, 1982), résultant d'un large remaniement fluvial des tufs volcaniques du Toba.

4.2.4. Synthèse et interprétation générale des étapes de l'évolution du système fluvial de Deli dans la basse vallée

Dans la partie amont de la basse vallée, les observations menées à partir du site S0 permettent de proposer 4 étapes principales d'évolution du système fluvial de Deli.

Avant 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP), le système fluvial présente un fonctionnement hydro-sédimentaire énergétique, caractérisé par des dépôts grossiers d'écoulements torrentiels, érodants les tufs Toba sous-jacents. Une sédimentation sableuse entrecroisée de chenal se met ensuite en place. Elle témoigne d'écoulements d'intensité modérée et d'une mobilité latérale du chenal.

Vers 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP), débute une sédimentation fine limono-argileuse traduisant un fonctionnement hydro-sédimentaire peu énergétique, caractéristique d'un environnement calme de plaine alluviale humide.

Après 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP), le fonctionnement hydro-sédimentaire du système fluvial de Deli devient de nouveau plus énergétique et se caractérise par une sédimentation alluviale grossière. Les dépôts de chenaux alors mis en place sont associés à des crues d'intensité énergétique de type

torrentiel. Ils érodent la sédimentation fine de comblement mis en place vers 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP).

Plus récemment, le fonctionnement de la rivière se caractérise par un remplissage argilo-limoneux au sein d'un milieu calme, humide et saturé en eau, typique d'une plaine alluviale marécageuse. Cet alluvionnement pourrait en partie être associé aux activités humaines de défrichements et de mise en culture, qui ont débuté dans la région au cours de la période historique et plus particulièrement depuis le XIX^{em} siècle AD (Perret, 1994).

Au sein de la plaine côtière, dans la région de Medan, les archives sédimentaires observées à partir des sites Avros et « *Pusat Arkeologi* » suggèrent l'existence d'une plaine alluviale humide et calme, inondée de manière permanente ou temporaire, et caractérisée par une alternance irrégulière de dépôts fins de décantation/suspension, et grossiers (sables), issus de débordements de crues et alimentant de manière irrégulière la plaine. Dans la littérature, cette sédimentation est décrite comme appartenant à la « formation de Medan ». Elle se caractérise par 5 alternances de couches d'argiles et de couches de sables résultant de l'érosion et l'altération des tufs du Toba (Cameron *et al.*, 1982).

Conclusion

Les résultats issus de ces travaux de terrain et de laboratoire permettent de proposer un modèle d'évolution des dynamiques hydro-volcano-sédimentaires de la vallée de Deli selon deux sections.

Dans la zone médiane de la vallée, le remplissage des sites S4, S3 et Tugu se caractérise par la superposition de trois séquences principales.

La première séquence est d'origine volcanique et attribuable au Pleistocène récent. Elle est liée aux remplissages volcaniques des tufs du Toba puis des dépôts de l'activité volcanique du Sibayak et atteint généralement 2 m d'épaisseur (**Fig. 4.39**).

La seconde séquence est d'origine sédimentaire et est datée au moins de l'Holocène ancien si l'on se base sur les deux datations de la coupe cp.7 du site Tugu. Elle correspond à un alluvionnement principalement grossier liée à une reprise du système fluvial post-remplissages volcaniques de la vallée. Son épaisseur varie de 70 à 80 cm lorsque'elle prend place au dessus des tufs du Toba, de 1,30 à 1,50 m au dessus des dépôts du Sibayak et jusqu'à 2 m à l'approche de la basse vallée, sur le site Tugu (**Fig. 4.39**). L'alluvionnement de cette séquence est suivi par une forte incision de 10 à 20 m de profondeur dans les dépôts de

remplissages volcaniques et sur une largeur comprise entre 20 et 75 m compte tenu de la mobilité latérale du système fluvial, dont les archives sédimentaires alluviales constituent un remarquable témoignage.

Une troisième séquence de remplissage alluvial détritique principalement grossier de fond de vallée, associée à certains endroits à des dépôts colluvio, est observée sur les sites S5, S3, S2. Cette séquence est probablement d'époque historique étant donné la datation obtenue sur la coupe cp.8 du site S0 dans la basse vallée et fait suite à l'incision de la moyenne vallée. Elle peut en partie être attribuable à un remplissage d'origine anthropique lié aux activités de défrichements et de mise en culture de la moyenne et basse vallée. Généralement, la puissance moyenne de cette séquence est plus ou moins comprise entre 2 et 3 m (**Fig. 4.39**).

Dans la zone aval de la vallée, les archives sédimentaires correspondent à un remblaiement alluvial généralement structuré en deux séquences principales. La première séquence correspond à des dépôts alluviaux fins et grossiers issus du remaniement de la séquence volcanique de la moyenne vallée suite à son incision par la reprise du système fluvial. Ces dépôts remaniés sont appelés « formation de Medan » dans la région de Medan. L'épaisseur de cette séquence attribuée au Pléistocène est de 30 m ([Cameron et al., 1982](#)). *In situ*, nous l'avons observé sur environ 1 à 4 m d'épaisseur (**Fig. 4.39**). Cette séquence est surmontée par des dépôts récents d'époque historique formant une accumulation épaisse variant de 2 à 4 m (**Fig. 4.39**). Elle pourrait en partie résulter de l'impact des activités anthropiques de défrichements et de mises en culture de la moyenne et basse vallée de Deli, plus particulièrement à partir du XIX^{ème} siècle AD avec l'essor des plantations autochtones, puis étrangères ([Perret, 1994](#)).

Chapitre 5 - INTERACTIONS HOMMES-MILIEUX EN ZONE HUMIDE CÔTIÈRE TROPICALE : LA SÉQUENCE HOLOCÈNE DU SITE DE KOTA CINA

Ce chapitre est constitué d'un article publié dans la revue *Quaternaire* (2017, vol. 28 n°3, p. 353-372).

Yohan CHABOT¹, Nicole LIMONDIN-LOZOUET¹, Yann LE DRÉZEN¹, Daniel PERRET², Aline GARNIER^{1,3}, Heddy SURACHMAN⁴ & I Made GERIA⁴

¹ Laboratoire de Géographie Physique UMR CNRS 8591, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 1 Place Aristide Briand, FR-92195 MEUDON cedex. *Courriel* : yohan.chabot@lgp.cnrs.fr, nicole.limondin@lgp.cnrs.fr, yann.le-drezen@univ-paris1.fr

² École Française d'Extrême-Orient, Jalan Ampera III/26, ID-12550 JAKARTA. *Courriel* : dagperret@yahoo.com

³ Université Paris-Est Créteil, 61 Avenue du Général de Gaulle, FR-94010 CRÉTEIL. *Courriel* : aline.garnier@u-pec.fr

⁴ Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie, Jalan Condet Pejaten No. 4, ID-JAKARTA 12510.

RÉSUMÉ

Le site de Kota Cina, à Sumatra, est un ancien comptoir commercial portuaire du Détroit de Malacca, actif entre les XI^e et XIV^e siècles ap. J.-C. qui se localise aujourd'hui dans les terres, à 7 km du rivage. Cet article présente la séquence chronostratigraphique de Kota Cina et les principaux vestiges archéologiques qui lui sont associées, dans le but de restituer sa paléogéographie et les processus d'évolution environnementale qui l'ont affecté entre son occupation initiale et son abandon. L'étude du remplissage sédimentaire a permis de mettre en évidence trois phases d'évolutions majeures : (1) avant l'arrivée des premiers

occupants, le site de l'étude se trouve probablement à proximité du littoral, il est caractérisé par une séquence volcano-sédimentaire associée à un large remaniement fluvial ; (2) au XI^e siècle ap. J.-C., Kota Cina s'érige dans une zone humide marécageuse estuarienne colonisée par une mangrove ; (3) entre les XII^e et XIII^e siècles ap. J.-C., l'environnement estuarien dans lequel se développe le site s'envase progressivement, par des apports sédimentaires terrigènes. L'envasement, qui coupe les voies de communication navigables vers le rivage, est probablement l'une des causes de l'abandon du site au début du XIV^e siècle ap. J.-C. Ces évolutions paysagères résultent de processus de sédimentation intenses associées à une progradation du trait de côte. Ce phénomène, commun à l'ensemble de la plaine littorale orientale de Sumatra, est continu au moins depuis 2000 ans et résulte de facteurs naturels et anthropiques.

Mots-clés : zone humide, géoarchéologie, changements environnementaux, progradation littorale, occupations humaines, Sumatra.

ABSTRACT

NATURAL AND ANTHROPOGENIC IMPACTS IN TROPICAL COASTAL WETLAND: THE HOLOCENE SEQUENCE AT KOTA CINA (NORTH SUMATRA, INDONESIA)

Kota Cina, in Sumatra, is an ancient trade harbour of the Strait of Malacca. It was active between the XIth - XIVth centuries AD. Nowadays, the site is located at 7 km from the coast. This paper presents the chronostratigraphical sequence of Kota Cina and the associated archaeological remains. The aim is to reconstruct the palaeogeography and the environmental evolution that have affected the site between its initial occupation and its abandonment. The sedimentary study revealed three main phases of environmental changes: (1) before the first human settlements, the site was probably close to the coastline and characterized by a volcano-sedimentary sequence associated with a widespread fluvial reworking; (2) during the XIth century AD, Kota Cina was established in a swamp wetland covered by a mangrove, in an estuarine land; (3) between the XIIth and the XIIIth centuries AD, the estuarine land is gradually silted by terrigenous sediments. The site is progressively isolated from waterways and abandoned at the beginning of the XIVth century AD. These environmental changes result from a gradual silting associated with a coastal

progradation. This phenomenon has been recognized along the eastern coast of Sumatra; it is continuous since at least 2000 years and is due to natural and anthropogenic factors.

Keywords: wetland, geoarchaeology, environmental changes, coastal progradation, human settlements, Sumatra.

Introduction

À Sumatra, la contribution de la géomorphologie à l'interprétation géoarchéologique par l'analyse du cadre stratigraphique et environnemental des sites archéologiques est une approche peu développée, et concerne en grande partie la mobilité des littoraux de la façade orientale de l'île (Obdeijn, 1941, 1942 ; Tjia *et al.*, 1968 ; Chambers & Sobur, 1975, 1977) et des sociétés maritimes anciennes (Miksic, 1977 ; Wolters, 1975, 1979 ; Manguin, 1982, Edwards McKinnon, 1982, 1984 a).

Depuis 2011, une équipe archéologique franco-indonésienne fouille de manière intensive le site d'habitat ancien de Kota Cina, dans la Province de Sumatra Nord (Perret *et al.*, 2013, 2016). Le village actuel se trouve sur la frange littorale très urbanisée de la basse vallée de la rivière Deli, à environ sept kilomètres du port de Belawan sur le Détroit de Malacca et à 20 kilomètres de la ville de Medan (**Fig. 5.1 A**). Il est localisé plus précisément sur le bord d'une plaine deltaïque holocène, au sein de laquelle se développent des îles et des langues de terres marécageuses couvertes de mangrove à palmiers (*Nypa fruticans*), ainsi que des bassins d'aquaculture (**fig. 5.1 B**). Ces promontoires vaseux sont sillonnés par un réseau dense de rivières estuariennes et de petits chenaux de marée ramifiés, sinueux à méandriformes. D'un point de vue géomorphologique, cette zone humide côtière est très dynamique. Située à l'interface entre le domaine continental et le domaine marin, elle est sous l'influence de la dynamique fluviale et du balancement biquotidien des marées diurnes, où l'énergie des vagues et des courants est faible (Bird & Ongkosongo, 1980). Le marnage peut atteindre deux mètres lors des marées de vives eaux (Eisma, 1998). Les inondations sont régulières mais très localisées, en partie liées à la remontée de la nappe d'eau située en moyenne à 50 centimètres sous la surface du sol (Perret *et al.*, 2016), ainsi qu'aux débordements des chenaux (**Fig. 5.1 B**).

La fouille du gisement archéologique de Kota Cina n'est pas nouvelle. Le site est mentionné pour la première fois en 1823 par J. Anderson (1826), mais n'est fouillé qu'à partir des années 1970 par Edwards McKinnon. Les découvertes pionnières des restes de

bateaux de mer et de leur chargement, ainsi que de nombreuses traces d’habitat et de restes organiques permettent d’identifier Kota Cina comme un site majeur d’échange commercial sur la côte nord-est de Sumatra, occupé entre le XI^e et le XIV^e siècle ap. J.-C. (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b, 2009 ; Milner *et al.*, 1978 ; Manning *et al.*, 1980 ; Manguin, 1989). Une brève étude géomorphologique préliminaire révèle également que le site repose sur une formation alluviale estuarienne et qu’au moment de son occupation, il était bordé par une mangrove, en bordure du littoral (Miksic, 1979).

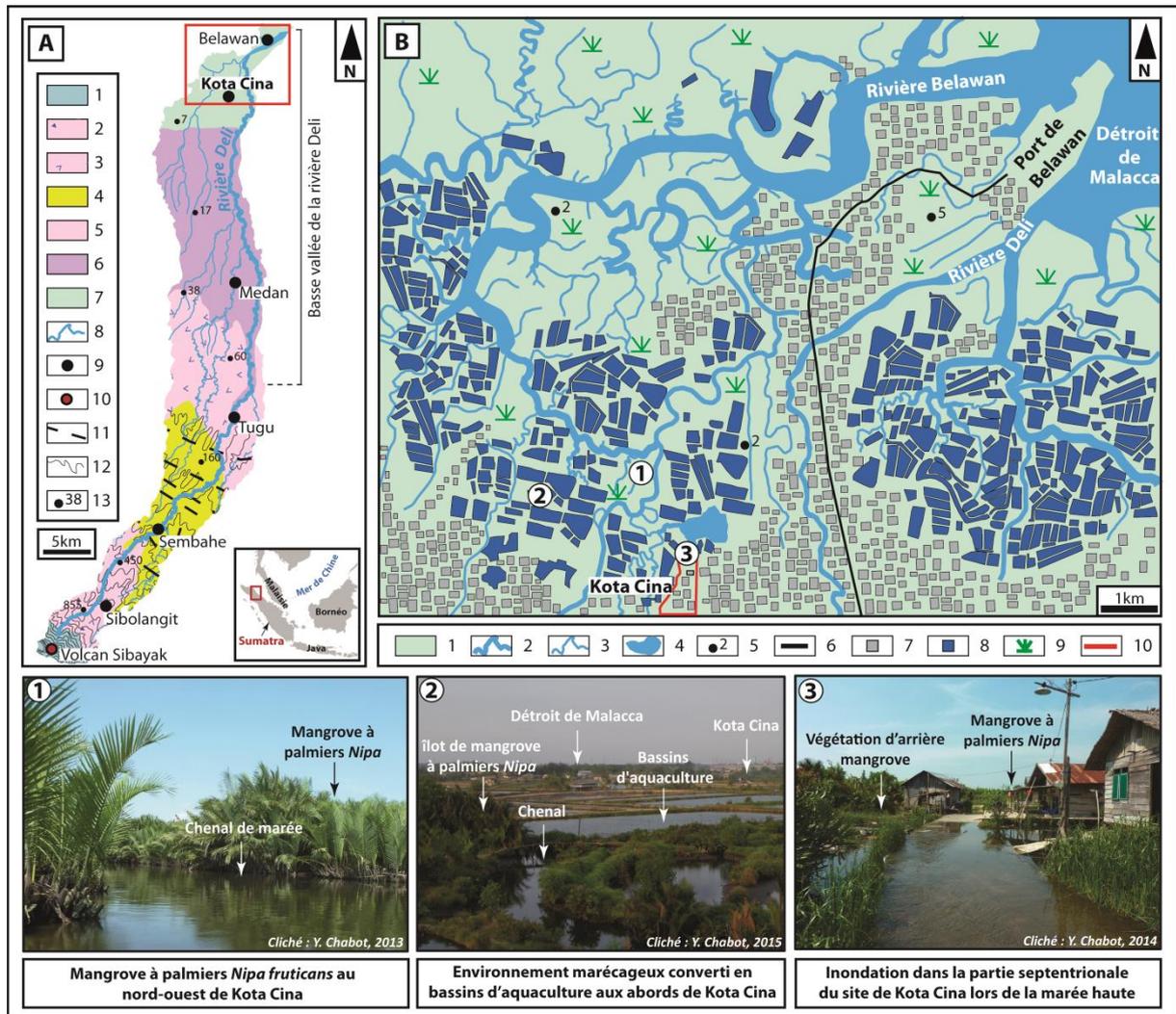


Figure 5.1 - Présentation du terrain d'étude. (A) Localisation de la Province de Sumatra Nord et carte géomorphologique de la vallée de Deli. (B) Carte géomorphologique de la région de Kota Cina (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

(A) Localisation de la Province de Sumatra Nord et carte géomorphologique de la vallée de Deli. 1. Unité Sibayak (andésites, dacites et dépôts pyroclastiques pléistocènes et holocènes) ; 2. Unité Binjai (coulées de brèches dacitiques à andésitiques pléistocènes) ; 3. Unité Singkut (andésites, dacites, microdiorites, tufs

volcaniques pléistocènes) ; 4. Unité Mentar (dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques plio-pléistocènes) ; 5. Tufs volcaniques Toba (tufs rhyodacitiques partiellement soudés du Pléistocène) ; 6. « Formation de Medan » (blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 7. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 8. Cours d'eau secondaires ; 9. Villes ; 10. Volcan actif ; 11. Failles tectoniques incertaines ou approximatives ; 12. Courbes de niveau ; 13. Points cotés (m).

(B) Carte géomorphologique de la région de Kota Cina, dans la basse vallée de la rivière Deli. 1. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 2. Rivière ; 3. Petits chenaux ramifiés ; 4. Lac ; 5. Points cotés (m) ; 6. Route principale ; 7. Habitations ; 8. Bassins d'aquaculture ; 9. Mangrove ; 10. Limites du site archéologique de Kota Cina.

L'histoire des recherches et des découvertes faites à Kota Cina au cours des années 1970 soulèvent des interrogations sur les changements paléoenvironnementaux impliqués par la position du site portuaire par rapport au rivage actuel. Comment s'est-il ensablé ? Comment l'environnement a-t-il évolué ? Quels ont été les agents responsables de cette évolution ? Quelles étaient les contraintes initiales du site lors de l'installation des sociétés au XI^e siècle ap. J.-C. ? Quelles implications cet ensablement a-t-il eu dans le fonctionnement du site ?

Ces questionnements ont suscité l'intégration d'une étude géoarchéologique au programme archéologique (Perret *et al.*, 2013, 2016 ; Chabot *et al.*, 2013) pour mener, pour la première fois à Sumatra sur un site d'habitat historique, une réflexion concertée sur les changements environnementaux en relation avec les occupations humaines. L'objectif de cet article est de présenter la séquence chronostratigraphique de Kota Cina et les données archéologiques qui lui sont associées, afin de proposer une reconstitution de la paléogéographie et des processus d'évolution environnementale du site, depuis son occupation initiale jusqu'à son abandon.

5.1. Méthodologie

La démarche méthodologique déployée dans cette étude repose sur l'acquisition et l'étude d'archives sédimentaires. Cette approche combine des observations stratigraphiques *in situ* et des analyses granulométriques en laboratoire.

5.1.1. Acquisition des archives sédimentaires

La description du remplissage sédimentaire du site de Kota Cina a été établie selon deux techniques principales : par sondages à la tarière et par l'étude de profils stratigraphiques de carrés de fouilles archéologiques.

Plus de 200 sondages (TB1 à TB206) ont été réalisés entre 2011 et 2016 à l'aide d'une tarière manuelle à intervalles plus ou moins réguliers, en raison des contraintes d'occupation actuelle du site (**Fig. 5.2**). Plus de 170 d'entre eux sont positionnés le long de transects, eux-mêmes effectués à proximité ou recoupant directement les zones de fouilles archéologiques du site. La réalisation des transects a permis d'observer un enregistrement sédimentaire horizontal continu et de restituer la stratigraphie, la paléotopographie ainsi que les paléo-milieus de sédimentation du site. Parallèlement, un échantillonnage systématique tous les 20 cm, représentant 53 échantillons, a été réalisé pour des analyses granulométriques en laboratoire et des datations radiocarbone. L'étude des sondages a permis de définir les grandes unités lithostratigraphiques du site ainsi que leur organisation verticale jusqu'à une profondeur de près de 7 m (*Chabot et al., 2013*).

Les observations stratigraphiques issues des sondages ont été complétées par une étude de profils stratigraphiques de carrés de fouille. Pour chaque carré étudié, deux coupes sur quatre, d'une largeur de 2 m chacune, ont été relevées et échantillonnées. Au total, entre 2014 et 2015, 18 profils stratigraphiques répartis sur 9 carrés de fouille ont été étudiés et 67 prélèvements sédimentaires ont été effectués. Ce moyen d'observation a permis une meilleure visualisation des corps sédimentaires, de leur géométrie et de leur contenu archéologique et organique jusqu'à une profondeur de 1,75 m.

5.1.2. Analyse et caractérisation des dépôts échantillonnés

Dans cette étude, 120 prélèvements ont fait l'objet d'une analyse granulométrique par diffraction laser (*Fournier et al., 2012*) via un granulomètre laser Beckman Coulter LS 230, au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon. Les résultats bruts ont permis d'obtenir des histogrammes de fractions et des courbes cumulatives de fréquences de distribution des particules. Leurs analyses a permis de préciser les observations texturales des faciès sédimentaires établis *in situ*, de les différencier et les nommer précisément (**Tab. 5.1 & Fig. 5.3**), selon l'échelle de classification d'Udden (1914) et Wentworth (1922). Le traitement des données a été complété par une image CM (**Fig. 5.4**) et le calcul de trois indices statistiques (grain moyen, asymétrie et tri), définis par Folk et Ward (1957), dans le but de caractériser et d'interpréter les modes de transport et les milieux de sédimentations.

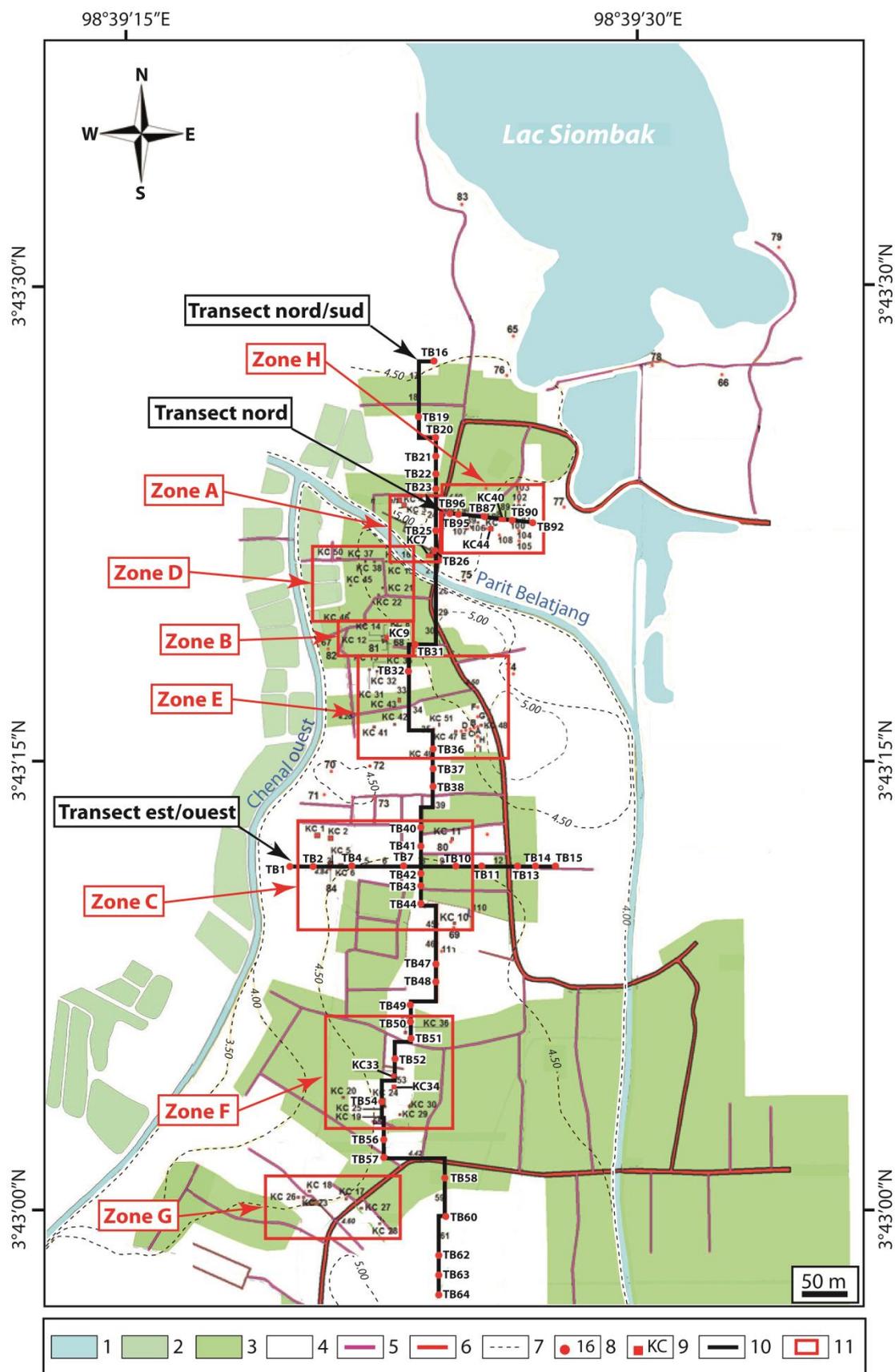


Figure 5.2 Carte du site de Kota Cina. Fouilles et sondages de 2011 à 2015 (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015, adaptée).

1/ Lac. 2/ Bassins d'aquaculture. 3/ Zones cultivées et urbanisées. 4/ Zones humides naturelles. 5/ Routes secondaires. 6/ Routes principales. 7/ Courbes de niveau. 8/ Sondages à la tarière (TB). 9/ Carrés archéologiques fouillés (KC). 10/ Transects. 11/ Zones archéologiques fouillées. (Les carrés et sondages pour lesquels des données sont présentées dans le texte ont été grossis sur la carte).

Séquence	Unité	Faciès sédimentaire	Description et autres propriétés	Grain moyen (μm)	Tri (φ)	Asymétrie (φ)	Interprétation	
I	A	Sables moyens noirs	Riche en minéraux volcaniques calco-alcalins anguleux, non usés, transparents et colorés/Pierres ponces roulées mm à cm/Morceaux de tufs roulés/Fragments de bois rouges dans la partie sommitale	247 < GM < 275	1,7 < σ < 1,9	0,4 < Sk < 0,5	Large remaniement fluviatile de matériaux volcano-sédimentaires	
II	B1	Argiles grises/noires	Riche en restes organiques : nombreux fragments de bois et de plantes, coquilles marines et estuariennes, vestiges de vertébrés	Absence d'analyse			Vasière marécageuse intertidale de bordure d'estuaire	
	B2	Argiles marron foncé						
	B3	Argiles grises						
	C1	Sables moyens jaunes/marron	--	178 < GM < 271	1,4 < σ < 1,9	0,3 < Sk < 0,4	Dépôts de remplissages de chenaux énergiques en milieu de vasière marécageuse intertidale de bordure d'estuaire	
	C2	Sables grossiers marron/noirs		Absence d'analyse				
	C3	Sables fins verts/gris		148	1,3	0,1		
	C4	Sables fins jaunes		Absence d'analyse				
	C5	Sables fins gris		246	1,4	0,2		
	C6	Sables moyens marron		Absence d'analyse				
	C7	Sables grossiers marron		Absence d'analyse				
	C8	Sables fins gris/jaunes		Absence d'analyse				
	C9	Sables fins marron/gris		Absence d'analyse				
III	D1	Limons sableux fins gris/noirs	Présence (parfois) de taches noires d'oxydation/Restes fauniques et floristiques/Particules charbonneuses	9 < GM < 27	2 < σ < 2,4	-0,09 < Sk < 0,2	Dépôts de comblements fins liés à des épandages de crues en plaine alluviale humide, à énergie modérée, en milieu estuarien, évoluant vers un système deltaïque	
		a		Passée de sables fins limoneux	21 < GM < 82	2,1 < σ < 2,7		0,2 < Sk < 0,5
		b		Passée de sables moyens limoneux	109	2,2		0,5
		c		Passée de sables grossiers limoneux	42	3,1		0,05
	D2	Limons sableux fins gris	Taches de rouille d'oxydation/Restes fauniques et floristiques/Particules charbonneuses	8 < GM < 29	1,3 < σ < 2,6	-0,07 < Sk < 0,4		
		a		Passée de sables fins limoneux	33 < GM < 158	1,6 < σ < 2,5		-0,1 < Sk < 0,4
		b		Passée de sables moyens limoneux	59	3		0,2
	D3	Limons sableux fins grisâtres/verdâtres	Restes fauniques et floristiques	8 < GM < 24	1,9 < σ < 2,7	-0,09 < Sk < -0,1		
		a		Passée de sables fins limoneux	60	1,6		0,4
	D4	Limons sableux fins grisâtres/bleuâtres	Présence (parfois) de concrétions ocre rouille mm/Restes de faunes et flores	10 < GM < 37	1,9 < σ < 2,3	-0,2 < Sk < 0,4		
		a		Passée de sables fins limoneux	35 < GM < 98	1,2 < σ < 2,2		0,3 < Sk < 0,4
	D5	Limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres	Taches rouille d'oxydation, concrétions ferro-magnétiques ocre rouille/Restes fauniques et floristiques/Charbons	8 < GM < 27	1,8 < σ < 2,4	-0,1 < Sk < 0,2		
		a		Passée de sables fins limoneux	32 < GM < 87	1,8 < σ < 2,3		0,3 < Sk < 0,4
	D6	Limons sableux fins marron foncé (sol)	Présence (parfois) de taches jaunes d'oxydation/Morceaux de bois, de racines et quelques coquilles/Gravillons	13 < GM < 20	1,9 < σ < 2,4	-0,1 < Sk < 0,1		
		a		Passée de sables fins limoneux	81	1,9		0,3
b		Passée de sables moyens limoneux		47	2,9	0,1		

Tableau 5.1 - Séquences stratigraphiques de Kota Cina et unités de faciès sédimentaires identifiés (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

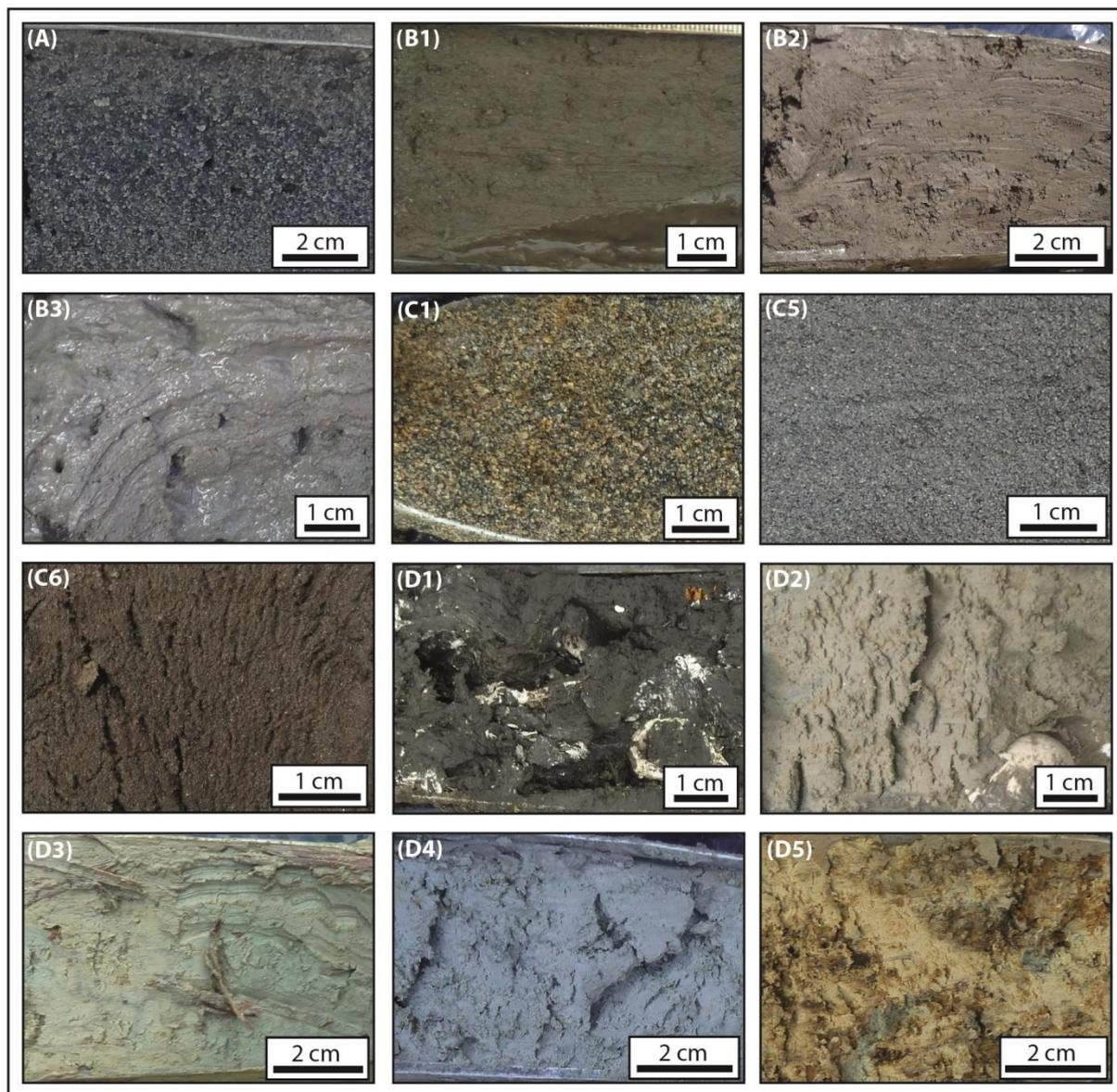


Figure 5.3 - Principales unités de faciès sédimentaires observées à Kota Cina.

A. Sables moyens noirs ; B1. Argiles grises/noires ; B2. Argiles marron foncé ; B3. Argiles grises ; C1. Sables moyens jaunes/marron ; C5. Sables fins gris ; C6. Sables moyens marron ; D1. Limons sableux fins gris/noirs ; D2. Limons sableux fins gris ; D3. Limons sableux fins grisâtres/verdâtres ; D4. Limons sableux fins grisâtres/bleuâtres ; D5. Limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres ; D6. Limon sableux fins marron foncé (sol actuel).

Le grain moyen (GM) mesure la compétence moyenne du flux hydrologique. L'indice d'asymétrie (*Skewness, Sk*), informe sur l'environnement et la dynamique des dépôts. Lorsqu'il est positif ($1 > Sk > 0$), cela traduit une dominance des sédiments grossiers et de leur bon classement, et implique un enrichissement en particules fines. À *contrario*, une asymétrie négative ($0 > Sk > -1$) traduit une dominance des sédiments fins et leur bon

classement, et implique un enrichissement en particules grossières (Arnaud-Fassetta, 2000 ; Fournier *et al.*, 2012). L'indice de tri (*Sorting index*, σ), renseigne sur l'énergie de l'agent de transport et la régularité des flux. Le classement est d'autant plus mauvais que les valeurs sont élevées et les dynamiques de transport irrégulières.

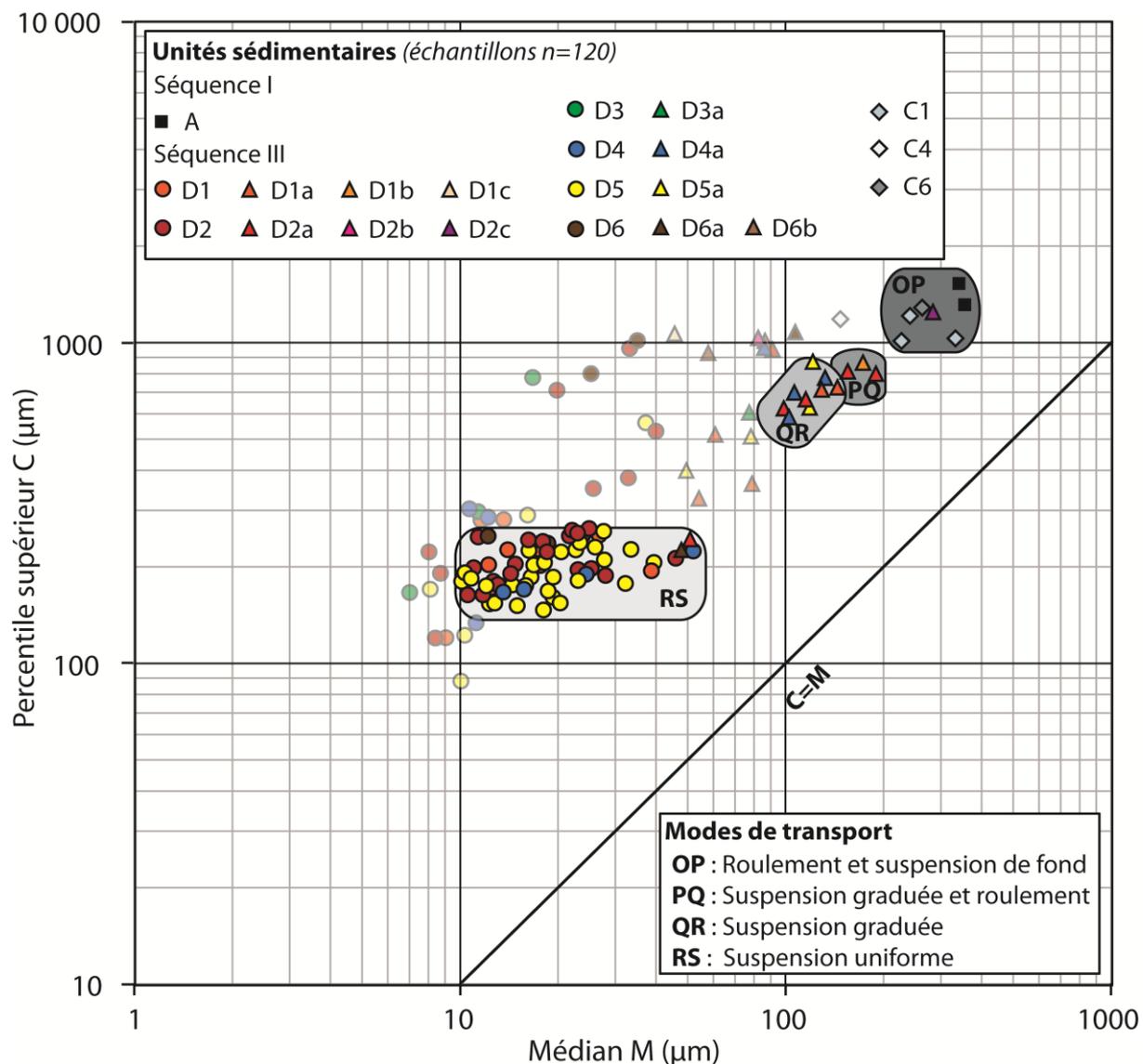


Figure 5.4 - Image CM des échantillons fossiles prélevés à Kota Cina (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Les échantillons en transparence sont caractérisés par une courbe de distribution granulométrique bimodale ou plurimodale, traduisant plusieurs modes de transport. Ils ne sont pas classables sur l'image CM.

5.1.3. Etablissement du cadre chronologique

Le cadre chronologique de l'étude s'appuie sur la lithostratigraphie, l'archéologie (typologie céramique, style culturel de statues) (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b)

et des mesures radiocarbone. Quinze datations radiocarbone ont été réalisées principalement sur des charbons de bois et des restes de végétaux (**Tab. 5.2**). Une calibration a été effectuée sur l'ensemble des datations à l'aide du programme OxCal 4.2 et de la courbe de calibration IntCal13 et Marine13 (Reimer *et al.*, 2013).

Les datations radiocarbone ont été comparées avec les indications chronologiques fournies par le matériel archéologique retrouvé en stratigraphie. Cette comparaison permet de mieux appréhender la succession des relations entre les dynamiques de peuplement du site et les variations de l'environnement.

Code laboratoire	Code échantillon	Matériel daté	Prof. (cm)	Unité	BP	+/-	Calibration BP 95.4% (2 σ)	Calibration AD 95.4% (2 σ)	Siècle
Wk-33765	KC7022-1	Bois (bateau)	150	D5	837	29	793-688	1155-1270	Milieu XII ^{ème} - milieu XIII ^{ème}
Wk-33766	KC7022-2	Bois (poteau)	150	D5	814	34	786-681	1160-1275	
Wk-40211	KC-22021	Noix brûlée	145	C5	836	25	787-694	1160-1260	
Wk-40212	KC-22020	Fibre plante	135	C5	814	20	764-685	1180-1270	
Wk-40213	KC-22017	Noix brûlée	105	C5	837	23	787-696	1160-1260	
Wk-40206	KC-22015	Coquille (<i>Anadara</i>)	90	D2	1213	20	917-666	1030-1290	Début XI ^{ème} - fin XIII ^{ème}
Beta-392847	KC-33017-2	Bois	175	C6	920	30	925-760	1025-1190	Début XI ^{ème} - fin XII ^{ème}
Beta-392846	KC-33017-1	Charbon	140	D4	890	30	910-730	1040-1220	Milieu XI ^{ème} - début XIII ^{ème}
Beta-392845	KC-33014	Charbon	115	D5	790	30	740-675	1210-1275	Début XIII ^{ème} - fin XIII ^{ème}
Wk-40208	KC-33013	Charbon	110	D5	908	21	912-766	1030-1190	Début XI ^{ème} - fin XII ^{ème}
Wk-40207	KC-33012-1	Coquille (Huître)	80	D2	618*	20	452-125	1490-1830	Fin XV ^{ème} - début XIX ^{ème}
Wk-40209	KC-33012-2	Charbon	80	D2	904	24	911-760	1030-1210	Début XI ^{ème} - début XIII ^{ème}
Wk-40210	KC-33010	Charbon	70	D2	785	21	731-678	1210-1280	Début XIII ^{ème} - fin XIII ^{ème}
Beta-392844	KC-33008	Charbon	50	D2	730	30	695-660	1255-1290	Milieu XIII ^{ème} - fin XIII ^{ème}
Beta-383854	KC18-9501014	Charbon	95	D5	740	30	700-660	1250-1290	Milieu XIII ^{ème} - fin XIII ^{ème}

Tableau 5.2 - Datations radiocarbone réalisées dans cette étude (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

5.2. Résultats

L'analyse des logs stratigraphiques associée à une étude granulométrique des dépôts échantillonnés permet de proposer une restitution des principales phases de sédimentation sur le site au cours des 1000 dernières années et plus précisément entre le XI^e et XIII^e siècles ap. J.-C. Ces résultats sont mis en parallèle avec les découvertes archéologiques.

5.2.1. Description lithostratigraphique de la séquence de Kota Cina

Les résultats présentés ici s'appuient sur l'étude des trois transects principaux : le transect nord/sud (TB16-TB64) d'environ 1 km, le transect est/ouest (TB1-TB15) de 300 m et le transect nord (TB92-TB96) d'environ 100 m (**Fig. 5.2 et 5.5**). Le complexe sédimentaire de Kota Cina se divise en trois séquences chronostratigraphiques qui incluent 19 unités de faciès sédimentaires et 11 sous-unités (**Tab. 5.1**).

La séquence I est composée d'une seule unité (A). Son faciès correspond à des sables noirs (85 à 90 % des sédiments) (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**). La profondeur maximale atteinte par les sondages a permis d'observer à plusieurs reprises cette séquence jusqu'à plus de 6 m. Cette formation basale est continue et apparaît en moyenne à partir de 1,70 à 2 m de profondeur (**Fig. 5.5**). Ces sables sont riches en minéraux volcaniques calco-alcalins, caractéristiques de l'activité volcanique andésitique de zone de subduction, typique de Sumatra ([Van Bemmelen, 1949](#)). L'analyse au microscope montre que les minéraux sont généralement peu émoussés, non usés, transparents et colorés (**Tab. 5.1**). Dans la partie sommitale de la séquence, ces sables sont associés à du matériel volcanique, tels que des pierres ponce roulées de taille millimétrique à centimétrique et des morceaux de tufs volcaniques roulés issus des différentes éruptions du volcan Toba (nommés "tufs Toba") au cours du Quaternaire ([Van Bemmelen, 1949](#) ; [Verstappen, 1973](#) ; [Cameron *et al.*, 1982](#) ; [Chesner & Rose, 1991](#)). Des analyses ICP-MS (échantillon RIN 1440) réalisées sur un des dépôts ponceux à l'Institut de Physique du Globe de Paris, indiquent une composition chimique similaire aux formations ponceuses du volcan Toba, localisé à seulement 100 km en amont du site de Kota Cina.

D'un point de vue granulométrique, les sables sont moyens ($247 < GM < 275 \mu\text{m}$) (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**). L'image CM indique un mode de mise en place essentiellement par roulement, lié à un flux hydrologique énergétique. Une partie des grains est également issue de la suspension de fond (**Fig. 5.4**). La mise en place de tels dépôts s'observe essentiellement dans le fond du lit fluvial. Le mauvais tri des particules ($1,7 < \sigma < 1,9$), témoigne d'un transport irrégulier, et

l'asymétrie positive ($0,4 < Sk < 0,5$) traduit un transport sélectif de grains grossiers, enrichis en particules fines (10 à 15 %). Les caractéristiques morphoscopiques de cette séquence attestent d'un sable d'origine volcanique ayant probablement voyagé rapidement et sur une assez faible distance au vu du caractère anguleux des minéraux qui le composent. Ils pourraient avoir été déversés brusquement sur une plaine côtière, non loin du littoral. L'observation de cette formation uniquement à travers les sondages n'a pas permis de détecter de figure de sédimentation spécifique. En revanche, la partie sommitale de ces sables volcaniques est entaillée par de nombreux paléochenaux dont la largeur varie de 20 à 100 m et la profondeur de 1 à 3 m (**Fig. 5.5**), ainsi que par la présence à certains endroits de fragments de bois rouges non identifiés, à la limite avec la séquence II.

La seconde séquence (II) est à dominante argileuse (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**). Elle recouvre partiellement la séquence I sous-jacente sous la forme de couches continues ou de lambeaux isolés (**Fig. 5.5**). Elle est associée à certains endroits à des sables fins verts/gris (C3), jaunes (C4), gris (C5), gris/jaunes (C8) et marron/gris (C9) (**Fig. 5.3, 5.5 et Tab. 5.1**) ; des sables moyens jaunes/marron (C1) et marron (C6) ; et des sables grossiers marrons (C7) et marron/noirs (C2). Leur couleur est liée à des processus post-dépositionnels d'hydromorphie, ainsi qu'à la charge en sédiments fins. Ces sables sont notamment observés dans la moitié sud du site au niveau des sondages TB37-TB38, TB48-TB49, TB50-TB52, TB58-TB60, TB62-TB63 et correspondent à des dépôts de remplissages de chenaux, dont la largeur varie de 20 à 30 m et la profondeur de 50 cm à 1 m (**Fig. 5.2 et 5.5**).

D'un point de vue granulométrique, les dépôts (C1) et (C6) sont mal triés ($1,4 < \sigma < 1,9$), de taille moyenne ($178 < GM < 271 \mu\text{m}$) et enrichis en particules fines ($0,2 < Sk < 0,4$) (**Tab. 5.1**). Cela traduit un mode de transport irrégulier et énergétique, où la mise en place se fait essentiellement par roulement. Une partie des grains est également issue de la suspension de fond (**Fig. 5.4**). Ces sables sont associés aux remplissages de fonds de chenaux.

Les sables (C4) ont un grain moyen plus petit ($GM = 148 \mu\text{m}$), un indice de tri élevé ($\sigma = 1,3$) et une asymétrie légèrement positive ($Sk = 0,1$) (**Tab. 5.1**). Ces paramètres traduisent une dynamique de transport relativement moins énergétique que pour les sables (C1) et (C6), mais tout aussi irrégulière. La courbe de distribution granulométrique de ces sables est bimodale, ce qui traduit plusieurs modes de transport. Sur l'image CM, ces sables n'appartiennent pas à un mode de transport spécifique, mais se situent entre le roulement et la suspension graduée. Ils peuvent être associés à des remblaiements de chenaux.

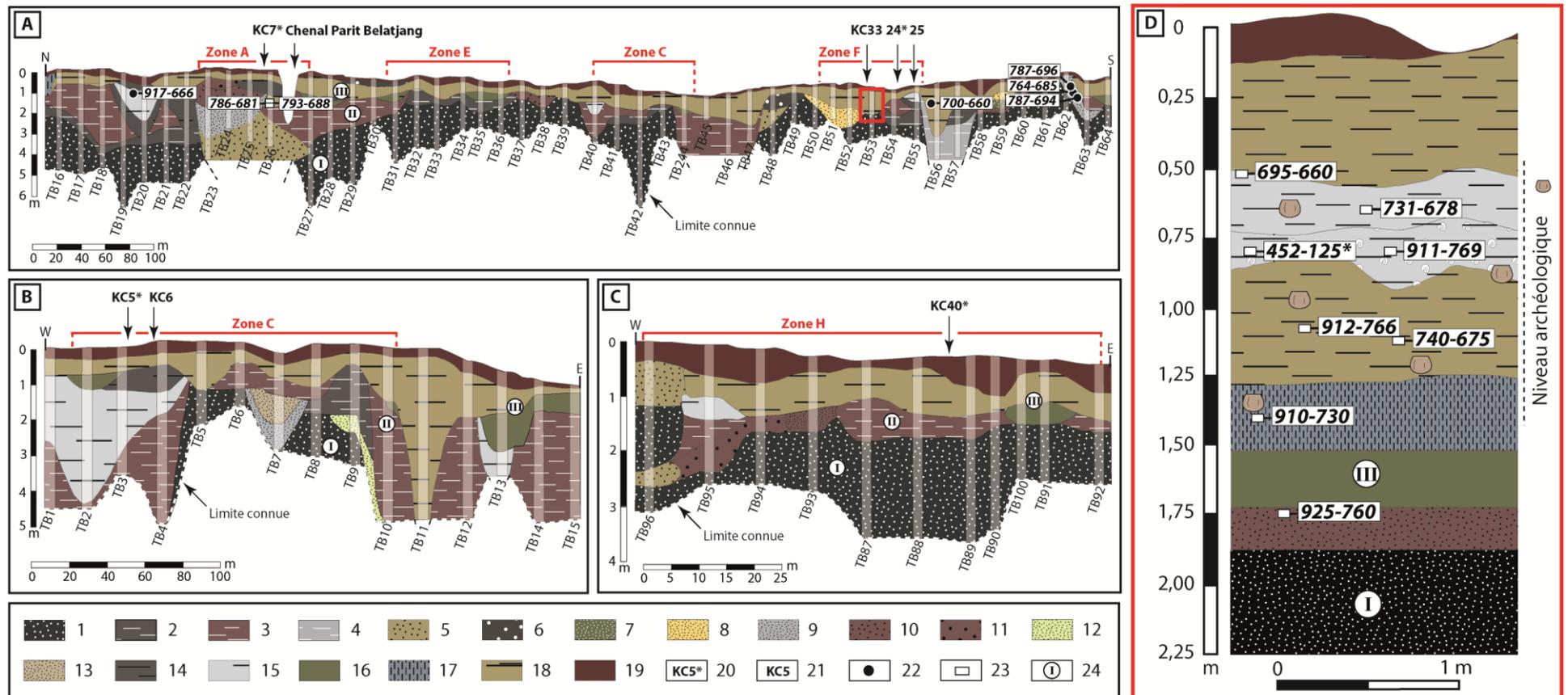


Figure 5.5 - Transects du remplissage sédimentaire de Kota Cina (A) Transect nord/sud. (B) Transect est/ouest. (C) Transect nord. (D) Carré de fouille KC33 (jusqu'à 1,75 m), complété avec un sondage à la tarière (jusqu'à 2,25 m) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Sables moyens noirs (A) ; 2. Argiles grises/noires (B1) ; 3. Argiles marron foncé (B2) ; 4. Argiles grises (B3) ; 5. Sables moyens jaunes/marron (C1) ; 6. Sables grossiers marron/noirs (C2) ; 7. Sables fins verts/gris (C3) ; 8. Sables fins jaunes (C4) ; 9. Sables fins gris (C5) ; 10. Sables moyens marron (C6) ; 11. Sables grossiers marron (C7) ; 12. Sables fins gris/jaunes (C8) ; 13. Sables fins marron/gris (C9) ; 14. Limons sableux fins gris/noirs (D1) ; 15. Limons sableux fins gris (D2) ; 16. Limons sableux fins grisâtres/verdâtres (D3) ; 17. Limons sableux fins grisâtres/bleuâtres (D4) ; 18. Limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres (D5) ; 19. Limons sableux fins marron foncé (sol actuel) ; 20. Carrés de fouille à proximité des transects ; 21. Carrés de fouille recoupant des transects ; 22. Datations radiocarbone (en BP non calibrées) mises en correspondance stratigraphique ; 23. Datations radiocarbone (en BP non calibrées) *in situ* ; 24. Numérotation des séquences.

La séquence argileuse est bien développée dans la partie septentrionale du site, notamment entre les sondages TB16-TB22 et TB26-TB31 ; au centre, entre les sondages TB44-TB47, TB1-TB4, TB10-TB14 ; ainsi qu'au sud, au niveau des sondages TB56-TB57 (**Fig. 5.2 et 5.5**). De manière générale, la séquence est observable à partir de 60 cm à 1 m de profondeur. Sa puissance varie de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres et son observation, principalement à partir des sondages, n'a pas permis d'identifier de figure de sédimentation spécifique. Cette séquence n'a pas été analysée en laboratoire. Les sondages effectués par les archéologues ont permis de l'observer à plusieurs reprises mais n'ont pas été accompagnés de prélèvements. En ce qui concerne nos observations, elles ont été menées sur des petits transects où la séquence était très peu développée et perturbée, probablement du fait du battement de la nappe d'eau, ainsi que de la bioturbation. Aucun échantillonnage fiable n'a été rendu possible. Seules des observations *in situ* ont été réalisées.

La séquence II est riche en restes organiques qui incluent notamment de nombreux fragments de bois, de plantes (tiges, feuilles, racines, fibres), ainsi que des vestiges de faunes tels que des coquilles de mollusques de milieu estuarien à mangrove.

Trois unités de faciès sédimentaires sont distinguées dans cette séquence :

Une première unité (B1) est associée à un faciès argileux gris/noir basal (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**). La couleur du faciès est due à la forte teneur en matière organique et à des conditions anaérobiques. Cette unité est présente dans la moitié nord du site, entre les sondages TB16-TB22, TB32-TB36 et TB41-TB43, sous forme de couches continues de 60 cm à 1,60 m d'épaisseur (**Fig. 5.2 et 5.5**). Elle est tronquée au niveau du sondage TB23 par un paléochenal de sables moyens jaunes/marron (C1), puis fins gris (C5) (fig. 5). Au sud, elle est plus rare et prend la forme de lambeaux isolés de part et d'autre du chenal TB56-TB57 (**Fig. 5.2 et 5.5**).

Une seconde unité (B2) est associée à un faciès argileux marron foncé (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**), typique des sols de mangrove sumatranais (Laumonier, 1997). Cette unité est notamment observée au nord et au centre du site, entre les sondages TB1-TB4, TB10-TB15, TB16-TB21, TB26-TB31, TB40-TB42, TB44-TB47 et TB87-TB90 (**Fig. 5.2 et 5.5**). Elle prend la forme de larges et puissants dépôts, de 80 à 240 m de largeur, et de 50 cm à 4 m d'épaisseur (**Fig. 5.5**). Elle est tronquée par des paléochenaux de 10 à 100 m de large et de 1 à 3-4 m de profondeur. Ces derniers sont associés à des remplissages de limons sableux fins gris/noirs (D1), gris (D2) et gris-beiges/jaunâtres (D5), mis en place par suspension uniforme et associés à une dynamique modérée et irrégulière (**Tab. 5.1 et Fig. 5.4**). Des dépôts de sables moyens jaunes/marron (C1) et fins gris (C5) sont aussi présents (**Fig. 5.5**). Au centre, l'unité argileuse (B2) comble le paléochenal TB44-TB47 sur 4 m de profondeur et 60 m de large. Elle comble également la partie basale d'un second paléochenal, plus petit, au niveau du sondage TB40. Au sud, elle est relativement peu développée et apparaît sous la forme de petits lambeaux, dont la puissance est inférieure à 1 m (**Fig. 5.2 et 5.5**).

Une troisième unité (B3) au faciès argileux gris (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**) est présente dans la partie sud du site, au niveau du paléochenal TB56-TB57 qu'elle comble dans sa partie basale sur environ 3 m d'épaisseur (**Fig. 5.2 et 5.5**). Ce remplissage argileux est ensuite entaillé dans sa moitié supérieure par un petit paléochenal de 20 m de large et 2 m de profondeur. Il est comblé par l'unité (D5) de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtre.

La mise en place de cette séquence de colmatage vaseuse riche en restes organiques, peut être associée à un milieu de basse énergie où les processus de décantation des sédiments fins sont dominants. Un réseau de chenaux à la dynamique hydrologique énergique et modérée, mais irrégulière, parcourt cet environnement qui est certainement soumis à l'influence du balancement des marées et de la dynamique fluviale. Il s'agit probablement d'un milieu de vasières marécageuses intertidales à mangrove, en bordure d'estuaire.

La troisième séquence (III) est composée à 75 % de limons sableux fins. Elle est située dans la partie sommitale de la stratigraphie et recouvre la séquence II (**Fig. 5.5**). Sa puissance varie de quelques dizaines de centimètres à plus de 2 m. Elle est notamment développée au niveau des sondages TB19-TB20, TB47, TB56, TB2, et TB11 où elle comble des paléochenaux de la séquence II (**Fig. 5.2 et 5.5**). Les chenaux sont moins nombreux que dans les séquences I et II et se concentrent au nord, au niveau des sondages TB19-TB20, TB23-TB25 et TB96 (**Fig. 5.2**

et 5.5). Leur largeur est plus réduite (10 à 50 m), tout comme leur profondeur (0,50 cm à 2 m).

D'un point de vue granulométrique, la teneur en limons varie fortement (40 à 80 %), tout comme celle des sables (5 à 45 %). Le grain moyen témoigne de cette variabilité ($8 < GM < 37 \mu\text{m}$). Les sables sont fins et les limons majoritairement grossiers (**Tab. 5.1**). Bien qu'un certain nombre d'échantillons ne soient pas classés en raison de leur distribution granulométrique plurimodale, l'image CM indique un mode de transport par suspension uniforme, dans un milieu à énergie modérée (**Fig. 5.4**), où le flux de transport est irrégulier ($1,3 < \sigma < 2,7$). L'asymétrie oscille entre des valeurs négatives et positives ($-0,2 < Sk < 0,4$) ce qui traduit la présence d'un stock tantôt limoneux enrichis en particules grossières, tantôt l'inverse (tab. 1). Ces dépôts sont laissés par des crues débordantes en plaine alluviale.

Des passées de sables limoneux sont parfois présentes à différents niveaux de la séquence. Elles traduisent des écoulements plus turbulents. Le grain moyen est plus élevé ($21 < GM < 164 \mu\text{m}$) et les grains mal triés ($1,2 < \sigma < 3,1$) (**Tab. 5.1**), ce qui traduit une irrégularité de la dynamique de transport et de la sédimentation. Ces passées sablo-limoneuses ne présentent pas de rythmicité spécifique. Elles sont toutefois moins présentes dans la moitié supérieure de la séquence où les sables deviennent généralement plus fins. L'image CM indique un mode de transport dominant par suspension graduée, bien qu'un certain nombre d'échantillons ne soient pas classés (**Fig. 5.4**).

L'observation de la séquence III en profils et en sondages n'a pas révélée de structure sédimentaire spécifique. Elle livre cependant de nombreux restes de flore et de faune, tels que des fragments de racines, des radicelles, des particules de charbons, des tiges de plantes, des fragments de feuilles, des fibres de palmiers à sucre (*Arenga pinnata*), des morceaux de bois et des coquilles de mollusques de milieu estuarien à mangrove.

Dans le détail, cette séquence est constituée de six unités sédimentaires :

La première unité (D1) correspond à un faciès de limons sableux fins gris/noirs, contenant parfois des taches noires d'oxydation (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**). Ces taches sont liées aux précipitations ferro-manganiques résultant d'une saturation en eau régulière, mais temporaire (Duchaufour, 1976, 1991). La couleur foncée peut aussi être expliquée par des conditions anaérobiques. Cette unité est peu présente et peu développée. On l'observe au nord et dans la partie centre-est du site où elle comble des paléochenaux dans leur partie supérieure (**Fig. 5.2**

et 5.5). En général, elle prend la forme de lambeaux dont la puissance varie de quelques dizaines de centimètres à plus de 1,50 m. Au nord, au niveau des sondages TB19-TB20, elle est tronquée par un paléochenal à remplissage limono-sableux fins gris (D2), large de 20 m et profond de 2 m (**Fig. 5.5**). Elle l'est également au niveau des sondages TB23-TB25, par un chenal de 50 m de large, à remplissage sableux (C5), (C6) et (C7).

La seconde unité (D2) est associée à un faciès de limons sableux fins gris avec des taches de rouille d'oxydation (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**). Ces dernières sont probablement liées à des submersions régulières mais temporaires (Duchaufour, 1976, 1991). L'unité (D2) est observée principalement dans la partie supérieure des comblements sédimentaires de quelques paléochenaux au nord, au niveau des sondages TB19-TB20 et TB40 (**Fig. 5.2 et 5.5**). Elle est également incisée par un paléochenal de 20 m de large, à remplissage de sables moyens noirs (A), puis moyens jaunes/marron (C6), au niveau du sondage TB96 (**Fig. 5.5**). Cette unité est également présente dans le centre-est du site, au niveau des sondages TB1-TB4, TB13 et TB95. Sa puissance varie de 50 cm à plus d'un mètre.

La troisième unité (D3) correspond à un faciès de limons sableux fins grisâtres/verdâtres (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**) et se situe au-dessus des unités (B1) et (B2) de la séquence II (**Fig. 5.4**). Elle est présente au nord et au centre et, dans une moindre mesure au sud. Elle prend la forme de lambeaux isolés inférieurs à 50 cm d'épaisseur (**Fig. 5.5**). La couleur du faciès est due à un milieu très humide lié à une nappe d'eau permanente. Le sol est saturé en eau et les minéraux ferreux sont réduits du fait des conditions anoxiques (Duchaufour, 1976, 1991).

La quatrième unité (D4) présente un faciès de limons sableux fins grisâtres/bleuâtres (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**). Cette unité est très peu développée. Elle est généralement située au-dessus de l'unité (B2) de la séquence II et s'observe principalement au nord, près du lac Siombak, où elle prend la forme d'un lambeau isolé inférieur à 1 m d'épaisseur (**Fig. 5.2 et 5.5**). Ailleurs, elle s'observe rarement et prend la forme d'une couche d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. La couleur du faciès est liée à un engorgement permanent qui réduit le fer et lui donne une teinte grisâtre/bleuâtre par manque d'aération (Duchaufour, 1976, 1991). Des concrétions ferro-manganiques ocre rouille millimétriques sont parfois observées.

La cinquième unité (D5) est associée à un faciès de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**) et est observée dans la partie supérieure de la séquence III. Le faciès présente de nombreuses taches de rouille d'oxydation et de concrétions ferro-manganiques ocre rouille millimétriques. Ces concrétions témoignent du battement régulier de la nappe

d'eau, proche de la surface du sol, ainsi que de l'intensité de la saturation en eau. L'unité (D5) est continue et relativement uniforme, bien que plus développée au centre et au sud où elle comble plusieurs paléochenaux au niveau des sondages TB44-TB47, TB56, et TB11 (**Fig. 5.2 et 5.5**). Sa puissance varie de quelques dizaines de centimètres à plus de 2 m. Au nord, au niveau du sondage TB96, elle est incisée par un chenal de 20 m de large et 1 m de profondeur, à remplissage de sables moyens jaunes/marron (C1) (**Fig. 5.5**).

La sixième unité (D6) est associée à un faciès de limons sableux fins marron foncé (**Tab. 5.1 et Fig. 5.3**) et se situe dans la partie sommitale de la séquence III, au-dessus de l'unité (D5) (**Fig. 5.5**). Elle correspond au sol et est présente uniformément. Sa puissance se limite au premiers 40 centimètres de la séquence. Elle contient parfois des taches jaunes d'oxydation.

La mise en place de cette séquence de comblement sédimentaire est associée à un milieu à énergie principalement modérée où les processus de suspension uniforme des sédiments limoneux sont dominants et laissés par des épandages de crues. Le milieu de sédimentation se fait au sein d'une plaine alluviale estuarienne riche en restes organiques, qui s'envase et évolue en plaine deltaïque. Les chenaux qui parcourent le site se comblent progressivement et deviennent moins nombreux. Leur taille diminue par rapport aux séquences I et II.

5.2.2. Données archéologiques

La séquence de Kota Cina est riche en vestiges archéologiques qui incluent des structures en briques, des sculptures en pierre, et du matériel abondant (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b ; Milner *et al.*, 1978 ; Miksic, 1979 ; Perret *et al.*, 2013, 2016). Elle est également singulière par sa richesse en accumulations coquillières d'origine anthropique, liées à la consommation de mollusques marins (Chabot *et al.*, 2013 ; Perret *et al.*, 2016) et en restes de structures en bois (Perret *et al.*, 2016).

Les amas de coquilles s'organisent en couches très denses et très concentrées dont l'épaisseur varie de 5 à 60 cm (**Fig. 5.6 A, B, C**). Les épaisseurs les plus significatives se situent dans la zone D, au sud du chenal Parit Belatjang, près de la confluence avec le chenal Ouest (**Fig. 5.2**). C'est aussi dans cette zone que les amas sont les plus fréquents et le plus souvent associés à de grandes quantités d'artefacts (Perret *et al.*, 2016). Ces dépôts constituent généralement un seul niveau, excepté dans la partie septentrionale du site, sur la rive nord du chenal Parit Belatjang (zones A et H) où l'on peut trouver 2 (zone A, carré KC7) à 3 niveaux d'accumulation (zone H, carré KC44) (Perret *et al.*, 2013, 2016) (**Fig. 5.2**). De manière

générale, les dépôts les plus récents sont situés autour de 50 cm de profondeur, et les plus anciens, vers 1 m. On les retrouve principalement dans la séquence III à la limite avec la séquence II. Le cortège faunique, identifié au Museum national d’Histoire naturelle de Paris par Pierre Lozouet, est pauvre en espèces comparé à la richesse des faunes répertoriés et décrites en zone de mangrove tropicale Indo-Pacifique (Lozouet & Plaziat, 2008). Il est dominé par trois espèces marines: *Anadara granosa*, *Geloina expansa* et *Corbicula* sp. (Chabot *et al.*, 2013). Ces espèces sont très répandues en zone de mangrove estuarienne et très consommées en Asie du Sud-Est (Lozouet & Plaziat, 2008). À Kota Cina, l’importante accumulation de coquilles de ces espèces indique qu’elles sont issues des activités de pêche des villageois dans la mangrove et sélectionnées pour être consommées.

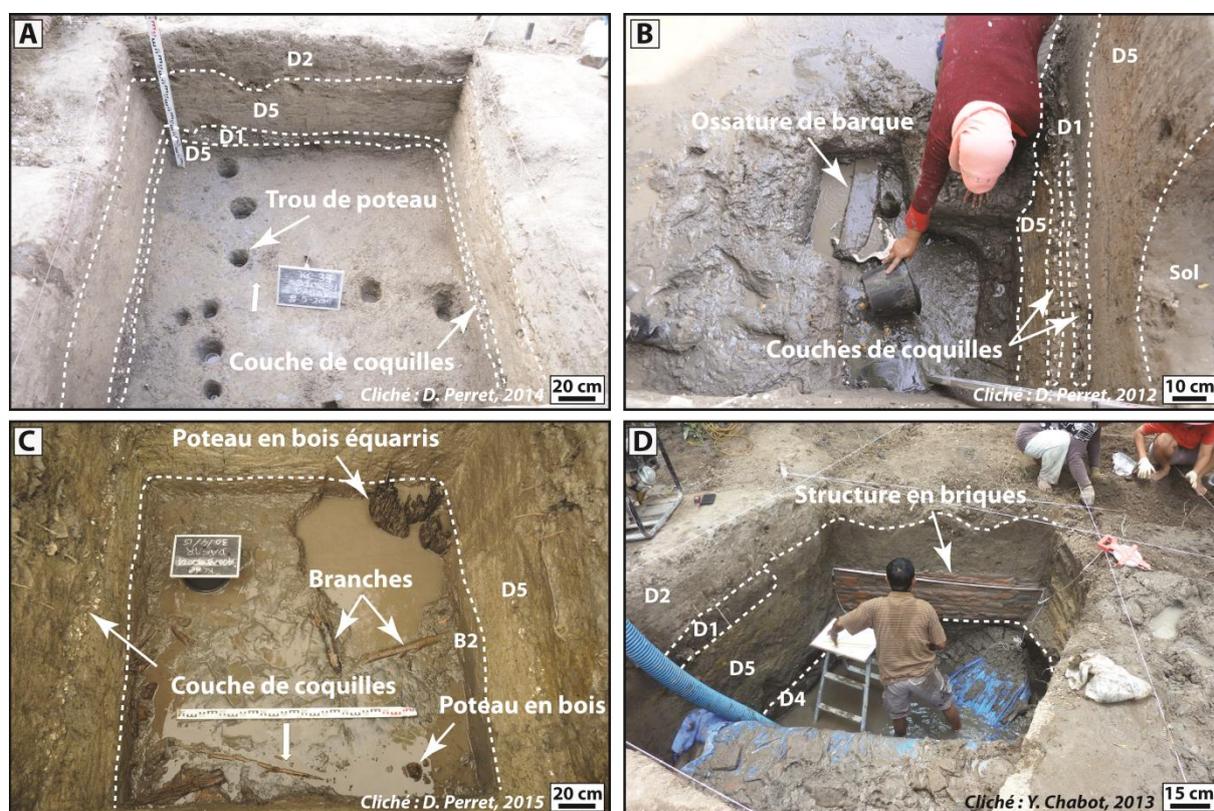


Figure 5.6 - Principaux vestiges archéologiques observés à Kota Cina.

A. Couche de coquilles et trous de poteaux dans le carré de fouille KC34 (zone F) ; B. Ossature de barque en bois dans le carré de fouille KC7 (zone A) ; C. Vestiges de structures en bois dans le carré de fouille KC40 (zone H) ; D. Vestiges d’une structure en briques dans le carré de fouille KC9 (zone B).

Les structures en bois sont de différents types et correspondent à des fonctions diverses. Elles se localisent principalement dans la partie nord du site (zones A et H) (**Fig. 5.2**). Dans la zone A, le long du chenal Parit Belatjang (carré KC7), se trouve un composant très bien conservé de la coque d'une barque, à environ 1,50 m de profondeur (**Fig. 5.6 B**). Ce morceau de coque est associé à des restes de bois, probablement de poteau d'amarrage (Perret *et al.*, 2013). Ces vestiges en bois ont été retrouvés dans l'unité (D5) de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres. Au-dessus, à 1 m de profondeur, puis à 75 cm, dans l'unité (D1) de limons sableux fins gris/noirs, se trouvent deux niveaux d'accumulation de coquilles.

Un morceau d'ossature de barque a également été retrouvé dans la zone H (carré KC44) (**Fig. 5.2**). Il est associé à des restes de poteaux et des éléments en bois disposés horizontalement et assemblés par des cordelettes en fibres de palmier (Perret *et al.*, 2016). Ces vestiges sont situés entre 1,40 m et 1,80 m de profondeur, dans l'unité (C5) de sables fins gris. Ils sont sous-jacents à trois couches de coquilles situées entre 50 et 60 cm de profondeur dans l'unité (D1) de limons sableux fins gris/noirs, puis entre 85 et 95 cm à la transition entre l'unité (D1) et (C5), et enfin entre 1,06 et 1,11 m au sein de l'unité (C5).

Toujours dans cette même zone, au niveau du carré KC40, se trouve une construction avec des poteaux en bois équarris, des branches taillées, et des planches en position horizontale (**Fig. 5.5 C**) (Perret *et al.*, 2016). La partie supérieure de cette structure apparaît à partir de 1,10 m de profondeur, à la limite entre le sommet de l'unité (B2) argileuse marron foncé de la séquence II et la base de l'unité (D5) de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres de la séquence III. Un niveau de coquille est situé entre 55 et 70 cm de profondeur, dans l'unité D5. La structure en bois pourrait correspondre à une partie d'un ponton ou une passerelle construite au-dessus de l'eau ou d'une zone humide (Perret *et al.*, 2016).

Des restes de structures en briques à fonction religieuse (Edwards McKinnon, 1977, 1984b), ainsi que de nombreux morceaux de briques localisés notamment dans la zone centrale du site (zone D à C) ont également été retrouvés (**Fig. 5.2 et 5.6 D**) (Edwards McKinnon, 1977, 1984 b ; Perret *et al.*, 2013 ; 2016). Ces restes de bâtiments apparaissent dans la séquence III, généralement dans l'unité (D5) de limons sableux fins gris/beiges-jaunâtres et l'unité (D1) gris-noirs, entre 30 cm et 1,10 à 1,20 m de profondeur. Les vestiges les plus profonds se situent autour de 1,50 m, dans l'unité (D4) de limons sableux fins grisâtres/bleuâtres. Au-delà de cette zone centrale, au sud du site, le matériel archéologique se fait moins fréquent (Edwards McKinnon, 1984 b ; Perret *et al.*, 2013, 2016). Ces vestiges sont retrouvés dans la

séquence III, plus spécifiquement dans l'unité (D5). Les restes fauniques sont absents ou peu fréquents, et les structures en briques plus rares (Perret *et al.*, 2016).

5.2.3. Chronologie

Le cadre chronologique de l'étude s'appuie tout d'abord sur les données archéologiques qui fournissent un premier calage temporel notamment grâce à la découverte de nombreuses céramiques importées de Chine (Zhao, 2016), datées entre la fin du XI^e et le début du XIV^e siècle ap. J.-C. (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b ; Perret *et al.*, 2016).

Les datations archéologiques ont été étayées par des mesures radiocarbone afin de préciser ces bases chronologiques (**Tab. 5.2**). La séquence de Kota Cina offre l'avantage d'être très riche en restes organiques, mais l'anthropisation importante et le contexte fluvial induisent des risques importants de remaniement du matériel datable, en particulier lorsqu'il est de petite taille. Les mesures de radiocarbone réalisées sur certains bois, noix et charbons de la séquence de Kota Cina présentent donc parfois des incohérences (inversions, décalages...) avec la chronologie déjà établie. De même, l'effet réservoir marin (Mangerud, 1972) a pu contribuer à déséquilibrer le contenu en radiocarbone des coquilles datées dans cette étude, et fournir des dates en décalage avec la chronologie déjà établie (**Fig. 5.7**), et ce malgré des corrections via la courbe d'étalonnage Marine13 (Reimer *et al.*, 2013). Enfin, les faciès n'ayant pas pu faire l'objet de mesures radiocarbone ou de datations par l'archéologie, ont été datés relativement par le principe de superposition stratigraphique.

Les mesures radiocarbone, en grande partie réalisées sur la séquence III, fournissent un cadre chronologique court d'environ trois siècles, resserré entre le début du XI^e siècle ap. J.-C. et la fin du XIII^e siècle ap. J.-C. (**Tab. 5.2 et Fig. 5.7**). La plupart des dates obtenues sont situées sur des plateaux radiocarbone et ont des marges d'erreur importantes, généralement supérieures à 100 ans cal. AD (**Fig. 5.7**). Seules quatre dates ont une marge d'erreur faible à modérée, comprise entre 35 et 65 ans cal. AD. Les fortes marges d'erreur ne permettent, ou permettent difficilement, d'établir des taux d'accrétions sédimentaires. Il est également impossible de définir un modèle d'âge. Seule une fourchette chronologique comprenant un *terminum* de début et de fin, et des grandes enveloppes d'âges peuvent être proposées.

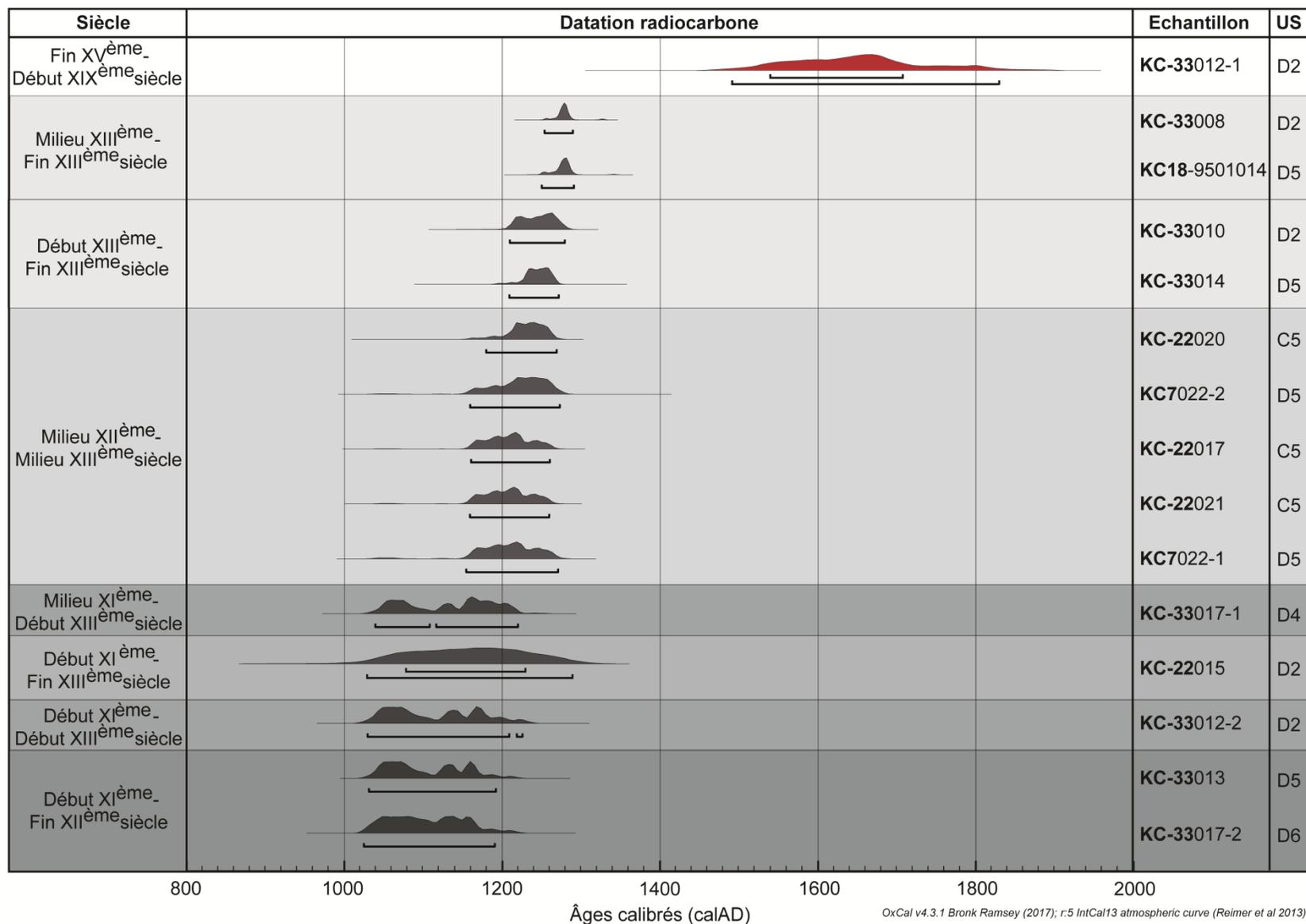


Figure 5.7 - Analyse multiplot des datations radiocarbone (Réalisation : Y. Chabot, 2017). La datation la plus récente (échantillon KC-33012-1) est en dehors du cadre chronologique de l'étude.

La période de mise en place de l'unité (C6) de sables moyens marron et de l'unité (D5) de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres débute entre le début du XI^e siècle ap. J.-C. et la fin du XII^e siècle ap. J.-C. L'unité (C6) est datée entre 925-760 ans cal. BP (1025-1190 ans cal. AD) et l'unité (D5) entre 912-766 ans cal. BP (1030-1190 ans cal. AD). Leurs marges d'erreur sont pratiquement identiques (160 à 165 ans cal. AD) (**Tab. 5.2, Fig. 5.5 et 5.7**).

À peu près à la même période, entre le début du XI^e siècle ap. J.-C. et le début du XIII^e siècle ap. J.-C., l'unité (D2) de limons sableux fin gris et l'unité (D4) grisâtre/bleuâtre se mettent en place. Elles sont datées respectivement entre 911-760 ans cal. BP (1030-1210 ans cal. AD) et entre 910-730 ans cal. BP (1040-1220 ans cal. AD). Leurs marges d'erreur sont similaires et importantes, en raison de plateaux radiocarbone (180 ans cal. AD) (**Tab. 5.2, Fig. 5.5 et 5.7**).

Un peu plus tard, entre le milieu du XII^e siècle ap. J.-C. et le milieu du XIII^e siècle ap. J.-C., l'unité (D5) de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres, continue de se développer parallèlement à l'unité (C5) de sables fins gris. L'unité (D5) est datée à partir de deux structures archéologiques en bois, à deux reprises, entre 793-688 ans cal. BP (1155-1270 ans cal. AD) et 786-681 ans cal. BP (1160-1275 ans cal. AD). Les marges d'erreur sont identiques (115 ans cal. AD). Pour ce qui est de l'unité (C5), elle est datée sur trois niveaux successifs entre 787-694 ans cal. BP (1160-1260 ans cal. AD), 764-685 ans cal. BP (1180-1270 ans cal. AD) et 787-696 ans cal. BP (1160-1260 ans cal. AD). Les marges d'erreur sont proches (entre 90 et 100 ans cal. AD) (**Tab. 5.2, Fig. 5.5 et 5.7**).

Au XIII^e siècle ap. J.-C., l'unité (D5) de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres et l'unité (D2) gris s'aggrave encore, tant au début, qu'à la fin du siècle. L'unité (D5) est datée à deux reprises, entre 740-675 ans cal. BP (1210-1275 ans cal. AD), puis entre 700-660 ans cal. BP (1250-1290 an cal AD). Il en va de même pour l'unité (D2) de limons sableux fins gris, datée deux fois, entre 730-678 ans cal. BP (1210-1280 ans cal. AD) puis entre 695-660 ans cal. BP (1255-1290 ans cal. AD). Les marges d'erreur sont faibles à modérées (entre 35 et 65 ans cal AD) (**Tab. 5.2, Fig. 5.5 et 5.7**).

La période XI^e-XIII^e siècle ap. J.-C. est également discriminée par la coquille *Anadara* (**Tab. 5.2**) qui date l'unité (D2) entre 917-666 ans cal. BP (1030-1290 ans cal. AD). Sa marge d'erreur est très importante (260 ans cal. AD).

Une dernière enveloppe temporelle est définie par une seconde coquille marine (**Tab. 5.2**) qui fournit une chronologie très en dehors de celle déjà établie, puisqu'elle date l'unité (D2) entre la fin du XV^e siècle ap. J.-C. et le début du XIX^e siècle ap. J.-C. (**Tab. 5.2, Fig. 5.5 et 5.7**).

5.3. Interprétation et discussion

La séquence de Kota Cina enregistre des évolutions environnementales, associées à des preuves d'occupations humaines qui permettent de discriminer trois phases majeures.

5.3.1. Une phase volcanique (séquence sédimentaire I)

A Kota Cina, la base de la séquence est caractérisée par des sables noirs associés à des dépôts grossiers volcanogènes, notamment de tufs Toba et de ponces. Cette séquence s'est mise en place suite à un large remaniement fluvial de matériaux volcano-sédimentaires déposés dans la partie basse de la vallée de Deli (**Fig. 5.8**). Dans la littérature, une puissante séquence volcano-sédimentaire de 30 m est identifiée au sein de la plaine littorale de Medan sous le nom de « formation de Medan », et s'est mise en place au Pléistocène (*Cameron et al., 1982*). Cette nappe d'épandage fluvio-volcanique prend la forme d'un cône de déjection à son entrée dans la plaine côtière, mais est déjà présente dans le piémont de la moyenne vallée (*Cameron et al., 1982*), dans la localité de Tugu (**Fig. 5.1 A**).

L'arrière-pays de Medan se compose d'épais dépôts de tufs rhyolitiques ponceux et de dépôts dacitiques à andésitiques, notamment de lahars, mis en place lors d'éruptions répétées du volcan Toba, puis des volcans environnants, au cours du Quaternaire (*Van Bemmelen, 1949 ; Westerveld, 1947, 1953 ; Verstappen, 1973 ; Cameron et al., 1982*). Les dépôts de tufs Toba se composent principalement de sables volcaniques, de cendres, de fragments de cristaux anguleux (*Van Bemmelen, 1949*) et de nombreux minéraux volcaniques (*Chesner & Ettliger, 1989 ; Chesner, 1998 ; Chesner & Luhr, 2010*). Ils sont issus de quatre émissions différentes au cours des 1,3 à 1,2 derniers Ma. (*Chesner & Rose, 1991 ; Chesner, 2012*). Ils se sont consolidés totalement ou partiellement et forment aujourd'hui d'épaisses ignimbrites qui sont érodés par le ruissellement des fortes pluies tropicales. Ils fournissent une source de sédiments conséquente à la plaine littorale orientale de Sumatra (*Verstappen, 1973 ; Bird & Ongkosongo, 1980*). Ces écoulements volcaniques suivent la topographie du relief et peuvent atteindre des épaisseurs et des extensions très importantes (*Van Bemmelen, 1949*). *Chesner & Rose (1991)* estiment ainsi leur épaisseur moyenne à 50 m dans la région de Deli, mais à plus de 600 m localement, à proximité du Toba. Ils se retrouvent jusqu'au niveau du Déroit de

Malacca (Westerveld, 1947, 1953 ; Verstappen, 1973 ; Chesner, 2012). Ces écoulements et leurs remaniements post-dépositionnels ont contribué à une accrétion de la plaine littorale, et probablement aussi, à sa progradation au cours du Quaternaire (**Fig 5.8**). À Sumatra, la production de matériaux volcaniques est l'un des facteurs majeurs de l'avancée du trait de côte (Tjia *et al.*, 1968 ; Bird & Ongkosongo, 1980 ; Ongkosongo, 2010) et a déjà été mise en exergue sur le littoral de la province de Sumatra Sud (Chambers & Sobur, 1977 ; Chambers, 1980). L'activité volcanique indonésienne fournit des taux de dénudation très élevés, à travers la production de matériaux pyroclastiques, de lahars et de cendres volcaniques, repris par l'écoulement fluvial et les fortes précipitations du climat tropical humide (Tjia *et al.*, 1968). La position chronologique de la séquence I est indéterminée. Le manque de matière organique n'a pas permis de tenter une mesure radiométrique. De même, les minéraux volcaniques qui la composent ne sont ni suffisamment gros ni assez nombreux pour pouvoir faire l'objet d'une datation K/Ar. La stratigraphie permet d'affirmer que cette formation est au moins antérieure au début du XI^e siècle ap. J.-C., par référence à l'unité (C6) de sables moyens marron qui la couvre dans le carré de fouille KC33, datée entre 925-760 ans cal. BP (1025-1190 ans cal. AD) (**Tab. 5.2 et Fig. 5.5**). Cette indication chronologique relative reste toutefois très flottante. La séquence I pourrait très largement dépasser ce *terminum*.

5.3.2. Une phase marécageuse estuarienne à mangrove (séquence sédimente II)

La séquence I de Kota Cina est entaillée par de larges (20 à 100 m) et profonds (1 à 3 m) chenaux de remplissages argileux et sableux qui constituent la séquence II (**Fig. 5.5**). La démultiplication de ces chenaux est causée par la faiblesse de la pente de la plaine et par le volumineux remplissage volcano-sédimentaire de cette dernière, qui contraint probablement l'écoulement des eaux et entraîne une modification du système de drainage de la partie basse de la vallée. Le développement de ces chenaux peut également témoigner de l'existence de la mise en place de conditions environnementales marécageuses de zone humide côtière. À ce jour, le passage de la séquence I à la séquence II pose encore de nombreux questionnements et reste mal compris et mal défini, du fait notamment de données géomorphologiques et chronologiques fragmentaires, ainsi que de moyens limités.

La séquence II présente une sédimentation fine à dominance argileuse. Elle est entrecoupée par de nombreux chenaux, dont la largeur varie de 10 à 100 m et la profondeur de 1 à 3-4 m, à sédimentation fine et grossière (**Fig. 5.5**). Cette séquence avait déjà été identifiée dans les sondages de Miksic en 1977, dans la partie nord du site. Il parlait alors d'un horizon de gley observable à partir de 60 cm de profondeur, et dont la mise en place était le résultat d'une

longue submersion (Miksic, 1979). Il soulignait également la présence de dépôts sableux, notamment dans la partie sud du site, qu'il attribuait à une origine fluviale. Dans notre étude, des observations similaires ont été faites.

Dans la moitié sud tout d'abord, de nombreux dépôts sableux de remplissages de chenaux sont observables de part et d'autre de la sédimentation argileuse. Certains de ces sables s'emboîtent verticalement jusqu'à 1,50 m d'épaisseur. Ils témoignent d'une faible mobilité latérale du chenal au sein duquel ils ont été déposés et d'une dynamique d'écoulement énergétique, mis en place par roulement. C'est par exemple le cas entre les sondages TB58-TB60 (**Fig. 5.2 et 5.5**). Un de ces dépôts (C6) est daté à partir du début du XI^e siècle ap. J.-C. (925-760 ans cal. BP/1025-1190 ans cal. AD) (**Tab. 5.2 et Fig. 5.5**). En dehors de l'archéologie, il s'agit de la seule date qui permet de caractériser la séquence II. D'autres dépôts sableux ont une organisation différente et semblent avoir été déposés au gré des déplacements latéraux des chenaux. C'est le cas au niveau des sondages TB48-TB49, où la dynamique fluviale est énergétique, et au niveau des sondages TB51-TB52 (**Fig. 5.2 et 5.5**). Entre ces remplissages sableux se trouvent des chenaux, parfois larges et profonds, à sédimentation fine. C'est par exemple le cas entre les sondages TB56-TB57, et TB44-TB47 (**Fig. 5.2 et 5.5**). Ils illustrent une dynamique de transport plus calme et sont déposés par décantation.

La partie nord, tout comme l'est et l'ouest du site, semble être plus marécageuse compte-tenu de l'épaisse séquence argileuse qui s'y développe. Cette zone vaseuse est traversée au niveau des sondages TB23-TB26, par un large chenal d'environ 75 m, à remplissage de sables moyens jaunes/marron (C1), indiquant un flux énergétique mais irrégulier (**Fig. 5.2, 5.5, et Tab. 5.1**). Un second chenal plus étroit (20 à 30 m) à comblement de limons sableux fins (D1 et D2) est observé au niveau du sondage TB19-TB20. Il témoigne d'une dynamique plus modérée, mais irrégulière. Un dernier chenal à sédimentation sableuse est identifié au niveau du sondage TB96. Les sables y sont moyens jaunes/marron (C1) à la base, puis noirs (A), puis de nouveau jaunes/marron (C1) au sommet. Les sables noirs volcaniques (A) de la séquence I sont particulièrement présents, impliquant un fort remaniement ponctuel lié à un flux énergétique et irrégulier, dans un chenal large d'une dizaine de mètres, où les processus de transport par roulement sont dominants.

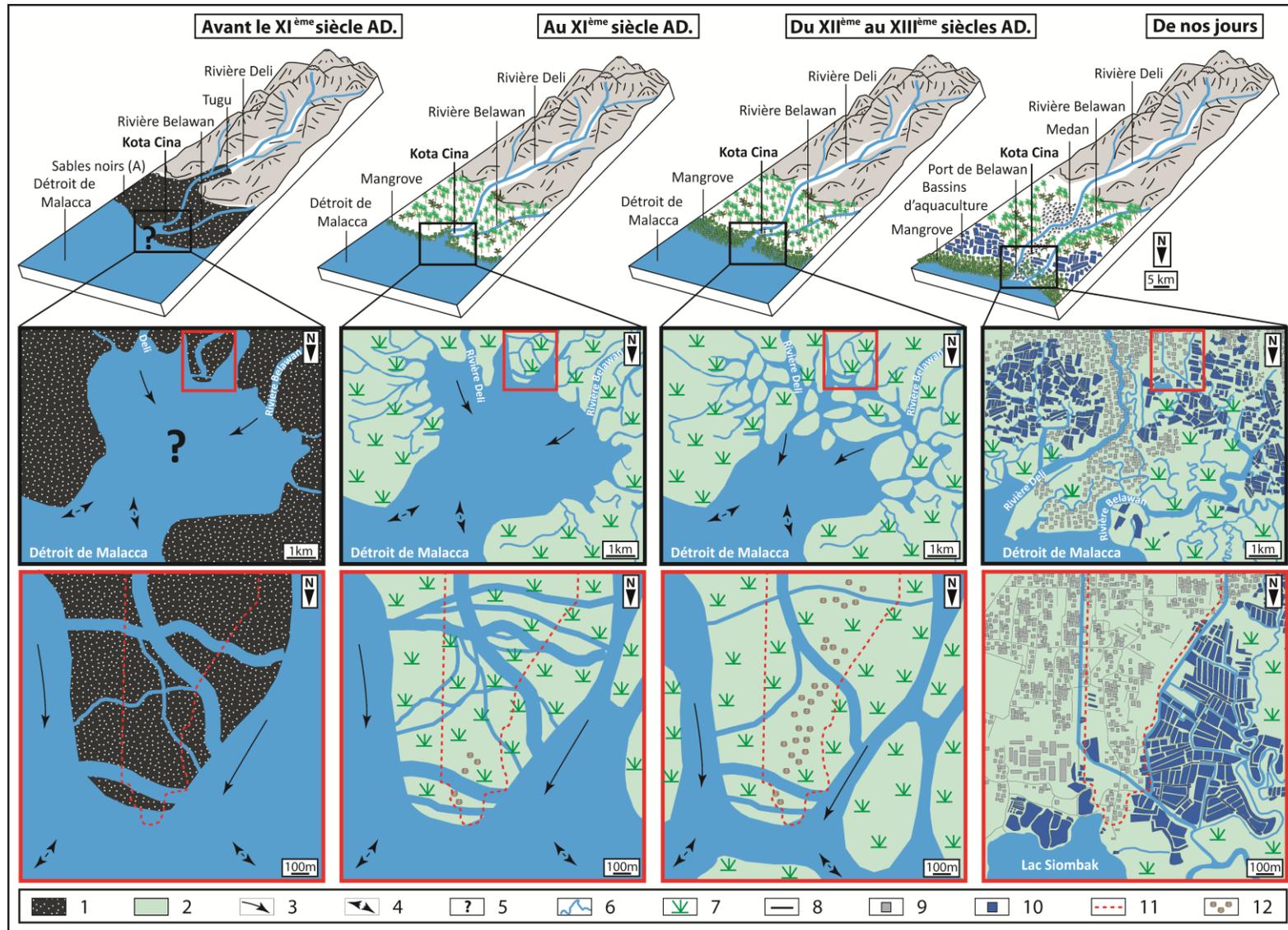


Figure 5.8 - Reconstitution synthétique de l'évolution paléoenvironnementale de Kota Cina et de ses environs, entre le début du dernier millénaire à nos jours (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Sables noirs (A) ; 2. Sédimentation fine ; 3. Dynamique fluviale ; 4. Dynamique marine (marées) ; 5. Reconstitution incertaine ; 6. Rivières ; 7. Mangrove ; 8. Routes ; 9. Habitations ; 10. Bassins d'aquaculture ; 11. Limites du site archéologique de Kota Cina ; 12. Occupations humaines anciennes.

Les observations texturales et granulométriques de cette séquence, son organisation ainsi que le découpage de sa paléotopographie par le creusement de multiples chenaux, semblent l'associer à un environnement estuarien régi par une double influence : fluviale et marine (vagues et/ou marées). Dans cette étude, étant donné qu'aucune analyse granulométrique n'a été réalisée sur la séquence en raison d'importantes perturbations, et qu'aucune figure de sédimentation n'a pu être observée, il n'est pas aisé de définir la part de ces deux influences, bien que selon Bird & Ongkosongo (1980), les apports fluviaux apportés sur la côte en domaine tropical humide sont importants et prépondérants. Par ailleurs, il semblerait que les processus marins soient dominés par l'action des marées plutôt que par celle des vagues. En effet, le littoral sumatranais oriental est caractérisé par des vagues de faible énergie (Bird & Ongkosongo, 1980 ; Eisma, 1998). Les vents sont relativement faibles et les tempêtes inexistantes. En revanche, les marées sont de type méso-tidal et diurnes. Le marnage est compris entre 2 et 3,8 m au niveau de la province de Sumatra Nord (Eisma, 1998). Il est peu probable que ces conditions marines aient beaucoup changées au cours des derniers siècles, d'autant que le niveau marin régional est stable depuis environ 1000 ans (Hanebuth *et al.*, 2000).

La séquence II est à dominance argileuse et entaillée par de nombreux chenaux. En système estuarien dominé par les marées, les zones marécageuses en vasières sont caractéristiques. Elles sont issues d'une sédimentation fine apportées par des courants de faible énergie, lors des marées hautes (Nichols, 2009). Les écoulements propagent l'onde de marée montante à travers les vasières qu'elles recouvrent par des chenaux de marée et des petites rivières. Ces écoulements peuvent parfois donner lieu à des transports et des remplissages sableux lors de courants plus énergiques (Nichols, 2009). Dans la séquence II, la présence de petits corps sableux de chenaux intercalés dans la sédimentation argileuse témoigne de ces écoulements de plus forte énergie. En zone tropicale, la partie supérieure de ces vasières intertidales est colonisée par une végétation de mangrove qui protège de l'action des vagues et piège les sédiments (Bird & Ongkosongo, 1980). Ces zones sont le lieu d'importantes accumulations sédimentaires. Les écoulements fluviaux continentaux décélèrent à leur arrivée dans ces vasières et déposent leurs sédiments, contribuant ainsi à l'accrétion sédimentaire de ces marais de bordure d'estuaire (Nichols, 2009). Ces marais de zone intertidale de bordure d'estuaire sont également riches en faunes marines (Nichols, 2009) ainsi qu'en fragments de

bois (Nichols & Biggs, 1985). La séquence II enregistre cette spécificité. Miksic (1979) notait déjà la présence de coquilles de mollusques, mais les interprétait comme des témoins de l'occupation humaine du site. Il souligna également l'abondance de fragments de bois qu'il attribua à la présence d'une mangrove. Cependant, dans cette sédimentation, aucune identification, ni des coquilles, ni des bois ne conforte son hypothèse. Dans notre étude, un fragment de bois échantillonné dans le carré KC40 (zone H) (**Fig. 5.2**), entre 1,50 et 1,60 m de profondeur, au sein de l'unité (B2) argileuse marron foncé, a pu faire l'objet d'une identification au CIRAD de Montpellier, par Patrick Langbour. Ce bois appartient au genre *Xylocarpus* de la famille des Méliacées dont l'espèce arborée la plus commune fait plus de 20 à 30 m de haut et se trouve dans les environnements de mangroves marécageuses, comme sur les plages et les forêts côtières (Sosef *et al.*, 1998). *Xylocarpus* se développe généralement dans les zones estuariennes intermédiaires, inondées seulement à marée haute. On le retrouve le long des berges des chenaux de marée (Burkill *et al.*, 1966 ; Sosef *et al.*, 1998). Son bois est fréquemment utilisé pour la construction de bateaux et de pontons en domaine marin (Sosef *et al.*, 1998).

Les coquilles de mollusques (*Anadara granosa*, *Geloina expansa* et *Corbicula* sp.) associées à ces bois indiquent également un environnement marécageux estuarien à mangrove (Chabot *et al.*, 2013). Bien que principalement issues de dépôts anthropiques, ces faunes marines n'en restent pas moins importantes quant à leur signification environnementale car les espèces qui peuplent la mangrove ont une distribution très inféodée à leurs habitats locaux (Lozouet & Plaziat, 2008).

À cette séquence II sont également associés les premiers vestiges archéologiques qui correspondent à des structures en bois. On retrouve des poteaux (probablement des pilotis) et des trous de poteaux dans l'argile, dans la partie nord du site (zone A et H) (**Fig. 5.2**). Un poteau en bois très bien conservé associé à des tessons avait déjà été retrouvé à 1,20 m de profondeur entre les zones B et D dans les années 1970 (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b). Ce bois avait été daté de la fin du XI^e siècle ap. J.-C. (870 BP, 1080 AD) par le laboratoire Harwell (Royaume-Uni). La déviation standard du radiocarbone et le numéro de laboratoire de l'échantillon sont indisponibles (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b). Le bois a été identifié comme appartenant à l'espèce *Heritiera littoralis* de la famille des Sterculiacées (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b). Cet arbre peuple les zones centrales et les marges intérieures des mangroves. Il pousse le long des berges des chenaux de marée et peut endurer des immersions liées au balancement des marées (Burkill *et al.*, 1966 ;

Sosef *et al.*, 1998). Il est très résistant et est couramment utilisé comme pilier pour les maisons sur pilotis, pour la construction de bateaux, la pêche et l'édification d'infrastructures adaptées aux environnements côtiers, aux zones humides et le long des rivières (Burkill *et al.*, 1966 ; Sosef *et al.*, 1998). La découverte de ce poteau et du matériel archéologique associé ont été interprétés comme les restes d'une maison d'habitation sur pilotis (Edwards McKinnon, 1984 b).

En l'état actuel des études, le XI^e siècle ap. J.-C. marque donc l'installation des premiers occupants du site, dans un environnement marécageux intertidal de bordure d'estuaire, colonisé par la mangrove et sillonné par de nombreux chenaux (**Fig. 5.8**). À cette époque, le site est connecté au littoral par un réseau de voies navigables, empruntées par des bateaux.

5.3.3. Une phase de comblement progressif (séquence sédimentaire III)

La dernière séquence est représentée par une sédimentation de limons sableux fins, dans laquelle s'intercale par endroits des passées de sables limoneux. La formation limono-sableuse est en grande partie dominée par l'unité (D5) gris-beige/jaunâtre qui est datée principalement entre le milieu du XII^e siècle ap. J.-C. et la fin du XIII^e siècle ap. J.-C. entre 1,50 m et 95 cm sous la surface actuelle (**Tab. 5.2 et Fig. 5.5**). Cette sédimentation est caractérisée par de nombreuses traces d'hydromorphie, ce qui suggère des conditions environnementales toujours très humides. Dans son étude géomorphologique du site, Miksic observait déjà l'importance de cette sédimentation qu'il décrivait comme de l'argile jaune caractérisée par de nombreuses traces d'oxydes de fer et d'aluminium, riche en fragments de bois, et dont l'origine pouvait être attribuée à une dynamique fluviale peu énergétique, dans un environnement estuarien calme et abrité, près de l'embouchure d'une rivière (Miksic, 1979). Les études granulométriques que nous avons menées pour la première fois sur ces dépôts contredisent les observations sédimentaires de Miksic, et suggèrent qu'il s'agit d'une formation limono-sableuse. Cet alluvionnement peut être interprété comme un remplissage sédimentaire par suspension uniforme laissé par des épandages de crues en plaine humide côtière, associé à une dynamique de transport modérée et irrégulière (**Tab. 5.1**). Aussi, la couleur jaunâtre du sédiment et la présence de nombreuses taches de rouille d'oxydation et de concrétions ferro-manganiques ocre rouille millimétriques témoignent d'un battement régulier de la nappe d'eau, influencée par le balancement des marées. Cette constatation pourrait confirmer l'hypothèse de Miksic (1979), selon laquelle, à cette époque, le site se trouvait toujours dans un contexte environnemental estuarien sillonné par des chenaux. Toutefois, dans notre étude, assez peu de chenaux s'écoulant dans la séquence III ont été identifiés. Trois

chenaux principaux ont été observés, et sont situés dans la partie nord du site, au niveau des sondages TB19-TB20, TB23-TB25, et TB96. Deux d'entre eux (TB23-TB25 et TB96) sont hérités de la séquence II. Les chenaux de la séquence III sont plus petits que ceux de la séquence II (entre 10 et 50 m, au lieu de 20 à 100 m), mais également moins profonds (moins de 2 m, au lieu de 3 à 4 m dans la séquence II) (**Fig. 5.5**). Ils disparaissent dans la partie supérieure de la séquence où ils sont recouverts par les unités (D5) et (D6), ce qui traduit une accrétion sédimentaire du site.

Cet alluvionnement peut être associé en partie à un niveau marin relatif qui commence à se stabiliser dans la région à partir du début du dernier millénaire (Hanebuth *et al.*, 2000) et aux activités anthropiques. Dans un premier temps, notamment au cours de la période d'activité du site de Kota Cina (Perret, 1994), les activités humaines de la région se manifestent par des cueillettes de produits forestiers dans l'arrière-pays, et par de probables défrichements pour la culture sur brûlis. Ces défrichements, très localisés, ont probablement eu un impact limité sur l'alluvionnement. Le premier véritable impact majeur de l'homme sur l'environnement dans la région de Sumatra Nord, a probablement eu lieu bien plus tardivement, au moins au début du XIX^e siècle ap. J.-C. avec le développement des plantations indigènes, puis à partir de la seconde moitié du siècle avec l'essor des grandes plantations étrangères de tabacs, d'hévéas et de palmiers à huile (Perret, 1994). Le développement de ces cultures a nécessité de grands défrichements de la forêt tropicale. L'importation de ferraille permettant la confection d'outils de défrichement en témoigne (Perret, 1994). Ces plantations se sont principalement faites sur le piémont et les zones montagneuses de l'arrière-pays (Perret, 1994) caractérisés par une topographie abrupte et pentue, des terrains volcaniques riches et fertiles, mais particulièrement sensibles aux processus d'érosion, favorisés par un climat tropical humide (Bird & Ongkosongo, 1980). L'ouverture des paysages a très certainement favorisée les ruissellements et le charriage de grandes quantités de sédiments, essentiellement fins, vers la côte, amenant à l'envasement de la plaine côtière et du système estuarien. A Kota Cina, les 30 derniers centimètres de sédiments qui recouvrent les derniers vestiges, sont principalement des limons sableux fins de la séquence III et sont certainement associés à ces grandes plantations.

Les vestiges archéologiques, dont la concentration est la plus forte au sein de cette séquence et correspondent à l'essor du site d'habitat de Kota Cina, laissent également entrevoir cette évolution environnementale à travers l'adaptation des sociétés humaines. A la transition entre la sédimentation argileuse et la sédimentation limono-sableuse, se trouve la partie sommitale

de structures en bois, adaptées à un environnement de zone humide marécageuse. La zone A (**Fig. 5.2**) livre à 1,50 m, à la base de l'unité (D5) de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres, à la transition avec l'unité (B2) argileuse marron foncé, un morceau d'ossature en bois d'une embarcation et les restes d'un poteau (probablement d'amarrage), datés entre le milieu du XII^e siècle et le milieu du XIII^e siècle ap. J.-C. (793-688 ans cal. BP/1155-1270 ans cal. AD et 786-681 ans cal. BP/1160-1275 ans cal. AD) (**Fig. 5.5 et Tab. 5.2**) (Perret *et al.*, 2013, 2016). À proximité, dans la zone H, le carré KC44 révèle des vestiges d'au moins un morceau d'embarcation en bois, plusieurs poteaux en bois et de la cordelette, entre 1,40 et 1,80 m dans l'unité (C5) de sables fins gris du paléochenal TB23-TB26, qui entaille la formation argileuse (B2) et limono-sableuse (D5) sus-jacente (**Fig. 5.2 et 5.5**). Cette unité est datée à 1,45 m entre le milieu du XII^e siècle et le milieu du XIII^e siècle ap. J.-C. (787-695 ans cal. BP/1160-1260 ans cal. AD). Dans cette même zone, le carré KC40 révèle également une construction en bois, probablement un ponton (Perret *et al.*, 2016), dont la partie supérieure est située à 1,10 m de profondeur, à la limite entre la base de l'unité (D1) de limons sableux fins gris/noirs et (B2) (**Fig. 5.2 et 5.5**). Enfin lors de fouilles dans les années 1970, la zone D révélait un poteau en bois qui était issu d'une maison sur pilotis et dont la partie supérieure était située à 1,20 m de profondeur, à la transition entre la séquence argileuse et la séquence limono-sableuse (Edwards McKinnon, 1984 b). À cette époque, la partie nord du site semble accueillir des aménagements adaptés aux milieux humides. Cette observation est confortée par la découverte fortuite durant les années 1980, dans une carrière de sables située au niveau du lac Siombak (**Fig. 5.2**), d'épaves de bateaux associés à des céramiques chinoises datées entre le XI^e siècle et XIV^e siècle ap. J.-C. Ces vestiges indiquent que cette zone, située à seulement quelques centaines de mètres au nord du site de Kota Cina, accueillait vraisemblablement une partie du trafic maritime lié au site d'habitat ancien (Manguin, 1989, 1993, 2000).

Les adaptations humaines, parallèlement aux évolutions environnementales du site, se poursuivent dans les niveaux supérieurs de la séquence limono-sableuse où des constructions en briques sont associées à des niveaux épais et denses de coquilles et à de nombreux artefacts. Ces constructions sont situées au nord et au centre du site, à un niveau plus élevé que les structures en bois précédentes, généralement à moins d'un mètre sous la surface du sol. En 2013, trois sections de murs en briques sont découvertes dans la zone B (**Fig. 5.3**). La partie sommitale de ces sections de murs est située à 60 cm de profondeur (Perret *et al.*, 2013) dans l'unité (D5) de limons sableux fins gris-beiges/jaunâtres. Cependant, à ce jour, aucun

calage chronologique n'a encore été défini pour cette structure, ce qui rend incertain la contemporanéité de la structure avec l'unité (D5). Dans les années 1970, des découvertes similaires avaient été faites entre les zones B et D, ainsi que dans la zone C (**Fig. 5.2**) (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b).

Ces constructions permanentes en briques impliquent un exhaussement sédimentaire du site et l'installation durable des hommes. De plus, les découvertes archéologiques indiquent les concentrations de vestiges les plus denses entre les zones D et C, qui sont les plus stables d'un point de vue géomorphologique (**Fig. 5.2 et 5.5**). Les enregistrements stratigraphiques montrent que cette zone centrale apparaît comme le début d'une zone globalement plus élevée en direction du nord. Cette surélévation pourrait peut-être traduire la présence d'une ancienne île ? Par ailleurs, dans la zone C, le développement de la sédimentation argileuse, puis limono-sableuse apparaît relativement moins important que dans la partie septentrionale et méridionale du site. Cette zone est également située entre les chenaux qui s'écoulent principalement au nord et au sud (**Fig. 5.2 et 5.5**). Elle serait donc la plus appropriée pour l'installation des occupants du site entre la fin du XI^e siècle et le début du XIV^e siècle ap. J.-C. Un constat identique, plus particulièrement pour la zone D, est fait à partir de l'analyse des données archéologiques (Perret *et al.*, 2016).

Ces découvertes indiquent qu'au moment de son essor, entre le XII^e et le XIII^e siècle ap. J.-C., le site de Kota Cina se trouve probablement toujours dans un contexte environnemental estuarien, mais qui s'envase par la mise en place progressive d'une sédimentation majoritairement limono-sableuse fluviale, et évolue vers un système deltaïque (**Fig. 5.8**). Kota Cina est probablement séparé du littoral par une mangrove, au vu de la richesse en fragments de bois de mangrove, de la sédimentation fine et des accumulations coquillères estuariennes.

Le site est abandonné au début du XIV^e siècle ap. J.-C (Perret *et al.*, 2013). À cette époque, l'envasement se poursuit. Les derniers chenaux du site se comblent. Les voies navigables faisant la liaison avec le Détroit de Malacca ne peuvent plus être empruntées par les bateaux. Cette situation conduit à un abandon du comptoir commercial de Kota Cina, probablement au profit d'un autre site côtier.

Conclusion

L'étude des archives sédimentaires et des vestiges archéologiques de Kota Cina, entre le XI^e siècle et le XIII^e siècle ap. J.-C. a permis de retracer les évolutions parallèles de l'habitat et de l'environnement.

Avant l'arrivée des premiers occupants, l'apport massif de sédiments volcaniques remaniés de l'amont, donne lieu à une profonde transformation paysagère, qui se manifeste par une accrétion et une progradation du trait de côte. Le manque d'informations géomorphologiques et chronologiques sur cet épisode ne permet pas de le situer dans un contexte de transgression, de régression ou de stabilisation marine, ni même dans une période d'activité tectonique, qui pourrait avoir influencé sa mise en place et son évolution.

La première phase de sédimentation bien datée se construit lors de la période d'activité du site, entre le XI^e siècle et le XIII^e siècle ap. J.-C. À cette époque, le site se développe dans un système estuarien vaseux à mangrove. Sa mise en place n'est pas connue. Les apports sédimentaires qui l'alimentent conduisent à une accumulation de sédiments fins. Cet alluvionnement se développe parallèlement à la stabilisation du niveau marin au début du dernier millénaire (Hanebuth *et al.*, 2000) et à de probables défrichements dans l'arrière-pays. Le site est abandonné au XIV^e siècle ap. J.-C., en partie à cause de l'envasement de ses voies de communication navigables. L'envasement s'exacerbe à la suite du développement des plantations au XIX^e siècle ap. J.-C (Perret, 1994). L'alluvionnement lié à ces plantations pourrait correspondre aux derniers 30 cm qui recouvrent les derniers vestiges du site, impliquant une accrétion de 2 mm/an depuis environ 150 ans. Ce taux coïncide avec les taux de dénudation des bassins versants javanais, compris entre 0,1 et 5 mm/an (Tjia *et al.*, 1968).

À Sumatra, l'avancée du littoral a été abordée uniquement à travers le calcul de taux de progradation linéaire (Tjia *et al.*, 1968). Chambers et Sobur (1975) ont montré que le taux de progradation actuel à Sumatra Sud, était compris entre 10 et 20 m/an, et qu'il était comparable à Java, Bornéo et à la Péninsule Malaise. A Kota Cina, il pourrait également être similaire au cours du dernier millénaire, car le site se trouvait probablement en contexte estuarien au début du dernier millénaire et se situe aujourd'hui dans les terres, à 7 km du littoral. La progradation pourrait ainsi avoir été de 7 m/an depuis 1000 ans.

Outre l'alluvionnement, la progradation littorale à Sumatra peut aussi avoir été influencée par la mangrove, stabilisant l'accrétion sédimentaire (Bird & Ongkosongo, 1980 ; Whitten *et al.*, 1984), des conditions marines calmes (Tjia *et al.*, 1968), la présence d'un fond marin peu profond (Bird & Ongkosongo, 1980), et des soulèvements tectoniques, comme l'a suggéré Van Bemmelen (1949) pour la région de Deli, à la fin du Pléistocène.

La progradation littorale à Sumatra est un processus long et complexe qui fait intervenir de nombreux facteurs à différents pas de temps. Depuis au moins 2000 ans, elle est rapide et continue (Miksic, 1977, 1979). Des reconstitutions du trait de côte historique ont été tentées, avec plus ou moins de succès, et ont montré que le rivage de l'île était différent d'aujourd'hui, caractérisé par une série de larges baies ou d'estuaires (Obdeijn, 1941, 1942 ; Chambers & Sobur, 1975). À Sumatra Sud, ces hypothèses ont été confortées par la découverte d'anciens sites portuaires estuariens, actifs lors du dernier millénaire et aujourd'hui situés dans les terres (Miksic, 1977, 1979 ; Wolters, 1975, 1979 ; Manguin, 1982, Edwards McKinnon, 1982, 1984 a). Néanmoins, la découverte de sites protohistoriques près de l'embouchure du fleuve Musi depuis les années 2000 apporte des éléments nouveaux sur l'histoire du trait de côte à Sumatra Sud (Rangkuti, 2014).

Le programme géoarchéologique de Kota Cina, fournit depuis 2011 des observations similaires pour Sumatra Nord, bien que les données géomorphologiques et chronologiques acquises soient parfois lacunaires et fragmentaires, et ne permettent pas des reconstitutions paléoenvironnementales fines.

Remerciements

Ce travail est une contribution au programme de recherche archéologique « Le site d'habitat ancien de Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie) », mené par le Centre National de la Recherche Archéologique d'Indonésie et l'Ecole Française d'Extrême-Orient en Indonésie. Nous tenons à remercier ses responsables, Daniel Perret et Heddy Surachman, pour leurs soutiens scientifiques et logistiques, ainsi que tous les membres du projet pour leur collaboration, et les villageois de Kota Cina pour leur aide précieuse sur le terrain. Nous remercions également Pierre Lozouet (MNHN de Paris) et Patrick Langbour (CIRAD de Montpellier) pour la détermination des coquilles et des bois. Ce travail a bénéficié du soutien financier de l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne dans le cadre de sa politique scientifique et de la mobilité internationale des doctorants et du LabEx DynamiTe (ANR-11-LABX-0046) dans le cadre du programme « Investissements d'Avenir ».

Chapitre 6 - PHYTOLITH ANALYSIS FROM THE ARCHAEOLOGICAL SITE OF KOTA CINA (NORTH SUMATRA, INDONESIA)

Ce chapitre est constitué par un article soumis à la revue *Journal of Archaeological Science*.

Yohan CHABOT¹, Aline GARNIER^{1,2}

¹ Laboratoire de Géographie Physique UMR CNRS 8591, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Université Paris 12, 1 Place Aristide Briand, F-92195 Meudon cedex. *Courriel:* yohan.chabot@lgp.cnrs.fr

² Université Paris-Est Créteil, 61 Avenue du Général de Gaulle, F-94010 Créteil. *Courriel:* aline.garnier@u-pec.fr

ABSTRACT

In Sumatra, phytolith research for the palaeoenvironmental reconstruction in archaeological contexts is still unusual despite the presence of many archaeological sites. This paper presents the first phytolith analysis in Sumatra from the historical archaeological site of Kota Cina. This site is an ancient trade harbour of the Strait of Malacca active between the XI-XIVth centuries AD. Nowadays it is located at 7km from the coast.

The preliminary phytolith research undertaken at Kota Cina must allow to assess the potential of phytoliths for the reconstruction of the vegetation and the human impacts in a coastal tropical wetland environment. The aim of this paper is (1) to document vegetation changes in a coastal environment changing at Kota Cina in the last 1000 years AD and (2) human activities influences (e.g. clearings, cultivation) on the environment of the site during its occupation, in order to reconstruct the past vegetation dynamics in relation to the archaeological and geomorphological context. In order to do so, a reference collection of Sumatra was established by analysis of 17 modern surface samples from variety of habitats specific from Sumatra. Although the modern approach presents some limits especially due to the over-anthropised environment and the high presence of *Arecaceae* which can disturb the vegetation recording, it provides phytolith signals which were considered in the interpretation

and reconstruction of vegetation dynamics of the Kota Cina whose analysis of 26 fossil samples provides four steps of vegetation changes during the last 1000 years in relation to geomorphological changes and human settlements dynamics: (1) before the first human settlement, the volcano-sedimentary sequence of the site is devoid of phytoliths; (2) At the XIth century AD, the estuarine environment of Kota Cina is covered by a dense forest to the south and a palm mangrove to the north; (3) between the XIIth and the XIIIth centuries AD, the openness of the vegetation through the increase of the percentage of GSCP begins with the first human settlements and the siltation of the estuarine environment. First cultivated plants appear such as Musaceae and Ehrhartoideae; (4) After the XIIIth century AD and the abandonment of the site, the openness of the vegetation continues and becomes widespread, resulting probably to the human clearings due to the development of the colonial plantations from the XIXth century AD in a more terrestrial geomorphological context.

Keywords: Arecaceae, anthropised environment, vegetation reconstruct, coastal environment, historical human settlements, Kota Cina, Sumatra.

Introduction

Phytoliths constitute a major tool to provide information about past vegetation and reconstruct regional environmental history (Kealhofer & Piperno, 1998; Pearsall, 2000; Piperno, 1988, 2006). Because of their siliceous body produced in and among cells in organs of living plants, phytoliths are well preserved in all sediments types from various environmental contexts unlike other vegetal remains as pollen which is mainly restricted to anoxic waterlogged deposits (Piperno, 2006). Phytoliths were first used in archaeology in the early 1970s (Kealhofer & Piperno, 1998). They were widely used to identify past human activities and their impact on the vegetation (Rosen, 2005). However, in some parts of the world, as in Indonesia, phytoliths application in archaeological and historical studies is still limited. In Southeast Asia, Holocene and Late Pleistocene environmental history and human/nature interactions are relatively under documented (White *et al.*, 2004), especially in lowlands (Maloney, 1992, 1994). Few phytolith investigations have been carried out in the region (Bowdery, 1999) compared to African continent. Two regions are mainly well documented (New Guinea and Thailand) and provide data on the human interactions on prehistoric landscapes, their land use patterns (e.g. clearing, cultivation of rice, banana) and the vegetation changes. Knowledges are mainly focused on Terminal Pleistocene and Holocene sequences from various environmental setting: in wet (highlands or not)

environment from New Guinea (Boyd *et al.*, 1998; Denham *et al.*, 2003; Lentfer, 2003; Lentfer & Green, 2004; Lentfer *et al.*, 2001), in swampy areas of coastal plains (Maloney & Rovner, 1990; Kealhofer & Piperno, 1994) and lacustrine sediments (Kealhofer, 1996, 2002, 2003; Kealhofer & Penny, 1998) in Thailand. Apart from Thailand and Papua New Guinea, the phytolith potential was tested on few prehistoric and historical archaeological sites and various environmental contexts, as reported by Bowdery (1999) in the plain of Jars and the Mekong floodplain at Lao Pako (Laos), in a coastal environment at Pacung (Bali) or in a limestone rock shelter in Gua Chawas, in Malaysia Peninsular. In western Indonesia, in Sumatra, this potential has never been attempted yet despite the presence of many archaeological sites. More generally, this island is still not well known for its human and environmental history compared to its neighbours such as Java.

This paper applies the first phytolith analysis from a historical archaeological site dated from the XIth-XIVth centuries AD in Sumatra, located at Kota Cina (North Sumatra Province), to assess the potential of phytoliths for the reconstruction of the vegetation and the human impacts in a coastal tropical wetland environment where conditions of preservation of pollens are not particularly favourable to attempt an analysis.

The aim of this paper is (1) to document vegetation changes in a coastal environment changing at Kota Cina in the last 1000 years AD and (2) human activities influences (e.g. clearings, cultivation) on the environment of the site during its occupation, in order to reconstruct the past vegetation dynamics in relation to the archaeological and geomorphological context. In order to do so, a modern and fossil sampling was performed. The modern approach was required due to the lack of a reference collection of Sumatra, where vegetation is specific and differs somewhat from the mainland Southeast and the other Indonesian islands especially due to its natural and human history (Laumonier, 1997). The preliminary establishment of a specific phytolith reference collection at Sumatra from a variety of habitats of the island allowed providing modern phytolith analogues which were compared to the fossil phytolith records from Kota Cina site. Although the modern approach is not always adapted to the over-anthropised environment of the island and the high presence of *Arecaceae* that can disturb the vegetation recording, it provides some signals to interpret the fossil assemblages from Kota Cina, where vegetation changes between the first human settlements, the occupation and the abandonment of the site. Phytoliths of edible plants (*Musaceae*, *Ehrhartoideae*) were identified during the occupation phase of the site and indicate the cultivation practices.

6.1. Study context

6.1.1. Environmental setting

The present village of Kota Cina is located in the North Sumatra Province, in the over-anthropised wetland lower valley of Deli, at 7 km from the harbour of Belawan on the Strait of Malacca and 20 km from the Medan, a city of 2 millions inhabitants (**Fig. 6.1 A**). It is located on the edge of a Holocen deltaic alluvial plain crossed by channels and characterised by swampy lands and islands covered by a *Nypa fruticans* palm mangrove and shrimp farming ponds, that the north and west parts of the site borders (**Fig. 6.1 B**). Along these areas, species from back mangrove vegetation such as (e.g. *Pandanus furcatus*, *Acrostichum aureum*, *Imperata Cylindrica*, *Cyperus* sp., *Bambuseae* sp.) covers the site. To the south and east, Kota Cina is surrounded by the suburbs of the city of Medan. On the actual site, the development of a suburban environment since 1970s led to a disappearance of natural and cultivated vegetation in favour of an increasing urbanisation (Perret *et al.*, 2013). Today, a few cultivated fields (e.g. rice, cassava, sugar can, maize) and many palm trees (e.g. coconut palm, betel nut palm, oil palm) are still present (**Fig. 6.1 B**).

6.1.2. Palaeoenvironmental setting

Originally, during its occupation between the XIth-XIVth centuries AD, the site of Kota Cina was located in a swamp wetland in an estuarine land environment and was accessible by boats from the Strait of Malacca (Chabot *et al.*, 2017). During this period, Miksic (1979) suggested that Kota Cina was bordered by a mangrove forest. However, no vegetation studies permitted to confirm this and the question of the vegetation cover at Kota Cina has so far remained neglected. The estuarine land was gradually silted by terrigenous sediments and Kota Cina was isolated from waterways and abandoned at the beginning of the XIVth century AD (Chabot *et al.*, 2017).

6.1.3. Archaeological setting

The archaeological site of Kota Cina was first mentioned in 1823 by J. Anderson (Anderson, 1826) and excavated only from the 1970s by Edwards McKinnon (Edwards McKinnon, 1984). Excavations revealed sea-going boats and their cargo, numerous evidences of habitat, as well as faunal and flora remains (shells, plants, macrofossils...). These artefacts led the archaeologists to identify Kota Cina as a major commercial trading site on the northeast coast of Sumatra, occupied between the XIth-XIVth centuries AD (Edwards

McKinnon, 1977, 1984, 2009; Manguin, 1989; Manning *et al.*, 1980; Milner *et al.*, 1978; Perret *et al.*, 2013, 2016). Kota Cina was strategically located between a mountainous hinterland providing forest products coveted by foreigner merchants (Perret, 1994; Wolters, 1967) and the lowland where the products were exchanged with the foreigner merchants (Miksic, 1979).

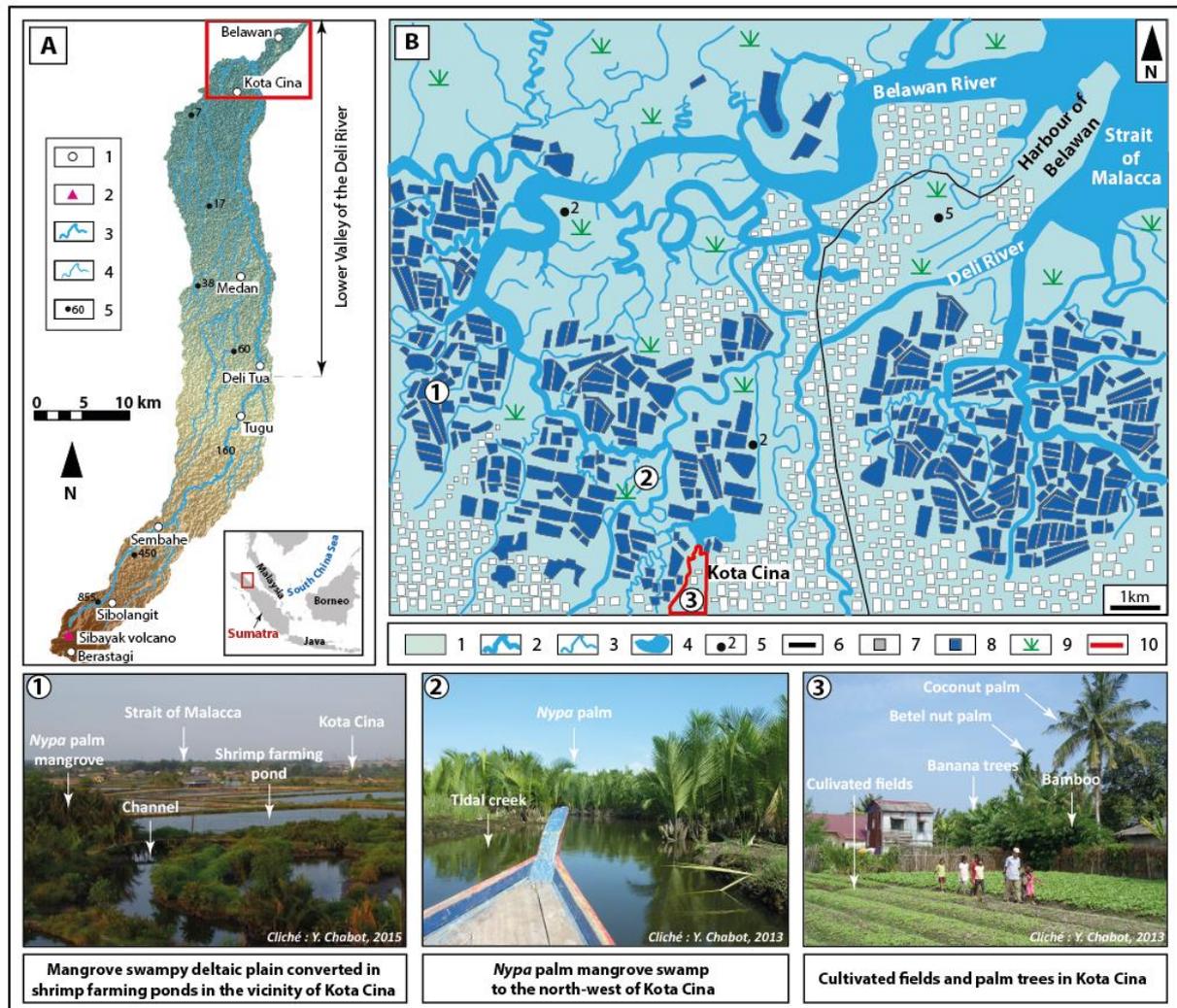


Figure 6.1 - Location map of the studied area. (A) Location of the North Sumatra Province and Deli Valley. (B) Geomorphological map of the Kota Cina region in the lower valley of the Deli River (Realisation: Y. Chabot, 2017).

(A) Location of the North Sumatra Province and Deli Valley. 1. Citeie; 2. Active volcano; 3. Deli River; 4. Secondary stream; 5. Spot height (m). (B) Geomorphological map of the Kota Cina region in the lower valley of the Deli River. 1. Alluvium (Holocene gravel, sand and clay); 2. River; 3. Small branched tidal channel; 4. Lake; 5. Spots height (m); 6. Main road; 7. Housing; 8. Shrimp farming pond; 9. Mangrove; 10. Boundarie of the archaeological site of Kota Cina.

6.2. Material and methods

6.2.1. Sampling

The modern surface sampling was conducted in different vegetation types of the Sumatran phytogeographical context (Laumonier, 1997; Van Steenis, 1958; Whitten *et al.*, 1984). Seventeen modern surface samples were collected in the Deli catchment area. Ten samples are originated of Kota Cina. Our data are divided into two categories: (1) the non-cultivated environments and (2) cultivated (Tab. 6.1).

	Environment type	Scientific name	Common name	Sample	Locality	
(1) Non-cultivated environments	(A) Vegetation types in lowland swamp area	Arecaceae <i>Nypa fruticans</i>	Palm tree Nypa palm	M1, M2	Northwest of Kota Cina	
		Mixed formation of back mangrove	-- --	M3	North of Kota Cina	
		Swamp formation	Bambusoideae --	Bamboo --	M10	Kota Cina
	Mimosaceae --		-- --	M5		
	Panicoideae <i>Imperata cylindrica</i>		-- --	M7		
	(B) Montane forest (800-1000 m)	--	--	Rain forest	M16	Toba Lake area (Karo Plateau)
		--	Bambusoideae --	Bamboo --	M17	
(2) Cultivated environments	(A) Plantations	Musaceae <i>Musa sp.</i>	-- Banana tree	M6	Kota Cina	
		Euphorbiaceae <i>Hevea brasiliensis</i>	-- Rubber tree	M12	South of Medan	
		Piedmont	Arecaceae <i>Elaeis guineensis</i>	Palm tree Oil palm	M13	Tugu
	<i>Areca catechu</i>		Betel nut palm	M14		
	(B) Agricultural environments	Coastal plain	Euphorbiaceae <i>Manihot esculenta</i>	-- Cassava	M4	Kota Cina
			Panicoideae <i>Saccharum edule</i>	-- Sugar cane	M8	Kota Cina
			<i>Zea mays</i>	Maize	M11	South of Medan
		Piedmont	Ehrhartoideae <i>Oryza sp.</i>	-- Rice	M9	Kota Cina
Ehrhartoideae <i>Oryza sp.</i>			-- Rice	M15	Tugu	

Table 6.1 - Modern surface sampling conducted in this study (Realisation: Y., Chabot, 2017).

The first category includes two classes. The class (A) involves vegetation types from the lowland swamp area: the back mangrove forest and swamp formation (Tab. 6.1). The back mangrove forest is composed mainly of Arecaceae (*Nypa fruticans*) and a separate mixed formation. The swamp formation combine species from the Mimosaceae family and some Poaceae, mainly from the Panicoideae (*Imperata cylindrica*) and the Bambusoideae

subfamilies. The second class (B) corresponds to the montane forest (800-1400 m) and includes the rainforest species (unspecified) and from the Bambusoideae subfamily.

The second category includes two classes. The class (A) is associated to the plantations of the coastal plain and the piedmont (**Tab. 6.1**). It comprises species from the Musaceae (*Musa* sp.: Banana tree), Euphorbiaceae (*Hevea brasiliensis*: Rubber tree) and Arecaceae families (*Elaeis guineensis*: Oil palm; *Areca catechu*: Betel nut palm). The second class (B) corresponds to agricultural environments from the coastal plain and the piedmont (**Tab. 6.1**). It includes species from the Euphorbiaceae (*Manihot esculenta*: Cassava), Panicoideae (*Saccharum edule*: Sugar cane; *Zea mays*: maize) and Ehrhartoideae subfamilies (*Oryza* sp.: rice).

The modern surface sampling technique consists in collecting the first 2 cm below the soil surface, representing the contemporary vegetation in an area of 100 m² (10×10 m). This area is sampled at several random locations which avoids selective sampling (Alexandre, 1996; Piperno, 2006).

For the fossil sampling, only the archaeological site of Kota Cina was studied. Twenty-six samples were collected from the two excavation squares (KC22) and (KC26) and a sediment coring (KC33-S1) (**Fig. 6.2**). In the excavation squares, sampling was carried out by stratigraphic units. For the auger hole, it was performed every 20 cm.

6.2.2. Phytolith preparation

According to the standard method presented in Piperno (2006), 15-20 g of dry sediment was processed by sample. The preparation includes six main steps: (1) deflocculation sediment samples in a sodium hexametaphosphate (Na₂CO₃) solution during 24h; (2) Removal of sands and gravels with a 250 µm sieve; (3) clay removal by decantation; (4) destruction of the organic matter by a chemical treatment (H₂O₂ at 130%); (5) extraction of opal phytoliths by densimetric separation in sodium polytungstate Na₆ (H₂W₁₂O₄₀) set at d=2.30-2.35; (6) sample mounting on microscope slides using oil immersion to allow the phytoliths observation in three dimensions, identification and counting.

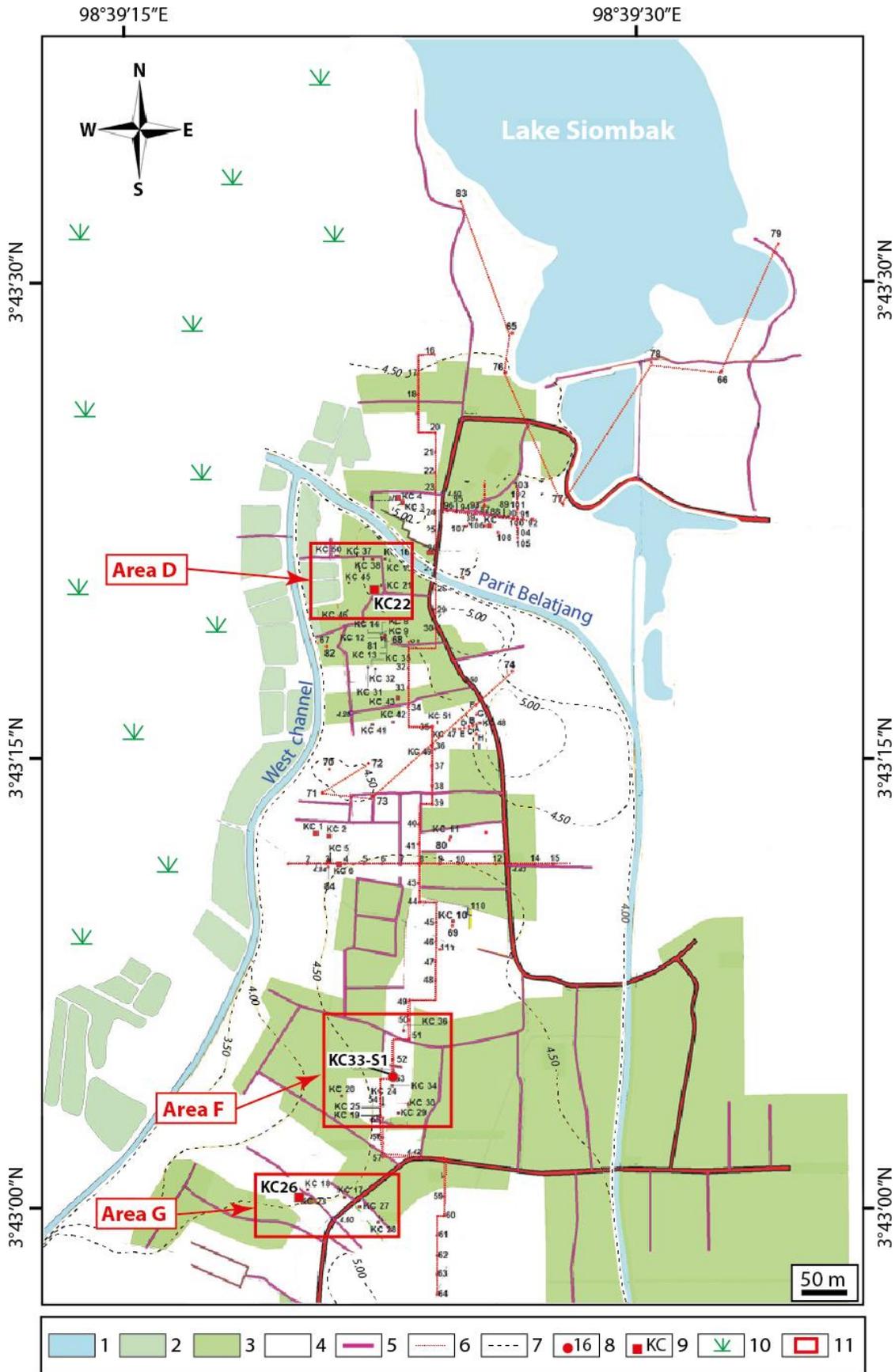


Figure 6.2 - Map of the fossil sampling conducted at Kota Cina (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015).

1. Lake; 2. Shrimp farming pond; 3. Cultivated and settlement area; 4. Natural wetland; 5. Secondary road; 6. Main road; 7. Contour line; 8. Soil boring (TB); 9. Excavated archaeological square; 10. *Nypa* palm mangrove; 11. Excavated archaeological area.

6.2.3. Phytolith counting and classification

The phytolith identification and counting were done at $\times 400$ and $\times 1000$ magnifications using an optical polarising microscope Leitz Laborlux 12 Pol. In order to obtain a statistical significance, a minimum of 200 to 300 diagnostic phytolith morphotypes was counted whenever possible (Alexandre *et al.*, 1999; Piperno, 2006). In this study, absolute diagnostic phytolith counts range from 0 to 425, depending on the phytolith concentration in samples. Sponge spicules, diatoms, charred fragments, vegetal fibres and grass epidermis were counted but excluded from the sum, as well as the non-diagnostic and unidentified phytolith morphotypes.

Diagnostic phytolith morphotypes were described and classified using the standardised terminology of the International Code for Phytolith Nomenclature 1.0 (ICPN) (Madella *et al.*, 2005) and the literature, especially the regional specific reference collection of Southeast Asia (Kealhofer & Piperno, 1998). Phytoliths were described and classified according to their 3D morphology, texture and ornamentation, as proposed by Madella *et al.* (2005). They are classified into three main categories described in Table 6.2 and illustrated in Figure 6.3.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Category	Morphotype Name	Origin	Morphotype shape	Texture/ornementation	Fig. no	Size (µm)	Reference
Woody/ herbaceous dicotyledons	Cylindric faceted	Sclereids/terminal tracheids in L of woody dicotyledons	Cylindric/Elongate straight to curved	Several flat and large faceted	6.2Aa	60-150	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Mercader <i>et al.</i> (2000) ; Piperno (1988, 2006) ; Postek (1981) ; Runge (1999).
	Cylindric/elongate psilate	Sclereids in L of woody/herbaceous dicotyledons/ monocotyledons	Cylindric/Elongate irregular, with edges	Smooth, straight facets and edges, and sharp corners	6.2Ab	40-150	Kealhofer & Piperno (1998) ; Kondo <i>et al.</i> (1994) ; Piperno (1988, 2006); Runge (1999) ; Strömberg (2004).
	Multifaceted polyhedral	Sclereids in L of woody dicotyledons	Irregular polygon	Several flat and large faceted	6.2Ac	60-200	Kealhofer & Piperno (1998) ; Neumann <i>et al.</i> (2009) ; Piperno (2001, 2006).
	Irregular psilate		Irregularly shaped	Smooth surface or slightly rough	6.2Ad	40-250	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Runge (1999).
	Polyhedral psilate		Irregular polygon	Smooth surface or slightly rough with large facets and straight and/or concave edges	6.2Ae	25-90	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Kondo <i>et al.</i> (1994) ; Runge (1999) ; Strömberg (2004).
	Ellipsoid with outgrowths	Sclereids in L of woody dicotyledons	Cylindric to ellipsoid	Straight and/or knobby outgrowths	6.2Af	20-60	Garnier <i>et al.</i> (2013).
	Scleireid pitted	Sclereids in B of woody dicotyledons	Circular to ellipsoid blocky	Smooth and collumelate surface	6.2Ag	20-110	Collura & Neumann (2017) ; Runge (1999).
	Globular psilate	L, W of certain dicotyledons, monocotyledons, gymnosperms and ferns	Spherical	Smooth surface	6.2Ba	3-25	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Novello <i>et al.</i> (2012) ; Piperno (1985, 1988) ; Runge (1999) ; Walting & Iriarte (2013).
	Globular decorated	L, W, F of woody dicotyledons	Spherical to ellipsoid	Verrucous and rough ornamentation	6.2Bb-d	3-25	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Chen & Smith (2013) ; Iriarte <i>et al.</i> (2010) ; Kealhofer & Piperno (1998) ; Novello <i>et al.</i> (2012) ; Piperno (2006) ; Runge (1999).
Nodular	W of woody dicotyledons	Irregularly shape	Irregular (cauliflower surface)	6.2Be-g	10-30	Garnier (2013) ; Richter (1980).	
Grass short cell phytoliths (GSCP)	Bilobate	Mainly in L, I of Panicoidae. Also present in Chloridoideae, Oryzoideae and Arundinoideae	Having 2 concaves, convex, and or straight lobes, connected by a straight shaft	Smooth surface	6.2Ca-e	8-25	Barboni & Bremond (2009) ; Gallego & Distel (2004) ; Ghosh <i>et al.</i> (2011) ; Iriarte <i>et al.</i> (2010) ; Lu & Liu (2003) ; Lu <i>et al.</i> (2006) ; Mulholland (1989) ; Piperno & Pearsall (1998) ; Twiss <i>et al.</i> (1969) ; Twiss (1992) ; Wang & Lu (1993) ; Yost & Blinnikov (2011).
	Polylobate	Mainly in L, I of Panicoidae. Also present in Chloridoideae, Oryzoideae and Arundinoideae	Having 3 lobes or more on a cylindrical shaft	Smooth surface	6.2Cf	18-40	Gallego & Distel (2004) ; Ghosh <i>et al.</i> (2011) ; Lu & Liu (2003) ; Lu <i>et al.</i> (2006) ; Piperno & Pearsall (1998) ; Twiss (1992) ; Yost & Blinnikov (2011) ; Wang & Lu (1993).
	Cross	Mainly in L, I of Panicoidae	Having 4 distinctives lobes. Cross shaped	Smooth surface	6.2Cg-h	8-12	An <i>et al.</i> (2015) ; Gallego & Distel (2004) ; Lu & Liu (2003) ; Madella <i>et al.</i> (2005) ; Mulholland & Rapp (1992) ; Piperno (2006) ; Twiss <i>et al.</i> (1969) ; Walting & Iriarte (2013) ; Yost & Blinnikov (2011).
	Scooped bilobate	Mainly in L, I of Ehrhartoideae	Having 2 lobes with a bowl-shaped upper surfaces of the lobes (shovel shaped)	Smooth surface	6.2Ci-k	10-20	Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Iriarte <i>et al.</i> (2010) ; Lu & Liu (2003) ; Neumann <i>et al.</i> (2009) ; Pearsall <i>et al.</i> (1995) ; Piperno (2006) ; Yost & Blinnikov (2011).
	Saddle squat	Mainly in L, I of Chloridoideae	Saddle shaped, convex edges longer than concave edges or equal dimension	Smooth surface	6.2Cl	8-12	An <i>et al.</i> (2015) ; Barboni & Bremond (2009) ; Garnier <i>et al.</i> (2013) ; Lu & Liu (2003) ; Novello <i>et al.</i> (2012) ; Piperno (2006) ; Twiss <i>et al.</i> (1969) ; Wang & Lu (1993).
	Saddle long	Mainly in L, I of Chloridoideae and Bambusoideae	Saddle shaped, convex edges shorter than concave edges	Smooth surface	6.2Cm	10-20	An <i>et al.</i> (2015) ; Piperno & Pearsall (1998) ; Wang & Lu (1993).
Collapsed saddle	L, I of Bambusoideae	5 concaves edges	Smooth surface	6.2Cn	12-20	Garnier <i>et al.</i> , (2013) ; Mercader <i>et al.</i> (2010).	

Table 6.2 - Morphotype classes used in this study (Realisation: Y. Chabot, 2017).

Category	Morphotype Name	Origin	Morphotype shape	Texture/ornementation	Fig. no	Size (µm)	Reference
15	Rondel	L, I of Pooideae	Base oval, cylindric, top keeled	Smooth surface	6.2Co	8-10	Traoré <i>et al.</i> (2015).
16	Two-horned tower rondel	L, I of Pooideae, Chloridoideae and other grass subfamilies	Base oval, conical, top two-horned	Smooth surface	6.2Cp	8-12	An <i>et al.</i> (2015); Blinnikov <i>et al.</i> (2013); Fredlund & Tieszen (1994); Gosh <i>et al.</i> (2011); Lu & Liu (2013); Mercader <i>et al.</i> (2010); Piperno (2006).
17	Three-horned tower rondel		Base oval, conical top three-horned	Smooth surface	6.2Cq	10-12	Biswas <i>et al.</i> (2016); Mercader <i>et al.</i> (2010); Traoré <i>et al.</i> (2015); Yost & Blinnikov (2011).
18	Four-horned tower rondel		Base oval, conical top four-horned	Smooth surface	6.2Cr	12-18	Bremont <i>et al.</i> (2008).
18	Two-horned tower, concave end, thin shaft		Unknow	Base oval conical, top two-horned, concave	Smooth surface	6.2Cs	9-10
19	Rondel, top star	Unknow	Base oval, conical, top star	Smooth surface	6.2Ct	8-10	No referenced.
19	Rondel, top flat/truncated	L, I of Pooideae, Chloridoideae and other grass subfamilies	Base oval, conical, top truncated, top and base oval	Smooth surface	6.2Cu	10-15	Biswas <i>et al.</i> (2016); Novello <i>et al.</i> (2012).
20	One-horned tower rondel	No current taxonomical significance	Base oval, conical, top one-horned	Smooth surface	6.2Cv	10-12	An <i>et al.</i> (2015).
20	Trapeziform	L, I of Pooideae	Cubic/parallelepipedal	Smooth surface	--	10-12	Novello <i>et al.</i> (2012).
21	Globular echinate	L, W, R, I, S, and F of Arecaceae	Spherical, elleptical or oblong	Regular echinate processes	6.2Da-d	6-25	Albert <i>et al.</i> (2006, 2009); Benvenuto <i>et al.</i> (2015); Bowdery (1999); Bozarth <i>et al.</i> (2009); Dickau <i>et al.</i> (2013, 2016); Fenwick <i>et al.</i> (2011); Kealhofer & Piperno (1998); Piperno (1988, 2006); Runge (1999); Tomlinson (1961); Walting & Iriarte (2013).
22	Conical to hat-shaped		Conical to hat-shaped	Cones pointed or echinate; Smooth and rough surface	6.2De-h	3-25	Benvenuto <i>et al.</i> (2015); Dickau <i>et al.</i> (2016); Kealhofer & Piperno (1998); Piperno (1988, 2006); Walting & Iriarte (2013).
23	Papillae/Achene	F and L of Cyperaceae	Pentagol, hexagonal or heptagonal; Elongate or not, with a central rounded cone	Smooth, straight or sinuous edges; Favose surface	6.2Di-j	15-30	An <i>et al.</i> (2015); Ferdandez-Honaine <i>et al.</i> (2009); Garnier <i>et al.</i> (2013); Iriarte & Paz (2009); Kealhofer & Piperno (1998); Ollendorf (1992); Parr & Sullivan (2005); Piperno (1988, 2006); Runge (1999); Traoré <i>et al.</i> (2015); Walting & Iriarte (2013).
24	Volcaniform	From differents parts of Musaceae	Parallelepipedal to sub-cubic base with a trough shape in the centre	Vecurrate edges at the base; Smooth surface	6.2Dk-m	15-25	Ball <i>et al.</i> (2006, 2016); Bowdery (1999); Chen & Smith (2013); Denham <i>et al.</i> (2003); Horrocks <i>et al.</i> (2009); Kealhofer & Piperno (1998); Lentfer (2009); Madella <i>et al.</i> (2005); Mbida <i>et al.</i> (2000, 2001); Piperno (2006); Perrier <i>et al.</i> (2011); Runge (1999); Vrydaghs <i>et al.</i> (2009); Vrydaghs & De Langhe (2003); Wilson (1985).
	Tongue shaped	F and S of Commelinaceae	Polygonal base conical; Upper part conical, lateral walls concave	Basal part smooth, slightly convex margin dentate, bent upwards	6.2Dn	< 40	Eichhorn <i>et al.</i> (2010); Garnier <i>et al.</i> (2013); Neumann <i>et al.</i> (2009); Piperno (1988).
	Globular verrucate	L, I, St and F of Marantaceae	Spherical	Irregular verrucate processes	6.2Do-q	9-20	Albuquerque <i>et al.</i> (2013); Chen & Smith (2013); Iriarte <i>et al.</i> (2010); Mercader <i>et al.</i> (2000); Piperno (1985, 1988, 2006); Runge (1999).
	Globular folded	Mainly in L of Costaceae	Spherical	Irregular angled to folded surface	6.2Dr	6-20	Chen & Smith (2013); Kealhofer & Piperno (1998); Piperno (2006); Strömberg (2003, 2004).

L : Leaves ; W : Woods ; R : Roots ; I : Inflorescences ; S : Seeds ; F : Fruits ; St : Stems ; B : Barks

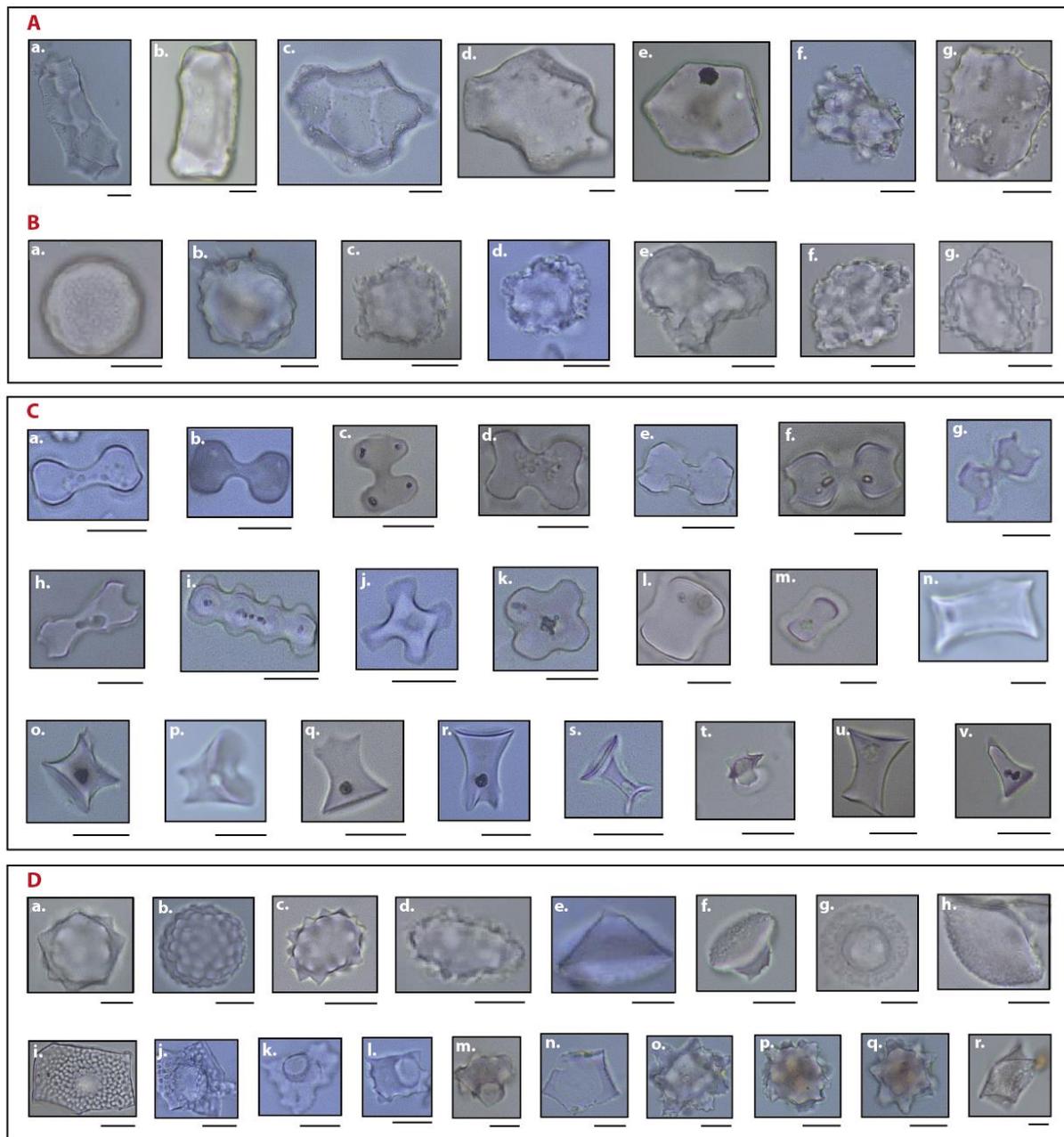


Figure 6.3 - Phytolith morphotypes observed in this study. (A) Sclereids; (B) Globular phytoliths; (C) Grass short cell phytoliths; (D) Family specific.

(A): a. Cylindric faceted; b. Cylindric/elongate psilate; c. Multifaceted polyhedral; d. Irregular psilate; e. Polyhedral psilate; f. Ellipsoid with outgrowths; g. Sclereids pitted; (B): a. Globular psilate; b-d. Globular decorated; e-g. Nodular; (C): a-e. Bilobate; f. Polylobate; g-h. Cross; i-k. Scooped bilobate; l. Short saddle; m. Long saddle; n. Collapsed saddle; o. Rondel; p. Two-horned tower rondel; q. Three-horned tower rondel; r. Four-horned tower rondel; s. Two-horned tower rondel, concave end and thin shaft; t. Rondel, top star; u. Rondel, top flat/truncated; v. One-horned tower; (D): a-d. Globular echinate (Arecaceae); e-h. Conical to hat-shaped (Arecaceae); i-j. Papillae/Achene (Cyperaceae); k-m. Volcaniform (Musaceae); n. Tongue-shaped (Commelinaceae); o-q. Globular verrucate (Marantaceae); r. Globular folded (Costaceae). (Scale bar 10 μ m).

The first category includes: sclereids and globular phytolith morphotypes associated to woody and herbaceous dicotyledons (**Table 6.2 and Fig. 6.3 A and B**). In our study, seven main types of sclereid phytoliths were identified: cylindrical faceted, cylindrical/elongate psilate, multifaceted polyhedral, irregular psilate, polyhedral psilate, ellipsoid with outgrowths and sclereids pitted. Regarding globular phytoliths, three main textures are identified: psilate, decorated and nodular.

The second category is associated to Grass Short Cell Phytoliths (GSCP) and corresponds to phytoliths produced by Poaceae (**Table 6.2 and Fig. 6.3 C**). In our classification, five main morphotype classes are identified: lobate, saddle, rondel, trapeziform and others (GSCP that cannot be clearly classified in a specific variant). The lobate phytolith is associated to four submorphotypes: bilobate, scooped bilobate, polylobate and cross (**Tab. 6.2 and Fig. 6.3 C**). The bilobate and polylobate submorphotypes are derived from the Panicoideae subfamily and associated to wet and warm subtropical and tropical climate (Alexandre *et al.*, 1997; Twiss *et al.*, 1969; Twiss, 1992; Wang & Lu, 1993). They also include the Chloridoideae, Oryzoideae and Arundinoideae subfamilies. The cross submorphotype is produced by Panicoideae (An *et al.*, 2015; Piperno, 2006, 2009). The scooped bilobate submorphotype is representative of the Ehrhartoideae subfamily. The saddle phytolith is divided into three submorphotypes in our study: saddle squat, saddle long and collapsed saddle (**Tab. 6.2 and Fig. 6.3 C**). The saddle squat is mainly found in Chloridoideae with a small fraction occurring in Arundinoideae. Chloridoideae subfamily is adapted to a warm and dry climate (Alexandre *et al.*, 1997; An *et al.*, 2015; Twiss *et al.*, 1969). The saddle long submorphotype is produced by Bambusoideae and associated to a wet climate (An *et al.*, 2015; Piperno & Pearsall, 1998; Wang & Lu, 1993). Bambusoideae subfamily produced also collapsed saddle specific submorphotype. The rondel morphotype is diagnostic for Poaceae and is mainly produced in inflorescences (Mulholland, 1989; Mulholland & Rapp, 1992; Twiss *et al.*, 1969). We identified height submorphotypes: « rondel », « two-horned tower rondel », « three-horned tower rondel », « four-horned tower rondel », « two-horned tower rondel, concave end and thin shaft », « rondel, top star », « rondel, top flat/truncated », « one-horned tower » (**Tab. 6.2 and Fig. 6.3 C**). Some of these types have no current taxonomical significance (An *et al.*, 2015; Lu & Liu, 2003) and request further investigations, as some of them are likely to be of precise taxonomic value (Lu & Liu, 2003). They have been isolated in large numbers from the Chloridoideae (Gosh *et al.*, 2011; Lu & Liu, 2003) and also in Panicoideae, such as maize (Blinnikov *et al.*, 2013; Piperno, 2006; Yost & Blinnikov, 2011) and possible wild rice (Yost & Blinnikov, 2011). They have also been observed in large quantities and varied shapes in the

coastal environment in Chloridoideae (Gosh *et al.*, 2011; Lu & Liu, 2003). Finally, the trapeziform morphotype is usually observed in the epidermal cells of the pooid taxa (Gosh *et al.*, 2011; An *et al.*, 2015; Traoré *et al.*, 2015).

The third category corresponds to distinctive phytoliths produced by specific plant families. Six specific morphotypes are identified in this study: globular echinate and conical to hat-shaped, papillae/achene, volcaniform, tongue-shaped, globular verrucate and globular folded (**Tab. 6.2 and Fig. 6.3 D**). The globular echinate and conical to hat-shaped phytoliths are produced by palms (Arecaceae) which are widespread in tropical areas, including in Sumatra where they are mainly cultivated. In our study, the globular echinate morphotype deserve a special attention because of its high abundance. The papillae or achene cell is attributed to wetland herbaceous from the Cyperaceae family. The volcaniform morphotype is produced by Musaceae (*Musa* sp.) which are widely cultivated in Sumatra. The tongue-shaped phytolith is observed in herbal species from the Commelinaceae family which occurring mainly in wetlands and fields. The globular verrucate morphotype is produced by tropical grass species from the Marantaceae family which are chiefly live in shaded, moist rain forest habitats or in rain forests margins or clearings. Finally, the globular folded phytolith is produced by tropical herbaceous plants from the Costaceae family, living in shaded, moist rain forest habitats of the lowland

6.2.4. Phytolith data analysis

The two basic approaches to phytolith data analysis are: (1) the general approach and (2) the indice approach. The first one was defined by Strömberg (2002, 2004) and considers all phytolith morphotypes and size classes. It allows a better understanding of the different vegetation types and a better reconstruction of the paleovegetation at a local scale (Fredlund & Tieszen, 1994; Mercader *et al.*, 2010; Runge, 1999). The second approach uses a limited number of diagnostic morphotypes and only the fine size fraction (< 60 µm) for the calculation of four indices (D/P, Iph, Fs and Ic). These indices allow describing the relationship of the vegetation with climatic parameters and were mainly developed and adapted for the Africa continent (Alexandre *et al.*, 1997; Alexandre & Bremond, 2009; Barboni *et al.*, 1999, 2007; Bremond, 2003; Bremond *et al.*, 2005 a, b, 2008; Garnier *et al.*, 2013; Neumann, *et al.*, 2009).

In our study, phytolith analysis is mainly based on the general approach. We also use the D/P index (Woody dicotyledons/Poaceae), first proposed by Alexandre *et al.* (1997). It

describes tree cover versus open grass vegetation, using the ratio of the globular decorated morphotype versus GSCP (Bremond *et al.*, 2008). The value of the D/P index is > 1 in the closed environments such as tropical rainforest and < 1 in open environments such as grassland (Alexandre *et al.*, 1997).

The phytolith diagram was drawn with the Tilia Graph (Grimm, 1987) and presented regarding to stratigraphic units.

6.3. Results and interpretation

6.3.1. Modern assemblages from non-cultivated environments

Modern surface sampling conducted from non-cultivated environments in Kota Cina and in the Deli catchment area reveals the following results.

Samples (M1) and (M2) from the *Nypa fruticans* palm forest reflect a dense back mangrove forest from the coastal fringe (**Fig. 6.4 C**). The sample (M3) from a mixed formation of back mangrove from the north of the site of Kota Cina corresponds to a semi-open environment composed of grasses, shrubs and trees (**Fig. 6.4 C**). Phytolith assemblages of these samples are similar and mainly dominated by Arecaceae morphotypes (81, 77 and 71%), while Poaceae GSCP occur with lower values (3 to 4 %) (**Fig. 6.4 A**). Woody dicotyledon phytoliths are moderately represented (15 to 22%). Cyperaceae phytoliths are also present in the *Nypa fruticans* palm forest but in low frequency (around 1%). D/P values vary from 1.8 to 3.6 and testify of closed vegetation. These results are consistent with the observations *in situ*, except for the sample (M3) where palm morphotypes are over-represented in the assemblage. This sample was collected at the northern border of the present village of Kota Cina and probably reflects a former *Nypa fruticans* palm forest, cleared and converted by the local population. The presence of Musaceae phytoliths (around 1%) can confirm this (**Fig. 6.4 A**).

Sample (M5) corresponds to a closed Mimosaceae formation from a swamp environment in Kota Cina (**Fig. 6.4 C**). The phytolith assemblage is dominated by woody dicotyledons (47%), including 37% of globular morphotypes, and by Arecaceae (42%) (**Fig. 6.4 A**). The percentage of Poaceae GSCP is low (10%), resulting in a high D/P index (2.6). These results partly reflect the modern vegetation observed *in situ*. Arecaceae are not so much present in the sampled Mimosaceae formation.

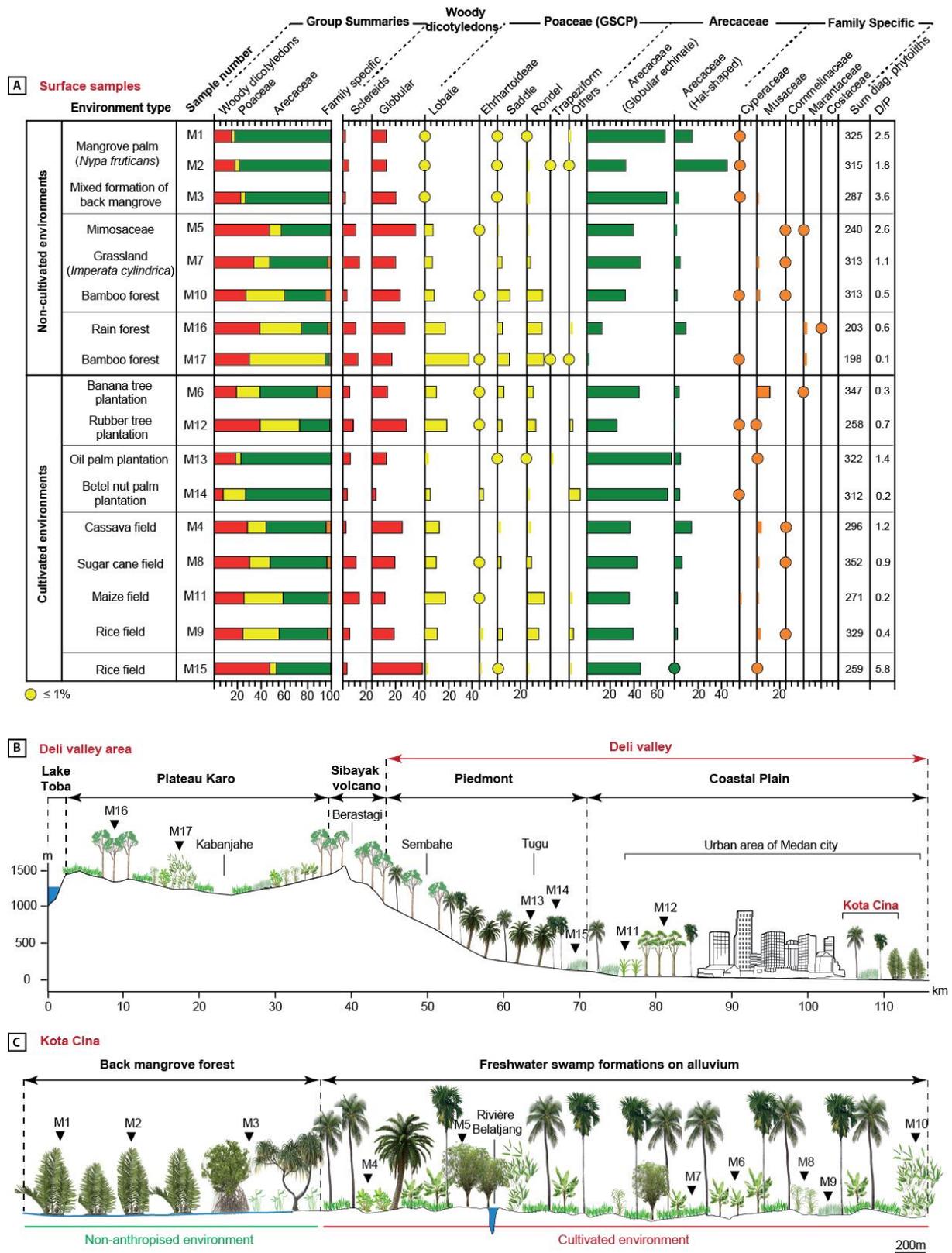


Figure 6.4 - (A) Phytolith percentage diagram from modern surface samples. (B). Transect of surface samples from the Deli catchment area. (C). Transect of surface samples from Kota Cina (Realisation: Y. Chabot, 2017).

Sample (M7) originates from an open grass formation (*Imperata cylindrica*) and contains few banana trees from the swampy environment of the site of Kota Cina (**Fig. 6.4 C**). The phytolith assemblage consists of 50% of globular echinate morphotypes from Areaceae. Woody dicotyledon phytoliths are also present (34%) whereas GSCP reach only 13% and Musaceae morphotypes 2% (**Fig. 6.4 A**). The D/P index is high (1.1) and suggests closed vegetation. Results of this assemblage are not consistent with field observations because of the high percentage of the Areaceae phytoliths and the low percentage of GSCP.

Sample (M10) is associated to a *Bambuseae* sp. forest from Kota Cina (**Fig. 6.4 C**). The assemblage contains similar amount of phytoliths from Areaceae, GSCP and woody dictotyledons (35, 33 and 27%) (**Fig. 6.4 A**). GSCP are dominated by rondel (13%) and saddle (11%) morphotypes and are potentially an indicator of bamboos. Musaceae phytoliths are also identified but does not exceed 3%. The D/P is low (0.5). These data reflect the sampled bamboo formation but also the surrounding vegetation of Kota Cina, which is composed by numerous palm trees and woody dicotyledons.

Sample (M16) originates from the tropical rain forest (1400 m altitude) from the Lake Toba area (**Fig. 6.4 B**). In this sample, phytoliths from woody dicotyledons and Poaceae are dominant (39% and 35%) (**Fig. 6.4 A**). Poaceae GSCP are dominated by lobate (17%) and rondel (13%) morphotypes. Areaceae phytoliths are less represented than in the coastal plain (22%) because of a more fresh climatic and the development of the agriculture favored by a rich and fertile volcanic soil. Marantaceae and Costaceae phytoliths are also observed but are low (2.5% and 1%). The low D/P index (0.6) is not consistent with the sampled habitat. However, the general approach have a more representation of the sampled habitat.

Sample (M17) was collected in the *Bambuseae* sp. forest (1400 m altitude) from the Lake Toba area (**Fig. 6.4 B**). This assemblage is dominated by Poaceae GSCP (65%). The most conspicuous feature is the high percentage (37%) of lobate morphotypes (**Fig. 6.4 A**) and the similar amount of rondel (13.5%) and saddle (10%) morphotypes that for the bamboo sample (M10) from Kota Cina (**Fig. 6.4 A**). Woody dicotyledon phytoliths are also present and reach 30% whereas Areaceae morphotypes are weakly represented (3%). Marantaceae phytoliths are identified but reach only 2% (**Fig. 6.4 A**). The D/P index is low (0.1) and suggests open vegetation while the sampled bamboo forest represents closed vegetation. Despite this result, the phytolith assemblage is consistent with the sampled habitat.

6.3.2. Modern assemblages from cultivated environments

Modern surface sampling achieved from cultivated environments in Kota Cina and in the Deli catchment suggests the following results.

Sample (M6) originates from a Musaceae plantation (*Musa* sp.) in Kota Cina (**Fig. 6.4 C**). Its phytolith assemblage contains 11% of Musaceae phytoliths whereas Arecaceae globular echinate are strongly represented (49%) (**Fig. 6.4 A**). The amount of Poaceae GSCP and woody dicotyledon morphotypes are similar (19% and 20 %). The D/P index is low (0.3) and testifies of open vegetation. These data are consistent with the modern vegetation although the frequency of *Musa* phytoliths seems relatively low. As stated by Denham *et al.* (2003), bananas produce relatively few phytoliths in its leaves and seeds compared to grasses. In their study of the Kuk swamp sequence (Papua New Guinea), *Musa* phytoliths reach very high frequencies, accounting for 9% of the phytolith sum (Denham *et al.*, 2003). Otherwise, the high percentage of Arecaceae phytoliths can be explained by the numerous palm trees present around the site of Kota Cina.

Sample (M12) is associated to a Rubber tree plantation (*Hevea brasiliensis*) to the south of the Medan city (**Fig. 6.4 B**). The assemblage is similar to this of sample (M12) from the tropical rain forest. Euphorbiaceae, such as *Hevea brasiliensis*, have often a common to abundant phytoliths production. They produce sclereids and polyhedral epidermal phytoliths (Piperno, 1988). Kealhofer & Piperno (1996) also identified globular phytoliths with irregular surface decoration in some genera of the Euphorbiaceae family from Southeast Asia. In our study, the modern assemblage of Rubber tree plantation is dominated by woody dicotyledon phytoliths that reach about 40 %, including 30% of globular morphotypes (**Fig. 6.4 A**). Poaceae GSCP are also represented (34%) because of the presence of a grass formation at the base of the Rubber trees. They are dominated by lobate morphotypes (19%). On the contrary, Arecaceae phytoliths are moderately represented (25%). The D/P index (0.7) suggests open environment. These data are consistent with the sampled plantation. The relatively high percentage of Poaceae corresponds to the grass layer of the plantation.

Samples (M13) and (M14) are from palm plantations, including an oil palm plantation (*Elaeis guineensis*) (M13) and a betel nut palm plantation (*Areca catechu*) (M14) in Tugu site (**Fig. 6.4 B**). The main feature is the high percentage of Arecaceae globular echinate (77% and 74%) (**Fig. 6.4 A**). Poaceae GSCP record variable percentages (5% to 19%), such as woody dictotyledons morphotypes (18% and 7%). The betel nut palm plantation constitutes a less

dense than this of the oil palm, as testified by the presence of a grass layer at the base of the betel nut palms. The D/P index is widely variable and reaches 1.4 for the oil palm plantation and only 0.2 for the betel nut palm plantation. These values do not correspond to the sampled environment. Nevertheless, phytolith assemblages are consistent with the sampled actual vegetation.

Sample (M4) originates from a cassava field (*Manihot esculenta*) to the north part of Kota Cina and sample (M8) from a sugar cane field (*Saccharum edule*) to the south part of the site (**Fig. 6.4 C**). Phytolith assemblages are almost similar. They are both dominated by Arecaceae phytoliths (51% and 49%) (**Fig. 6.4 A**). Woody dicotyledons are also present (28% and 30%) and dominated by globular morphotypes (23% and 18%). Kealhofer & Piperno (1996) have also identified the production of globular phytoliths in *Manihot esculenta* leaves in Southeast Asia. On the contrary, Poaceae GSCP are relatively low (16 and 18%) and mainly represented by lobate morphotypes (12% and 9%) that are especially produced in abundance in the *Saccharum* genera from the Panicoideae subfamily (Lu & Liu, 2006). Musaceae phytoliths are also represented and reach 3 to 4%. D/P indices are comprised between 1.2 (sample M4) and 0.9 (sample M8) and indicate closed formation. These results are not entirely consistent with the modern vegetation.

Sample (M11) corresponds to a maize field (*Zea mays*) to the south of Medan (**Fig. 6.4 B**). Sample (M9) was collected in a rice field (*Oryza* sp.) in Kota Cina (**Fig. 6.4 C**). Phytolith assemblages are almost the same. Arecaceae morphotypes (38% and 41%) and Poaceae GSCP (34% and 31%) are dominant (**Fig. 6.4 A**). Poaceae phytoliths are dominated by lobate and rondel morphotypes. These phytoliths have been identified in the maize (An *et al.*, 2015; Blinnikov *et al.*, 2013; Piperno, 2006, 2009; Yost & Blinnikov, 2011). Woody dicotyledon phytoliths are moderately represented (24-25%). Musaceae phytoliths are weakly represented (2-3%). Low D/P indices (0.4 and 0.2) suggest open vegetation. Phytolith assemblages are consistent with the sampled actual vegetation.

Sample (M15) is associated to a rice field (*Oryza* sp.) from Tugu site (**Fig. 6.4 B**). It is dominated by woody dicotyledon morphotypes (47%) and Arecaceae phytoliths (46%) (**Fig. 6.4 A**). Poaceae GSCP are weakly represented (6%) and includes only 1% of Ehrhartoideae phytoliths. Musaceae phytoliths are also present but low (1%). The D/P index is high (5.8) and indicates closed vegetation. The phytolith assemblage is not representative of the modern vegetation because of the weak percentage of Poaceae phytoliths and of lobate morphotype

usually produced in rice. The high amount of woody dicotyledon and Arecaceae phytoliths are also over-represented compared to the sampled habitat.

6.3.3. Fossil assemblages in Kota Cina

The fossil sampling performed in Kota Cina concerns three stratigraphic sequences (I, II, III) dated by radiocarbon dating between the beginning of the XIth century AD and the end of the XIth century AD (Chabot *et al.*, 2017). Phytoliths analysed in these sequences reveal different phytolith assemblages related to vegetation dynamics.

6.3.3.1. Excavation square KC22

To the north of Kota Cina, the stratigraphy sequence from the excavation square KC22 (area D) (Fig. 6.2) provides three main phytolith assemblages for the last 1000 years (Fig. 6.5 A).

Before the XIth century AD, sample (F9) from the sequence (I) of black volcanic sands is devoid of phytoliths (Fig. 6.5 A).

From the beginning of the XIth century AD to the end of the XIIIth century AD, samples (F8), (F7), (F6), (F5) and (F3) from the clayey sequence (II) and sandy silt sequence (III) do not show significant differences in the phytolith assemblages. Assemblages are rich in Arecaceae phytoliths (60 to 70%) (Fig. 6.5 A). Woody dicotyledon phytoliths are also present and reach 20 to 30%. They are dominated by globular morphotypes. Poaceae GSCP are weakly represented (about 9%) and no specific morphotype dominates. Finally, Cyperaceae and Musaceae morphotypes are also present but low (< 1%). The D/P indices show high values between 2.8 and 1. The abundance of Arecaceae phytoliths and the high D/P suggest closed vegetation (Fig. 6.4 A).

Sample (F4) from 66 cm depth differs from these data. Woody dicotyledon morphotypes are more high (50%) and Arecaceae more low (40%) (Fig. 6.5 A). Poaceae phytoliths are similar (about 9%). The D/P index is high (1.5). These differences are probably due to the gravelly sandy sedimentary nature of the sample (F4). A problem of preservation affects the phytolith contents. Only 142 diagnostic phytolith morphotypes were counted (Fig. 6.5 A).

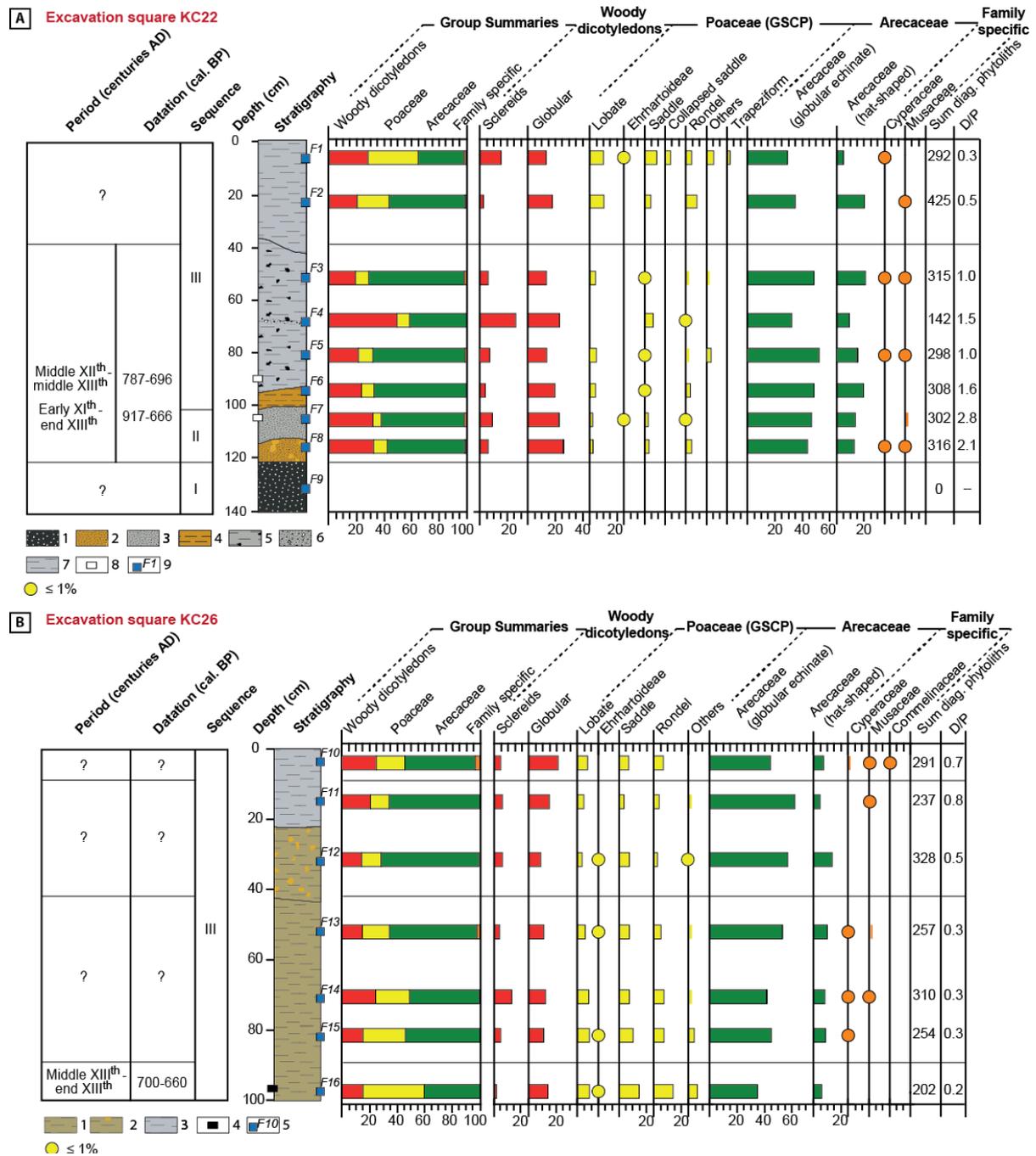


Figure 6.5 - Phytolith percentage diagram from the stratigraphic sequence of Kota Cina. (A) From the excavation square KC22. (B) From the excavation square KC26 (Realisation: Y. Chabot, 2017).

(A) From the excavation square KC22. 1. Black medium sand; 2. Ocher fine sand with concretions; 3. Grey fine sand; 4. Ocher fine sandy silt; 5. Grey fine sandy silt with black stains; 6. Grey coarse sand with gravel and black stains; 7. Grey fine sandy silt; 8. *In situ* Radiocarbon dating (in BP calibrated); 9. Sample number. (B) From the excavation square KC22. 1. Grey-beige/yellowish fine sandy silt; 2. Grey-beige/yellowish fine sandy silt with ocher oxidation stains and concretions; 3. Grey fine sandy silt; 4. Radiocarbon dating (in BP calibrated) correlated with the stratigraphy; 5. Sample number.

After the XIIIth century AD, samples (F2) and (F1) from the sequence (III) reveal a decrease of Arecaceae phytoliths compared to the preceding period (55% and 33%) (**Fig. 6.5 A**). On the contrary, Poaceae phytoliths increase (23 and 37%) and are more diversified. Lobate morphotypes dominate (around 10 %). The percentage of woody dicotyledon phytoliths is similar to this of the preceding period (20-30%). The low D/P values (0.5 to 0.3) indicate open vegetation.

6.3.3.2. Excavation square KC26

In the far south of Kota Cina, the stratigraphy sequence (III) from the excavation square KC26 (area G) (**Fig. 6.2**) provides four main phytolith assemblages during the last millennium AD (**Fig. 6.5 B**).

From the middle to the end of the XIIIth century AD, samples (F16) contain relatively high amounts of Poaceae GSCP (44% (**Fig. 6.5 B**)). They are dominated by saddle and rondel morphotypes (14 % each) and are potentially indicators of bamboos. Ehrhartoideae phytoliths are also represented but low (0.5%). Arecaceae phytoliths are high (40%) whereas woody dicotyledon morphotypes are weakly present (15%). The D/P index is low (0.2) and suggests open vegetation.

Probably still in the XIIIth century AD, the phytolith assemblages from samples (F15), (F14) and (F13) indicate a gradual closure of the vegetation (**Fig. 6.5 B**). Poaceae GSCP decrease from 31% to 24% whereas woody dicotyledon phytoliths increase from 15 to 24%, as well as Arecaceae morphotypes (50-53%) (**Fig. 6.5 B**). The frequency of each Poaceae phytolith morphotype is similar (7 to 9%). Ehrhartoideae phytoliths are observed but in low amount (0.8%) and only at 82 cm depth. The D/P values increase slightly (0.3) but still suggest an open vegetation.

In the following period (undated), samples (F12) and (F11) indicate that the gradual closure of the vegetation started in the preceding phase continues (**Fig. 6.5 B**). The amount of Poaceae phytoliths continues to decline from 20% to 13%. Arecaceae phytoliths are more numerous than in the preceding period and reach between 65 and 70%. Percentages of woody dicotyledons phytoliths do not show a significant difference compared to the two preceding phases (15 to 21%) and are dominated by the globular morphotypes (**Fig. 6.5 B**). Musaceae phytoliths are also present at 50 cm depth but weakly represented (2%), such as Cyperaceae morphotypes (1%). The D/P index increases progressively from 0.3 to 0.8 and indicates a progressive closure of the vegetation.

The last phytolith assemblage corresponds to sample (F10) and shows a new increase of grass phytoliths (21%). The percentage of the lobate, saddle and rondel morphotypes is similar (around 7 %) (**Fig. 6.5 B**). Woody dicotyledon phytoliths increase slightly and reach 25% although they stay relatively stable along the whole sequence, fluctuating between 25 and 15%. On the contrary, Arecaceae phytoliths decrease in this phase and reach 51% instead of the previous 60 to 70% (**Fig. 6.5 B**). They are again high and dominate the assemblage. Commelinaceae, Cyperaceae and Musaceae phytoliths are also present but weakly represented (1 to 2%). The D/P value is moderately high (0.7) and indicates a semi-open vegetation.

6.3.3.3. The auger hole KC33-S1

To the south of Kota Cina, the stratigraphy sequence from the auger hole KC33-S1 (area F) (**Fig. 6.2**) provides three main phytolith assemblages for the last 1000 years AD (**Fig. 6.6**).

Before the XIth century AD, sample (26) from the sequence (I) of black volcanic sands is devoid of phytoliths (**Fig. 6.6**).

From the beginning of the XIth century AD to the beginning of the XIIIth century AD, samples (F25), (F24) and (F23) from the sequence (II) and (III) do not show major differences in the phytolith assemblages (**Fig. 6.6**). The most conspicuous feature of these samples is the high percentage woody dicotyledons phytoliths (64 to 92%), including 34 to 77% of sclereid morphotypes. Arecaceae phytoliths are weakly to moderately represented and fluctuate from 5 to 27%. Poaceae phytoliths are scarce (1.5 to 7%) and dominated by saddle morphotypes. Marantaceae and Costaceae phytoliths are also identified but unusual (around 1%) and only present in the sequence (II) (**Fig. 6.6**). From the abundance of woody dicotyledon phytoliths and the high D/P values (3.7 to 9.7), closed vegetation can be inferred for this period in the area F.

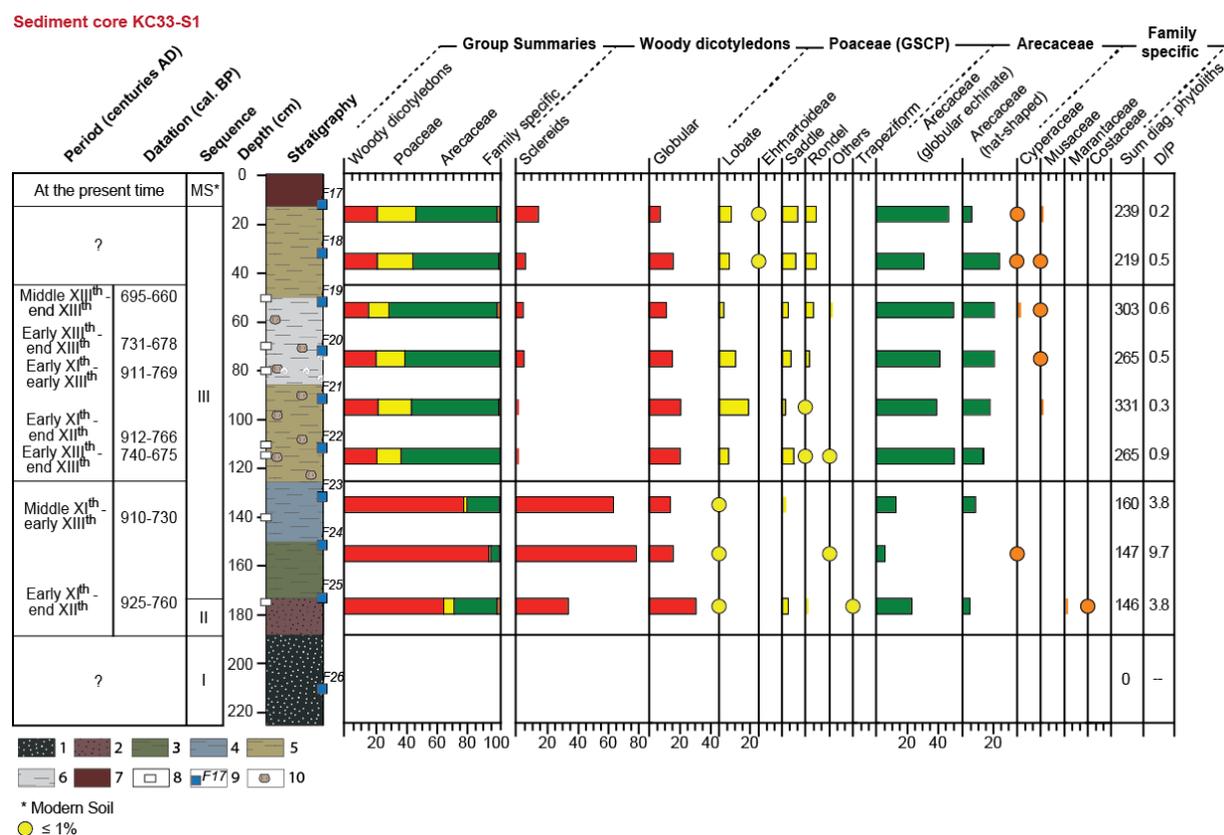


Figure 6.6 - Phytolith percentage diagram from the stratigraphic sequence of Kota Cina from the auger hole KC33-S1 (Realisation: Y. Chabot, 2017).

1. Black medium sand; 2. Brown medium sand; 3. Greyish/greenish fine sandy silt; 4. Greyish/bluish fine sandy silt; 5. Grey-beige/yellowish fine sandy silt; 6. Grey fine sandy silt; 7. Dark brown fine sandy silt (modern soil); 8. *In situ* Radiocarbon dating (in BP calibrated); 9. Sample number; 10. Archaeological artefact.

During the XIIIth century AD, samples (F22), (F21), (F20) and (F19) from the sequence (III) indicate a more open vegetation than in the preceding period (**Fig. 6.6**). This openness is testified by the important decline of the woody dicotyledon phytoliths (15 to 22%) and especially of the sclereid morphotypes (1 to 5 % versus 35 to 77% previously). On the contrary, Poaceae phytoliths increase (13 to 21% instead 1.5 to 7% previously) (**Fig. 6.6**). They are dominated by lobate morphotypes. Areaceae phytoliths also increase and reach 55 to 70%. Cyperaceae phytoliths are also identified but only in the last sample (F19) and reach only 2%. Musaceae phytoliths appear also but in low amount (0.3 to 1%). The D/P indices are lower than 1 (0.3 to 0.9) and suggest open vegetation.

After the XIIIth century AD, samples (F18) and (F17) from the sequence (III) indicate that the vegetation continues to open (**Fig. 6.6**). Poaceae phytoliths continue to increase and reach 23 to 25% versus 13 to 20% for the preceding period. They are dominated by the saddle

morphotypes (9-10%) (**Fig. 6.6**). On the contrary, Arecaceae phytoliths decrease (52 to 54% instead of 55 to 70% previously). Woody dicotyledon phytoliths are relatively stable compared to the preceding period and reach 21% on average. Cyperaceae and Musaceae phytoliths are also identified but weakly represented (around 1%). The D/P indices decrease and are low (0.5 to 0.2), suggesting open vegetation.

6.4. Discussion

6.4.1. Contribution of the modern approach

Analysis of the modern surface samples can be discussed with regards to vegetation interpretation and reconstruction. Five findings can be raised.

First, some modern surface samples provide phytolith signals for some vegetation types. It is the case, for example, for samples (M10) and (M11) from bamboo forest (**Fig. 6.4 A**). The assemblages of these samples are dominated by Poaceae GSCP and composed of the same amount of saddle and rondel morphotypes (**Fig. 6.4 A**). These morphotypes can be potentially an indicator of bamboo formations in Sumatra.

The second finding concerns the representativeness of Arecaceae phytoliths. In Sumatra, especially in the coastal plain, palms are dominant the landscape and are often cultivated. They produce large quantities of phytoliths (Benvenuto *et al.*, 2015; Delhon & Orliac, 2008; Kealhofer & Piperno, 1998; Piperno, 1988, 2006). In many modern phytolith assemblages of this study, the high amount of Arecaceae morphotypes probably disturbs the recording of the actual vegetation spectrum. In samples from Rubber tree plantation (M12) and rain forest (M16), Arecaceae phytoliths represent a quarter of the assemblages whereas palm trees are sparse in these two habitats (**Fig. 6.4 A**). Similar findings are made from samples from *Imperata cylindrical* (M7), Cassava field (4) and Sugar Cane field (M8) from Kota Cina site. Phytolith assemblages of these samples have a percentage of palm morphotypes high and similar (50%) whereas Poaceae phytoliths appear moderately represented (15 to 20%) (**Fig. 6.4 A**). Phytolith assemblage of Mimosaceae sample (M5) is also disturbed by high amount of Arecaceae morphotypes (42%) whereas in this formation palms are absent. These results can raise a third finding that concerns the taphonomy of phytoliths.

The phytolith taphonomy is a major question in this study especially because of the increased anthropisation of the environment. Analysis of some modern samples reveals that some phytolith assemblages are not consistent with the sampled actual vegetation. In Kota Cina,

this finding is illustrated by samples from *Imperata cylindrical* (M7), Cassava field (4) and Sugar Cane field (M8). Phytolith assemblages of these samples are similar and dominated at 50% by Arecaceae morphotypes whereas Poaceae phytoliths only reach 16 to 18% (**Fig. 6.4 A**). Sample from Mimosaceae (M5) is also not entirely consistent with sampled actual vegetation and is composed of high amount of Arecaceae phytoliths (42%), such as sample (M3) from mixed formation of back mangrove, which is dominated by Arecaceae phytoliths (71%) (**Fig. 6.4 A**). These results can be explained by the increase of population in Kota Cina during the last decades. The still-rural environment of 1970 has given way to a suburban environment, characterised by cultivated fields in a first time, replaced by an increasing number of houses in a second time (Perret *et al.*, 2013). Satellite images testify of these changes and show that the site was densely covered especially by palm trees until 2009 (**Fig. 6.7 A**). These rapid environmental evolutions due to human activities may disturb the phytolith recording of some modern vegetation samples by the recording of former vegetation (**Fig. 6.4 A**). Similar findings are also valid for Tugu site as testify by the sample from rice field (M15) which is dominated by woody dicotyledons and Arecaceae morphotypes (94%). This phytolith assemblage is similar to the sample from the Mimosaceae formation in Kota Cina (**Fig. 6.4**). Tugu site was strongly transformed from 2009 by human activities as indicated by satellite images (**Fig. 6.7 B**). These anthropogenic disturbances have impacted the phytolith record of the rice sample (M15) that reflects an ancient closed tree formation.

A fourth finding can be made and concerns the dissociation from an anthropogenic plantation from a “natural” forest habitat. Analysis of modern samples from Rubber tree plantation (M12) and rain forest (M16) show that their phytolith assemblages are similar and dominated by woody dicotyledons (40%) and Poaceae morphotypes (30-35%) (**Fig. 6.4 A**). These results suggest that it is not possible to dissociate an anthropogenic plantation from a “natural” forest habitat. *Nypa* palm mangrove samples (M1) and (M2) provide similar finding vs palm plantations from samples (M13) and (M14) (**Fig. 6.4 A**). In these samples, Arecaceae phytoliths are over-represented and similar (75 to 80 %). This shows that it is not possible to associate an Arecaceae morphotype to a specific palm tree, whether cultivated or not.

The last finding is associated to the D/P index. This index is a good tool for characterizing the openness and closing the vegetation cover. However, it cannot be applied for all vegetation types and all environments contexts such as demonstrated by Strömberg (2002, 2004). In our study, the high frequency of Arecaceae phytoliths and the over-anthropised environment can distort the value of the D/P index of some modern phytolith assemblages that are not

consistent with the sampled actual vegetation. The D/P index does not seem adapted to our study environment.

To sum up, the modern approach does not always match due to the dominance of the *Arecaceae* in the landscape and the over-anthropisation of the environment. It appears that samples (M3), (M7), (M4), (M8) and (M15) (**Fig. 6.4 A**) are not exploitable for the interpretation of paleovegetation at Kota Cina. Others samples as (M5) or (M10) are exploitable but do not reflect entirely their actual habitat.

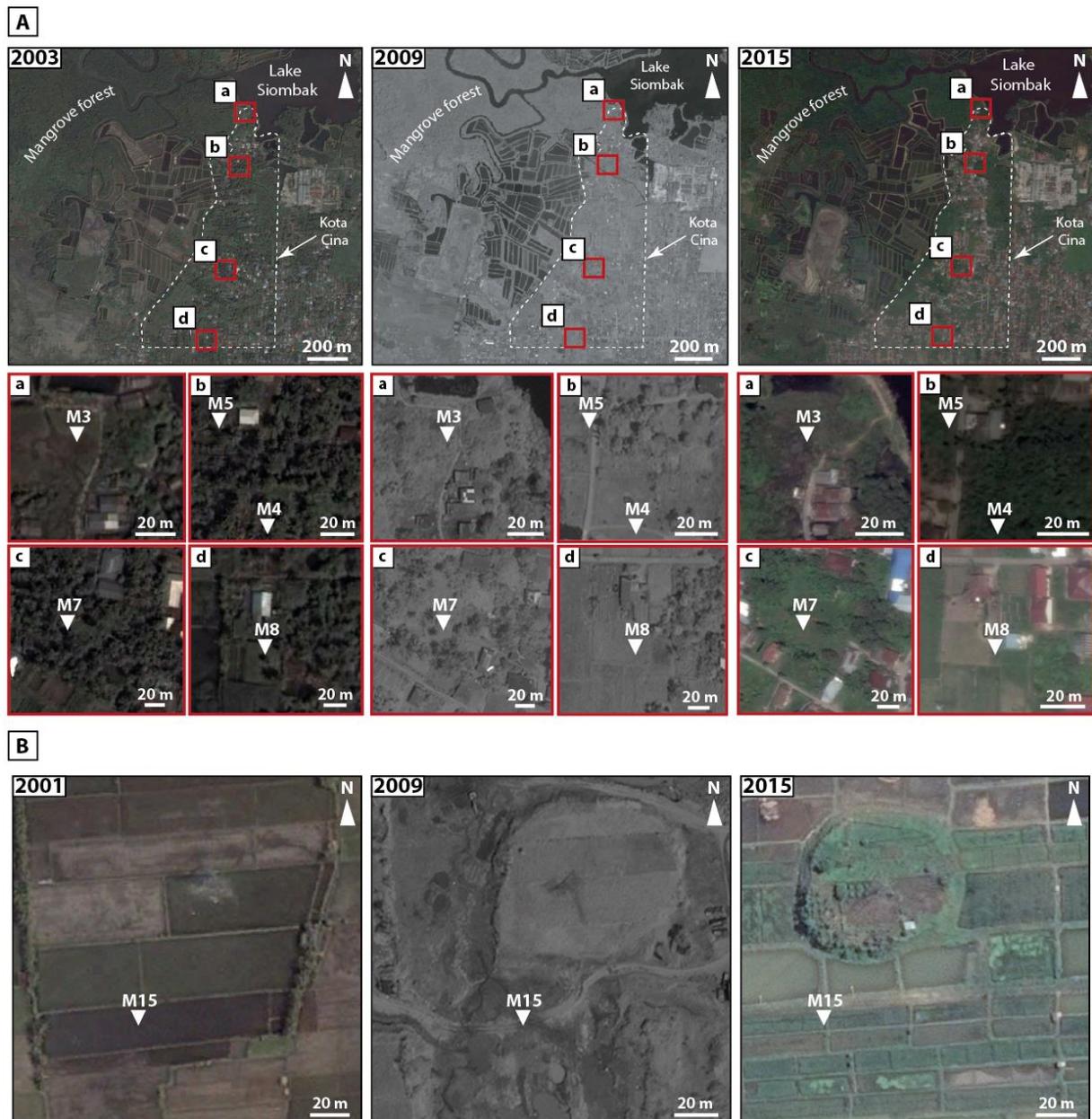


Figure 6.7 - Satellite images illustrating the environmental changes due to the anthropisation and having disturbed the vegetation recording of modern samples (M3), (M4), (M5), (M7), (M8) and (M15). (A) At Kota Cina between 2003 and 2014. (B) At Tugu between 2001 and 2015. (Source: Google Earth).

6.4.2. Vegetation dynamics in Kota Cina from the beginning of the XIth century AD to nowadays

The sequence of Kota Cina records vegetation evolutions, especially between the north and the south, combined to evidence of environmental changes and human occupations. Four main steps can be discriminated (**Fig. 6.8**).

Before the XIth century AD and the first human settlements, Kota Cina is probably close to the coastline. The site is characterised by a volcano-sedimentary sequence of black volcanic sands and volcanogenic boulders gravels (sequence I) due to a widespread fluvial reworking (Chabot *et al.*, 2017). This sequence is devoid of phytolith (**Fig. 6.8 A**). This can probably be explained by the large reworked of the volcanic deposits.

During the XIth century AD, Kota Cina is established in an estuarine swamp wetland crossed by numerous channels and connected to the coastline (clayey sequence II) (Chabot *et al.*, 2017). In the south part of the site (area F) (**Fig. 6.2**), sample (F25) (**Fig. 6.6**) is rich in sclereid phytoliths and probably associated to a dense woody vegetation (**Fig. 6.8 B**). In the north part (area D) (**Fig. 6.2**), samples (F8) and (F7) (**Fig. 6.5 A**) testify of a high percentage of globular echinate morphotypes from *Arecaceae*. The abundance of palm phytoliths (up to 70 %) could suggest a *Nypa* palm mangrove (**Fig. 6.8 B**) compared to the phytolith assemblages of the modern surface samples from *Nypa* palms (M1) and (M2) where *Arecaceae* phytoliths reach 76% in average (**Fig. 6.4 A**). Our interpretation can be confirmed by the discovery of wood remains of *Xylocarpus* (*Meliaceae*) in the sequence (II) from the area D (at 130 m to the north-east from the KC22) (**Fig. 6.2**) (Chabot *et al.*, 2017). *Xylocarpus* grows along the banks of tidal channels in mangrove swamp environments of estuarine land (Sosef *et al.*, 1998). The mollusc shells from the mangrove estuarine (*Anadara granosa*, *Geloina expansa* and *Corbicula* sp.) (Chabot *et al.*, 2013) associated to wood remains can also indicate the presence of an estuarine swampy mangrove forest during the XIth century AD in the north part of Kota Cina. Miksic (1979) already suggested the presence of a mangrove forest at this period but did not provide evidence. First archaeological remains are also found in the sequence II in the north part of the site, especially in areas A and H (**Fig. 6.2**). They correspond to wood structures adapted to wetland environment, as poles (probably stilts) (Perret *et al.*, 2016). At this period, the north part of the site is more marshy than the south (Chabot *et al.*, 2017).

Between the XIIth and the XIIIth centuries AD, the estuarine environment of Kota Cina gradually silting by sandy silt deposits (sequence III) (Chabot *et al.*, 2017).

In the south part of the site (area F) (**Fig. 6.2**), samples (F24) and (F23) (**Fig. 6.6**) do not show any significant changes in vegetation compared to the XIth century AD. The sclereid phytoliths are still over-represented and indicate dense woody vegetation (**Fig. 6.7 C**). Then, phytoliths from samples (F22), (F21), (F20) and (F19), indicate major changes. The vegetation opens up and becomes more diversified. Cultivated plants appear (**Fig. 6.8 C**). Woody dicotyledon phytoliths strongly decline while the Poaceae morphotypes increase and those from the Arecaceae become dominant. Musaceae phytoliths appear but are weakly represented (0.3 to 1%) (**Fig. 6.6**). By comparison, phytolith assemblages of this period are similar to those from KC26, located between 50 and 15 cm depth and also dated of the same period (**Fig. 6.5 B**). This openness of the vegetation is contemporaneous of the first human settlements of the site and associate shell midden, earthenware, stoneware and porcelain (Perret *et al.*, 2016). This south area seems to have been an important focus of human occupation (Perret *et al.*, 2016).

More southern (area G) (**Fig. 6.2**), sample (F16) (**Fig. 6.5 B**) suggests an even more open vegetation during the middle of the XIIIth to the end of the XIIIth century AD (**Fig. 6.8 C**). This open environment is indicated by a high percentage of Poaceae GSCP, especially saddle and rondel morphotypes, which potentially indicate the presence of a bamboo formation compared to modern surface samples from bamboo forest from Kota Cina (M10) (**Fig. 6.5 B and 6.4 A**). A high amount of palm phytolith is associated to these Poaceae morphotypes (**Fig. 6.5 B**). Ehrhartoideae phytoliths are also present but low. This openness of the vegetation can be correlated to the presence of an occupation floor between 85 and 110 cm deep excavated in KC18, less than 20 m of the KC26 (Perret *et al.*, 2016).

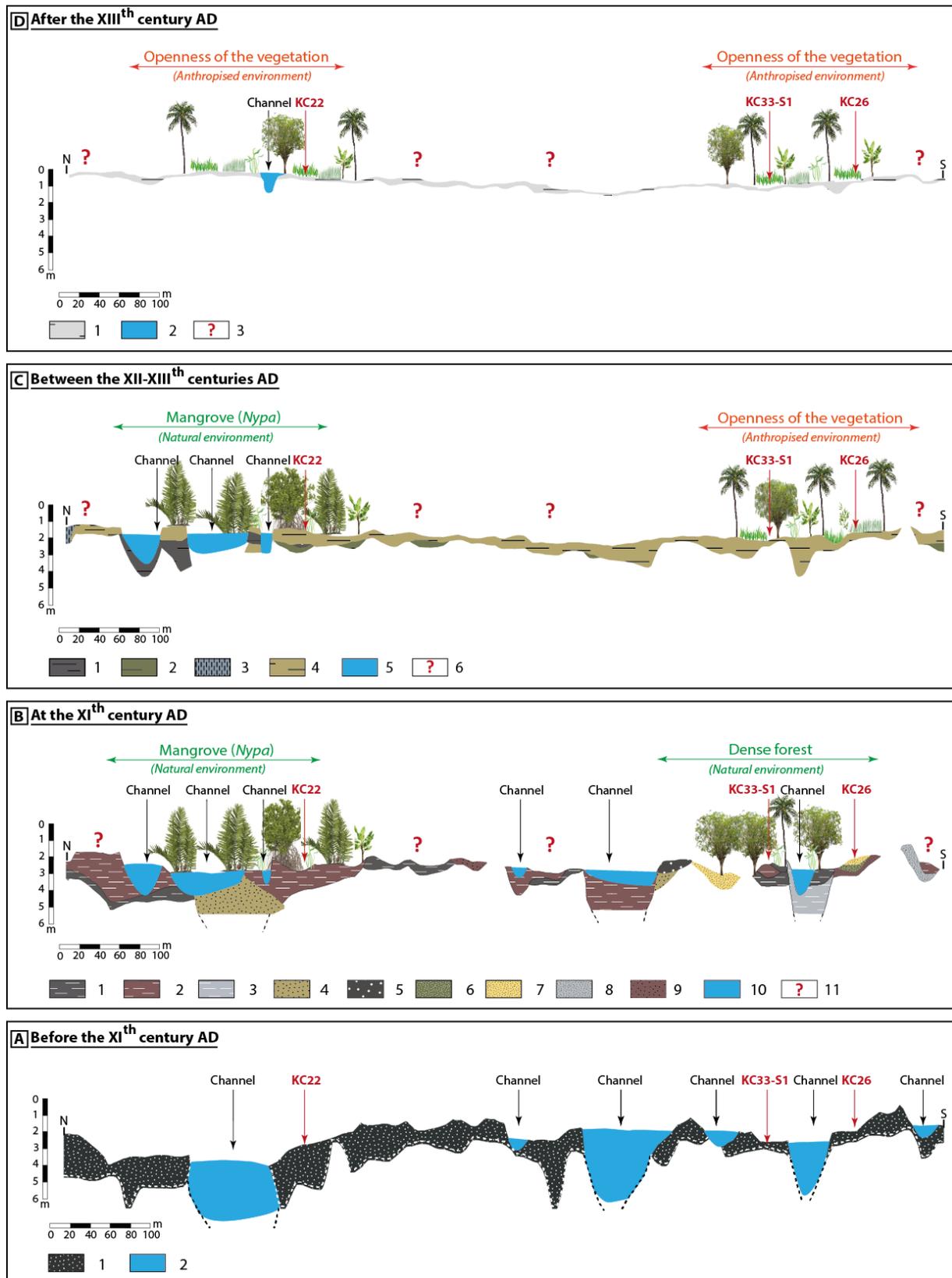


Figure 6.8 - Reconstruction of the vegetation changes in Kota Cina from the beginning of the last millenium AD to nowadays. (A) Before the XIth century AD. (B) At the XIth century AD. (C) Between the XII-XIIIth centuries. (D) After the XIIIth century AD. (Realisation: Y. Chabot, 2017).

(A) Before the XIth century AD. 1. Black medium sand; 2. Channel. (B) At the XIth century AD. 1. Grey/black clay; 2. Dark brown clay; 3. Grey clay; 4. Yellow/brown medium sand; 5. Brown/black coarse sand; 6. Green/grey fine sand; 7. Yellow fine sand; 8. Greyish/greenish fine sand; 9. Brown medium sand; 10. Channel; 11. Unknown past vegetation. (C). Between the XII-XIIth centuries AD. 1. Grey/black fine sandy silt; 2. Greyish/greenish fine sandy silt; 3. Greyish/bluish fine sandy silt; 4. Grey-beige/yellowish fine sandy silt; 5. Channel; 6. Unknown past vegetation. (D) After the XIIIth century AD. 1. Grey fine sandy silt; 2. Channel; 3. Unknown past vegetation.

Then, phytoliths from samples (F15), (F14) and (F13) indicate open vegetation which gradually to close. Poaceae GSCP decline progressively whereas Arecaceae morphotypes increase. Musaceae and Ehrhartoideae phytoliths are present but low (**Fig. 6.5 B**). This progressively closure of the vegetation can be correlated to the low densities of archaeological remains. Archaeologists suggest that this area is a marginal occupation zone, probably located near the southern boundary of the site of Kota Cina (Perret *et al.*, 2016).

To the north (area D) (**Fig. 6.2**), samples (F6), (F5) and (F4) (**Fig. 6.5 A**), provide closed vegetation similar to the XIth century AD (**Fig. 6.8 C**). Arecaceae phytoliths are still over-represented (up to 70%) and comparable to modern surface phytolith assemblages from *Nypa* palm mangrove (samples M1 and M2) (**Fig. 6.4 A**). This swampy palm mangrove habitat can be correlated to the archaeological and geomorphological data. Archaeological remains from the north area (especially A and H), located at few meters of KC22 (area D) (**Fig. 6.2**), revealed wood structures adapted to a swampy wetland (components of boats associated to mooring poles, pontoon, poles...) (Perret *et al.*, 2013, 2016) and mollusc shells concentrations from the mangrove estuarine (*Anadara granosa*, *Geloina expansa* and *Corbicula* sp.) (Chabot *et al.*, 2013). Geomorphological data suggest wetland environment characterised by sandy silt deposits (Chabot *et al.*, 2017). This swampy estuarine environment is favourable for the *Nypa* palm mangrove development (Wyatt-Smith, 1963).

After the XIIIth century AD, the silting up of the estuarine environment of Kota Cina continues. The site is progressively isolated from waterways and abandoned at the beginning of the XIVth century AD. (Perret *et al.*, 2013).

In the south part of the site (area F) (**Fig. 6.2**), samples (F18) and (F17) (**Fig. 6.6**) suggest that the openness of the vegetation started between the XIIth-XIIIth centuries AD continues (**Fig. 6.8 D**). Poaceae phytoliths continue to increase and are dominated by saddle morphotypes, whereas Arecaceae decline (**Fig. 6.6**). Phytoliths of cultivated plants as banana tree appear but are low, such as those from Ehrhartoideae which appear for the first time in this area. Finally,

the presence of Cyperaceae phytoliths can suggest a still wet environment in this area after the XIIIth century AD. Phytolith assemblages from samples (F18) and (F17) (**Fig. 6.6**) are similar to those from KC22 and KC26 for the same period (**Fig. 6.5**).

The openness of the vegetation in the area F is also observed in the area G (KC26) (**Fig. 6.2**) as testified by samples (F12), (F11) and (F10) but is less important (**Fig. 6.8 D**).

To the north (area D) (**Fig. 6.2**), samples (F1) and (F2) (**Fig. 6.5 A**) records also an openness of the vegetation, for the first time (**Fig. 6.8 D**). In this area, the percentage of Poaceae GSCP increase rapidly. Poaceae morphotypes become also progressively more diversified (**Fig. 6.5 A**). On the contrary, the Arecaceae phytoliths that dominated still so far decline rapidly.

In sum, for the period after the XIIIth century AD, phytolith assemblages from the last 20 to 30 cm from the sequence III to the north and south of Kota Cina are similar (**Fig. 6.5 and 6.6**). They can be compared to assemblages from modern surface samples (M11) and (M9) from cultivated environments at Kota Cina (**Fig. 6.4 A**). The widespread openness of the vegetation after the abandonment of Kota Cina site could be explained by the human clearings that occur by the second part of the second millennium AD and especially during the development of the European colonial plantations in the XIXth century AD (Perret, 1994). These human activities are favoured by a geomorphological context more adapted than during to the first half of the last millennium AD. The environment is more terrestrial because of the silted of the coastal plain of the Deli River.

Conclusion

The phytolith analysis of Kota Cina coupled with geomorphological and archaeological studies constitutes a new data to reconstruct the environmental changes of the site during the historical time. In this study, phytoliths constitutes a good tool to reconstruct the vegetation but presents also some limits.

The modern approach provides phytolith signals for some vegetation types and shows that the dissociation between the anthropogenic plantation and the “natural” forest is not possible. On the contrary, the high presence of Arecaceae and the over-anthropised environment can limited the significant of the approach and provide wrong results. These findings constitute a contribution to the phytolith research and have to be considered in the interpretation and reconstruction of vegetation dynamics of the Kota Cina site where four steps changes are recording during the last 1000 years.

Before the XIth century AD and the first human settlement, the volcano-sedimentary sequence of the site is devoid of phytoliths. At the XIth century AD, the estuarine environment of Kota Cina is covered by a dense forest to the south and a palm mangrove to the north. The openness of the vegetation through the increase of the percentage of GSCP begins between the XIIth and the XIIIth centuries AD in the south part of the site with the first human settlements and the siltation of the estuarine environment. First cultivated plants appear also at this period in this area but are little developed. To the north, the vegetation is similar to the XIth century AD. After the XIIIth century AD and the abandonment of the site, the openness of the vegetation continues and becomes widespread. It could be resulted to the major human clearings due to the development of the colonial plantations from the XIXth century AD in a more terrestrial geomorphological context.

Acknowledgements

This study is a contribution to archaeological research program “Le site d’habitat ancien de Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie)” conducted by the National Center for Archaeological Research of Indonesia and “l’Ecole Française d’Extrême-Orient” in Indonesia. We thank its directors Daniel Perret and Heddy Surachman for their scientific and logistical support. We are grateful to Pierre Lozouet (MNHN, Paris, France) and Patrick Langbour (CIRAD, Montpellier, France) for the identification of shells and woods. Finally, we thank Julie Dabrowski (LGP, Paris, France) for language editing and Nicole Limondin-Lozouet and Yann Le Drezen (LGP, Paris, France) for their proofreading.

Funding

This work was supported by the University Paris 1 Panthéon-Sorbonne and the LabEx DynamiTe (ANR-11-LABX-0046), as part of the “Investissements d’Avenir” program.

Troisième partie

**DYNAMIQUES GEOMORPHOLOGIQUES
DE LA VALLEE DE DELI ET
RECONSTITUTIONS
PALEOENVIRONNEMENTALES DU SITE
DE KOTA CINA**

Chapitre 7 - UN REMPLISSAGE VOLCANIQUE PLEISTOCENE

Introduction

L'étude géomorphologique réalisée dans la vallée de Deli a permis de mettre en lumière des variations environnementales et de reconstituer l'évolution du système fluvial de la moyenne et de la basse vallée. Les résultats géomorphologiques obtenus à partir de l'acquisition des archives volcano-sédimentaires ainsi que des mesures et des observations contemporaines menées sur plusieurs sites de la moyenne et de la basse vallée de Deli ont permis de mettre en évidence le rôle du volcanisme comme variable majeure de contrôle dans la transformation des conditions environnementales à l'origine de la modification du système fluvial et de la physionomie de la vallée au cours du Pléistocène récent.

L'histoire volcanique de la vallée se caractérise notamment par la dernière éruption du volcan Toba il y a 74 ka BP (Chesner & Rose, 1991 ; Chesner, 2012) ainsi que par l'activité de certains volcans adjacents au Toba comme le volcan Sibayak dont l'édifice constitue l'amont du bassin versant de Deli. L'arrière-pays de la plaine côtière de Medan est formé en grande partie de matériaux rocheux issus des éruptions de ces deux volcans que sont les ignimbrites de tufs rhyolitiques du Toba ainsi que les coulées lahariques et d'avalanches de débris volcaniques dacitiques et andésitiques du Sibayak (Verstappen, 1973). L'activité volcanique de ces deux volcans et plus particulièrement celle du Toba a engendré de profonds bouleversements dans le paysage de la vallée de Deli et le fonctionnement du système fluvial dont les archives volcaniques constituent aujourd'hui un témoignage précieux de l'histoire paléoenvironnementale pléistocène de la vallée.

Dans ce chapitre nous discuterons de ces dépôts volcaniques et de leur dynamique de mise en place d'abord au sein de la moyenne vallée, puis dans la basse vallée, afin de comprendre leur impact en termes de métamorphose du système fluvial de Deli et de l'évolution géomorphologique de la vallée au court du Pléistocène récent.

7.1. Le remplissage volcanique de la moyenne vallée

La moyenne vallée de Deli représente un secteur privilégié dans l'étude géomorphologique des archives volcaniques en raison de sa proximité avec la chaîne volcanique des Barisan, de sa structure géologique et des affleurements disponibles. Les investigations géomorphologiques qui y ont été conduites (**cf. chapitre 4, partie 2**) ont permis de constater que la base de la séquence stratigraphique est caractérisée par d'épais dépôts pyroclastiques dont les archives bien conservées ont été identifiées et étudiées sur les sites S4, S3 et Tugu. L'étude géomorphologique de ces dépôts permet de proposer une reconstitution de l'évolution du système fluvial de Deli (**Fig.7.1, 7.3 et 7.4**). Le cadre chronologique de cette reconstitution reste toutefois assez mal défini en raison d'un manque de datation pour cette portion de la vallée.

7.1.1. Les tufs volcaniques du Toba

Les dépôts volcaniques basaux observés sur les sites S3 et Tugu ont une texture homogène de nature sableuse enrichie en limons et contenant des gravillons anguleux millimétriques et centimétriques. Les dépôts sont mal triés, indurés, poreux et d'aspect ponceux. Ils sont de couleur grisâtre/bleuâtre. Leur organisation structurale est massive et ne présente aucune stratification. Leur puissance atteint environ 2 m.

Dans la littérature, la moyenne vallée de Deli et notamment les secteurs situés au niveau des sites S3 et Tugu se caractérisent par des dépôts pyroclastiques ponceux dacitiques à andésitiques du Plio-pléistocène (unité Mentar) issus du volcan Takur-Takur situé à quelques kilomètres à l'ouest du volcan Sibayak (Cameron *et al.*, 1982 ; Rock *et al.*, 1982). Ces dépôts sont recouverts par les tufs pléistocènes du Toba (Cameron *et al.*, 1982).

Les tufs du Toba se composent de sables volcaniques, de ponces et de cendres partiellement soudés et remaniés contenant parfois des clastes volcaniques centimétriques (3 à 5 cm) (Cameron *et al.*, 1982). Ils ont fait l'objet de descriptions au XX^{ème} siècle (Volz, 1909 ; Klein, 1917 ; Druif, 1932, 1934, in Westerveld, 1947 ; Van Bemmelen, 1949 ; Westerveld, 1947 ; Verstappen, 1973 ; Chesner & Rose, 1991). Du point de vue de leur organisation structurale les tufs du Toba ne présentent pas de stratification mais forment des lits horizontaux massifs (Volz, 1909, in Westerveld, 1947). Ils développent des structures verticales indurées en colonnes jointives (Volz, 1909, Druif, 1932 in Westerveld, 1947 ; Westerveld, 1947 ; Van Bemmelen, 1949 ; Cameron *et al.*, 1982) sous l'effet de l'érosion hydrique.

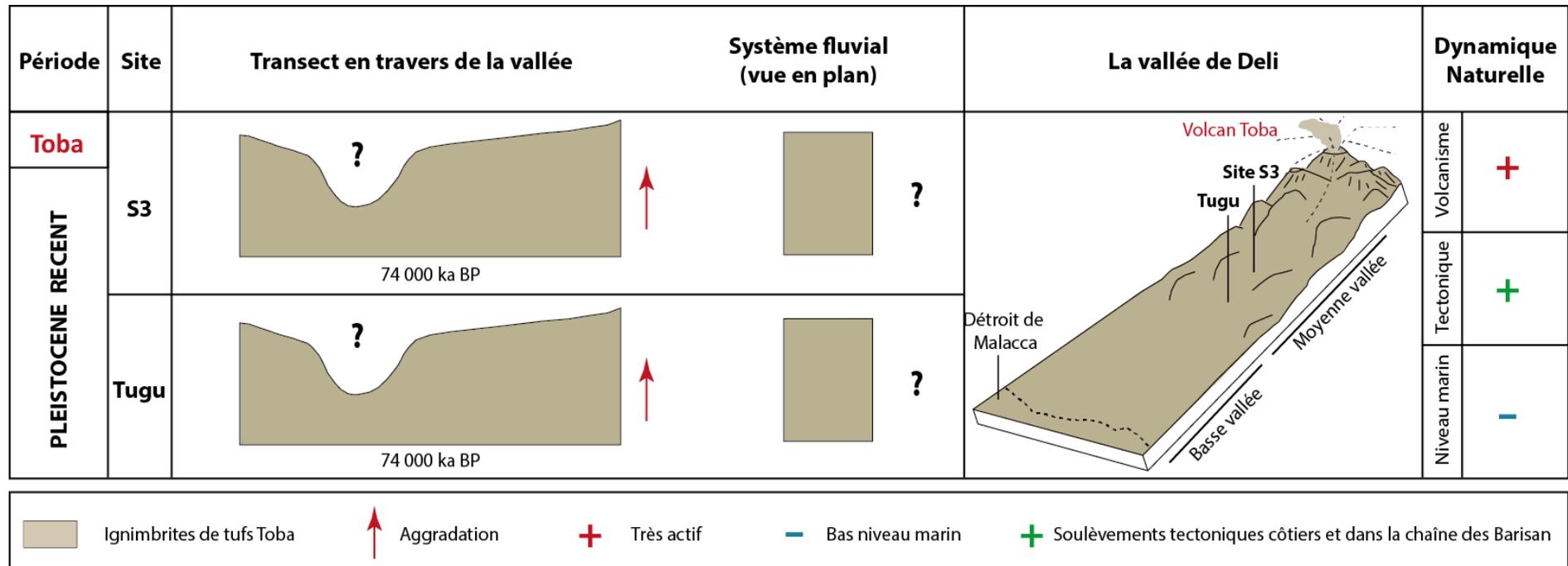


Figure 7.1 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur les sites S3 et Tugu, et de la vallée, il y a 74 ka BP, suite à l'éruption du volcan Toba

(Réalisation : Y. Chabot, 2017).

L'eau est également responsable de leur degré d'induration notamment à partir d'une certaine profondeur (Volz, 1909, in Westverld, 1947). Elle permet de former d'épaisses ignimbrites (Westverld, 1947 ; Verstappen, 1973).

Les tufs Toba sont issus des différentes éruptions quaternaires du volcan dont l'édifice se situe dans la chaîne volcanique des Barisan dans la province de Sumatra Nord (**Fig. 7.2 A**) (Chesner & Rose, 1991 ; Chesner, 2012). Cet arc volcanique actif qui court tout le long de Sumatra Est est le résultat de la subduction de la plaque indienne et australienne sous la plaque continentale eurasiennne (Sundaland) qui s'effectue à un rythme compris entre 5,2 et 5,8 cm/an (Prawirodirdjo *et al.*, 1997). Au total, depuis 1,2 Ma d'années l'activité volcanique du Toba s'est manifestée par 4 grandes éruptions (il y a 1,2 Ma BP, 840 ka BP, 501 ka BP et 74 ka BP) (Chesner & Rose, 1991). Ces différentes éruptions ont émis 3400 km³ de magma et de retombées aériennes de tufs cendreux (Chesner & Rose 1991 ; Chesner *et al.*, 1991). La dernière éruption, la plus importante des quatre, a émis 2800 km³ de magma rhyolitique (**Fig. 7.2 B et C**) (Rose & Chesner, 1987) ce qui en fait la plus grande éruption à l'échelle mondiale au cours du Quaternaire (Rose & Chesner, 1987, 1990 ; Chesner *et al.*, 1991). Cette éruption a provoqué une vaste structure d'effondrement (la caldeira du Toba) (Van Bemmelen, 1949 ; Rose & Chesner, 1987 ; Chesner, 1998) et le dépôt d'épaisses séquences d'ignimbrites couvrant jusqu'à 30 000 km² (**Fig. 7.2 D**) (Van Bemmelen, 1949 ; Aldiss & Ghazali, 1984 ; Chesner, 2012) ce qui équivaut à près de la moitié de la superficie de la province de Sumatra Nord. Dans la région les épandages de ces ignimbrites ont recouvert les montagnes et ennoyé les reliefs. Seuls les sommets dépassaient de la couverture de tufs. Les vallées environnantes ont quant à elles été totalement ensevelies (Verstappen, 1973). Les épandages se sont faits de part et d'autre de la caldeira du volcan et ont atteint l'Océan Indien à l'ouest et le Détroit de Malacca à l'est (**Fig. 7.2 D**) (Westerveld, 1947, 1953 ; Verstappen, 1973 ; Chesner, 2012). Les retombées volcaniques de l'éruption ont même très largement dépassé les frontières de l'île de Sumatra (Rose & Chesner, 1987) puisque des dépôts de cendres ont été retrouvés à l'ouest, en Inde et dans la Mer d'Arabie (Ninkovich *et al.*, 1978 a et b ; Ninkovich, 1979 ; Schulz *et al.*, 1998 ; Pattan *et al.*, 1999 , 2001 ; Gasparotto *et al.*, 2000) et à l'est, dans la Mer de Chine méridionale et sur la Péninsule Malaise (Ninkovich *et al.*, 1978 a et b ; Ninkovich, 1979 ; Bühring *et al.*, 2000 ; Song *et al.*, 2000 ; Liang *et al.*, 2001) témoignant de l'ampleur du cataclysme.

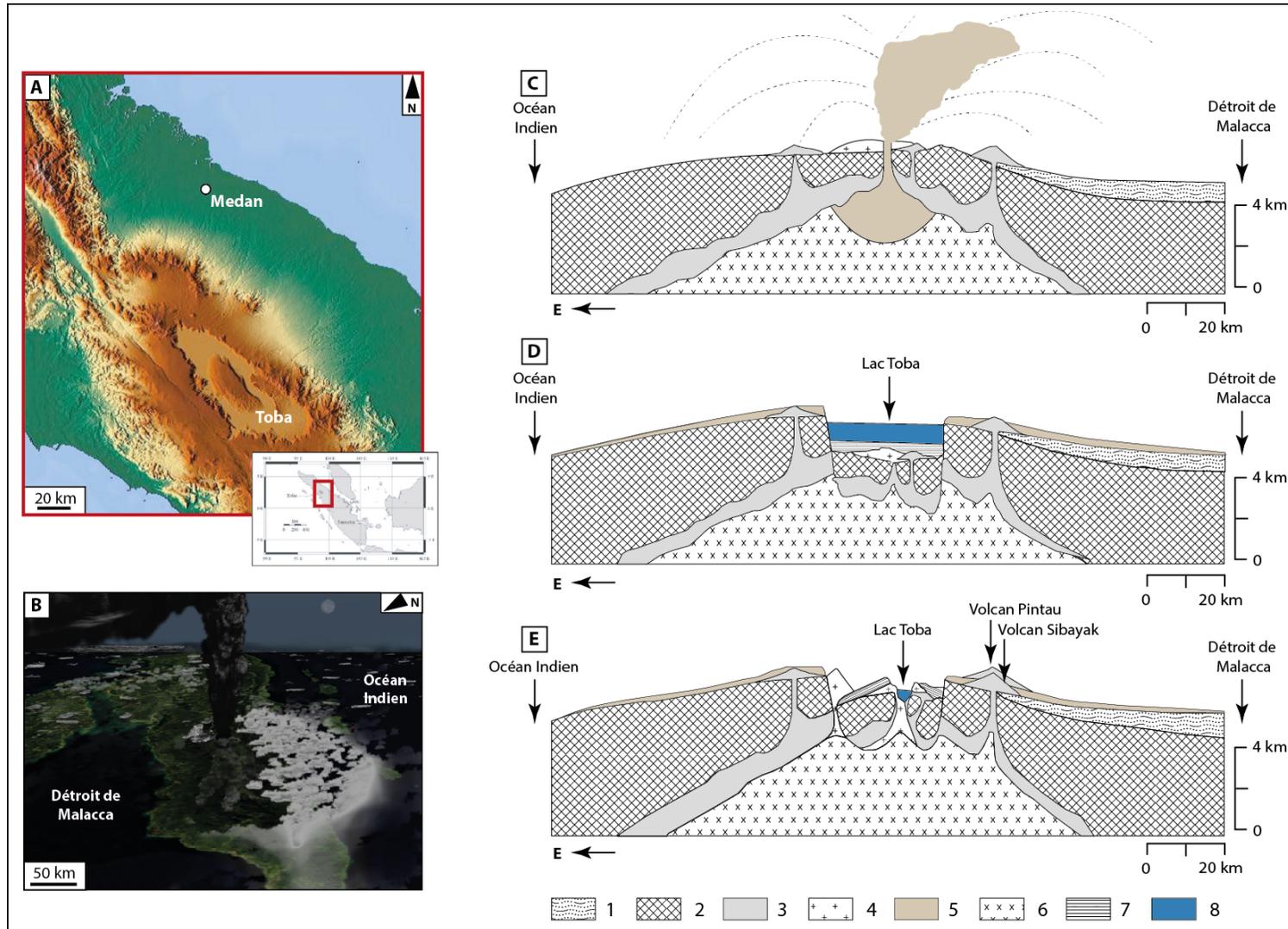


Figure 7.2 - (A) Carte de localisation du Toba. (B) Illustration de l'éruption du Toba il y a 74 ka BP (source inconnue ; document provenant de Wikimedia Commons). (C) Eruption du Toba il y a 74 ka BP. (D) Caldeira d'effondrement post-éruptive. (E) Régénération volcanique et évolution de la caldeira (adapté de Van Bemmelen, 1939).

1. Dépôts marins néogènes ; 2. Complexe basal pré-tertiaire ; 3. Magma basique ; 4. Tufs rhyolitiques soudés et brèches volcaniques ; 5. Tufs acides du Toba ; 6. Granite du Toba ; 7. Sédiments lacustres ; 8. Lac Toba.

Dans la région de Sumatra Nord, certaines vallées le long des rivières offrent aujourd'hui encore d'épais affleurements d'ignimbrites de tufs Toba (Cameron *et al.*, 1982). Druif (1932, in Westerveld, 1947) a observé des affleurements dans le piémont collinéen au niveau de l'arrière pays de Medan et de la région de Deli. Dans ce secteur l'épaisseur moyenne des accumulations atteint 50 m (Chesner & Rose, 1991). A proximité du Toba cette épaisseur augmente considérablement et peut atteindre jusqu'à 600 m localement.

Dans cette thèse, les investigations géomorphologiques et granulométriques que nous avons menées dans la partie médiane de la vallée au niveau des sites S3 et Tugu nous ont permis d'identifier ces séquences d'ignimbrites de tufs (**Fig. 7.1**). Les nombreuses descriptions qui en ont été faites dans la littérature par nos prédécesseurs tant d'un point de vue textural, granulométrique, que structurel, sont similaires à nos observations *in situ* et en laboratoire. Toutefois notre étude mériterait d'être complétée par une analyse de la composition minéralogique de ces tufs afin d'apporter une preuve supplémentaire de l'origine de ces dépôts, d'autant plus que les connaissances et la documentation à ce sujet sont déjà bien établies (Druif, 1934, in Westerveld, 1947 ; Cameron *et al.*, 1982 ; Rock *et al.*, 1982 ; Chesner & Ettliger, 1989 ; Chesner, 1998 ; Chesner & Luhr, 2010).

7.1.2. Les dépôts volcaniques du Sibayak

L'éruption des tufs Toba il y a 74 ka BP a été suivie par une déstabilisation tectonique et volcanique régionale (Cameron *et al.*, 1982). Dans la région de Berastagi, située à l'amont de la haute vallée de Deli, le volcanisme s'est fortement régénéré à l'image du jeune complexe quaternaire dacito-andésitique du Sibabung, du Pintau et du Sibayak (Van Bemmelen, 1949). Enseveli sous les tufs rhyolitiques du Toba (Druif, 1932, in Westerveld, 1947), ce jeune complexe volcanique a édifié après l'éruption du Toba des cônes volcaniques (Cameron *et al.*, 1982) qui se sont superposés sur le vaste et épais manteau de tufs (**Fig. 7.1 E**) (Westerveld, 1947). Druif (1932, in Westerveld, 1947) a observé le recouvrement de ces tufs dans la région de Deli, au sud de Medan. Il en a conclu que le complexe volcanique Sibabung-Sibayak était plus jeune que les tufs émis par le Toba (Druif 1934, in Van Bemmelen, 1949). Cameron *et al.* (1982) suggèrent également le recouvrement des tufs Toba dans la région par des écoulements de brèches dacitiques et de tufs ainsi que par des lahars provenant du volcan Sibayak et résultant de l'édification des cônes volcaniques post-éruptifs du Toba. Ils

suggèrent la présence de lahars issus de l'activité volcanique du Sibayak dans les vallées situées au nord du volcan, telle que la vallée de Deli par exemple. Dans le paysage actuel la présence de ces dépôts de recouvrement des tufs Toba est observable, comme dans la moyenne vallée de Deli. Durant nos investigations géomorphologiques nous avons identifié à deux reprises ces dépôts. Une première fois sur le site S5 dans la partie amont de la moyenne vallée, puis dans la partie aval sur le site de Tugu.

7.1.2.1. Le remplissage volcanique du site S4 (zone médiane de la moyenne vallée)

Sur le site S4 les dépôts volcaniques sont épais et atteignent environ 2 m. Ils présentent une structure massive sans figure de sédimentation particulière et sont très indurés.

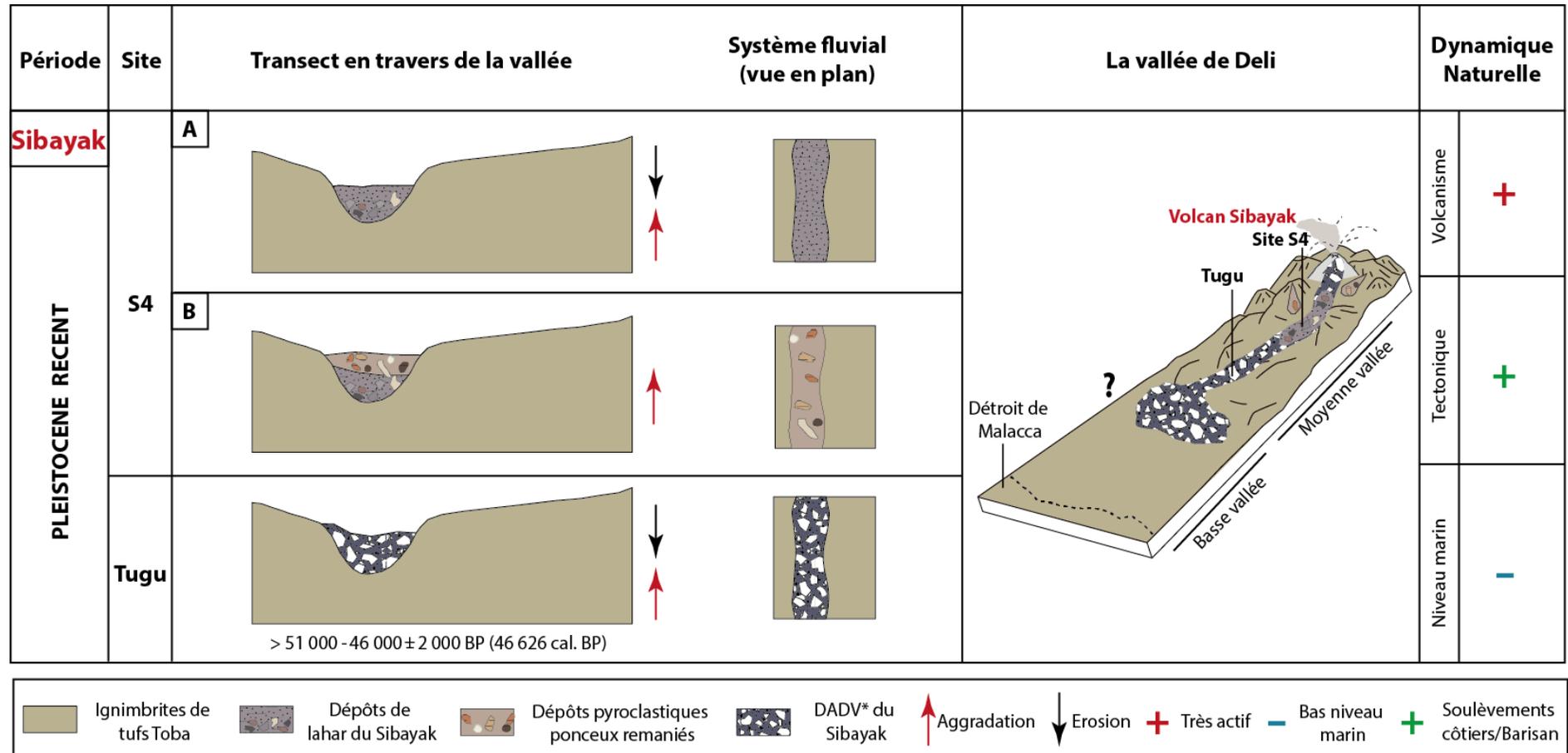
Premièrement, la base du dépôt d'une épaisseur d'un mètre se caractérise par une texture sédimentaire limono-sableuse. Les sédiments sont mal triés, de couleur violacée et beige/brun. Des clastes volcaniques anguleux de taille centimétrique sont présents sur les 10 à 40 premiers centimètres ainsi que des boules et des boulettes orange limono-argileuses et violettes sablo-limoneuses. Des ponces désagrégées sont également observées. Les dépôts sont dans un mauvais état de conservation ce qui illustre leur probable ancienneté. A première vue et compte tenu du contexte volcanique de la région il semblerait que ces dépôts puissent être associés au passage d'une coulée volcanique de type laharique (**Fig. 7.3 A**).

Dans la littérature, les lahars sont décrits comme étant des mélanges de matériaux volcanoclastiques transportés par de l'eau liquide et circulant dans le lit des rivières radiales des édifices volcaniques. Ils peuvent parcourir plusieurs dizaines de kilomètres (Smith & Lowe, 1991 ; Vallance, 2000). Les lahars sont des écoulements rapides et très concentrés en charge solide de toute taille (blocs, graviers, sables, limons, argiles). Ils associent à la fois les écoulements de débris et les écoulements hyperconcentrés (Smith & Lowe, 1991 ; Coussot & Meunier, 1996 ; Vallance, 2000 ; De Bélizal, 2012). Un écoulement de débris est un mélange de débris de roches et d'eau associé à une accumulation de sédiments très peu triés. La concentration des sédiments est de l'ordre de 60%. Un écoulement hyperconcentré contient une plus grande proportion en eau, une plus grande viscosité et une concentration en sédiments plus faible comprise entre 60 et 40% (Pierson & Scott, 1985 ; Pierson & Costa, 1987), voir moins (Lavigne, 1998 ; Vallance, 2000 ; Lavigne & Suwa, 2004). Les écoulements hyperconcentrés transportent des matériaux légers et de petites tailles en suspension ainsi qu'une charge grossière par roulement dans le fond du lit fluvial (Vallance, 2000).

Dans notre cas les dépôts observés sur le site S4 semblent présenter des caractéristiques assez semblables à la coulée hyperconcentrée. Les dépôts grossiers de débris rocheux sont assez peu représentés et se concentrent principalement en base de coulée. Le reste des dépôts correspond à une sédimentation fine mal triée qui recouvre les débris rocheux basaux.

Dans un lahar la fraction des matériaux fins (< 2 mm) peut représenter jusqu'à 85% du dépôt (De Bélizal, 2012). Au Mérapi par exemple, la fraction fine des dépôts de lahars est généralement sableuse et contient une faible teneur en limons et en argiles avec un tri inexistant des sédiments (De Bélizal, 2012). Dans notre cas ces proportions de sédiments sont différentes puisque la fraction fine analysée est composée principalement de limons et de sables. Ces caractéristiques texturales peuvent sans doute résulter de la position du dépôt par rapport au volcan dont le cœur est situé à plus de 20 km en amont. Pour le Merapi il a été montré que sur le talus distal du volcan, en aval, l'écoulement d'un lahar est plus dilué et produit des lithofaciès où prédominent de manière quasi uniforme les matériaux fins sableux et limoneux (De Bélizal, 2012). Cela s'explique notamment par la diminution de la pente qui fait perdre de l'intensité à l'écoulement (Pierson, 1985 ; Scott *et al.*, 1995 ; Lavigne *et al.*, 2000 ; Lavigne & Thouret, 2002).

Si l'on se base sur la classification sédimentaire descriptive du domaine continental (Miall, 1996) adapté au contexte volcanique (Jamet, 1999 ; Arnaud, 2000, in Arnaud *et al.*, 2002), les dépôts du piémont du site S4 de la moyenne vallée de Deli pourraient correspondre au lithofaciès Gcn décrit par Arnaud *et al.* (2002) pour les lahars du flanc nord-ouest du stratovolcan du Cantal. Ce lithofaciès est associé à une coulée hyperconcentrée et se caractérise par un support sédimentaire clastique composé par des graviers volcaniques à la base qui tend à devenir matriciel vers le sommet. La matrice est de nature limono-sableuse (silto-sableuse) et comporte des ponces altérées. Ces dépôts présentent peu de figures sédimentaires et peuvent atteindre jusqu'à 2 mètres d'épaisseur (Arnaud *et al.*, 2002). Cette association avec nos dépôts reste toutefois très incertaine. D'autres investigations de terrain dans la vallée mériteraient d'être menées afin d'observer d'autres types de dépôts de lahars (dans un meilleur état de préservation) typiques de la région mais encore jamais décrits et analysés d'un point de vue granulométrique. Cela permettrait de réaliser des comparaisons plus précises et plus robustes.



*DAB : Dépôts d'Avalanche de Débris Volcaniques

Figure 7.3 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur les sites S4 et Tugu, et de la vallée, au Pléistocène récent, en lien avec l'activité du volcan Sibayak. (A) Coulée laharique. (B) Coulée de dépôts pyroclastiques ponceux remaniés (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Dans leur partie supérieure les dépôts volcaniques du site S4 sont de nature sédimentaire plus sableuse. Le faciès d'environ 1 m de puissance est toujours massif, compact et induré, mais sa couleur devient grisâtre/blanchâtre. La structure du dépôt est désordonnée. Les sables sont mal triés. La matrice contient de nombreuses ponces altérées et des boules centimétriques d'argiles schisteuses brûlées de couleur marron foncé/ocre. Ces caractéristiques texturales, granulométriques et structurales peuvent associer ce type de dépôt à des tufs ponceux remaniés typique du secteur (**Fig. 7.3 B**) (Cameron *et al.*, 1982). En effet, dans la région de l'arrière pays de Medan, dans le piémont collinéen, les dépôts de tufs ponceux occupent une vaste surface. Ils sont souvent partiellement soudés et très indurés dans leur partie supérieure et se développent verticalement sans stratification (Cameron *et al.*, 1982). Ici, ils pourraient correspondre à la phase principale d'activité du volcan Sibayak au cours du Pleistocène et pourraient avoir été remaniés après le passage de la coulée laharique sous-jacente. Cette interprétation reste toutefois hypothétique et discutable. L'absence d'information à ce sujet dans la région ne facilite pas l'interprétation et la discussion de nos observations pour ce secteur de la vallée et cette période elle-même très approximative.

7.1.2.2. Le remplissage volcanique du site Tugu (zone aval de la moyenne vallée)

Sur le site de Tugu les dépôts volcaniques observés sont différents de ceux du site S4 par le fait qu'ils présentent de nombreux faciès. Ces faciès sont très indurés et généralement massifs. Ils contiennent parfois des morceaux de bois. Ils forment un grand panneau de dépôts le long du chenal mineur de la rivière Deli. Les faciès sont la plupart du temps composés de nombreux débris rocheux anguleux, plus ou moins denses et hétérométriques, englobés dans une matrice compacte généralement sableuse et enrichie en limons, de couleur violet foncé/noir. La couleur violacée/noire commune à la plupart des faciès peut être due à la composition basaltique, andésitique et dacitique des dépôts dont le volcan Sibayak est lui-même composé (Cameron *et al.*, 1982 ; Van Bemmelen, 1949). Ces dépôts sont datés par radiocarbone sur bois entre >51 000 ans BP et 46 000 +/- 2000 ans BP (46 226 cal BP) (**Fig. 7.3 C**).

Dans la littérature, les faciès volcaniques observés à Tugu peuvent être comparables à des faciès de dépôts d'avalanches de débris volcaniques. L'identification de ces dépôts n'est pas toujours aisée en raison de la taille du phénomène (Nehlig *et al.*, 2001) mais aussi en raison de la multiplication des termes qui sont usités pour décrire les faciès qui ne permet pas de comparer plusieurs dépôts décrits par différents auteurs (Bernard, 2008). Les avalanches de

débris ont souvent été décrites comme des lahars (Siebert, 1984). Bien que des portions de leurs dépôts puissent en effet présenter certaines caractéristiques d'écoulements lahariques et d'écoulements pyroclastiques (Voight *et al.*, 1981), ils présentent tout de même de nombreuses caractéristiques morphologiques singulières. Ces caractéristiques, comparées à celles de nos dépôts, nous permettent de penser que le remplissage du site Tugu, après celui des tufs du Toba, est lié à une avalanche de débris volcaniques probablement issue du volcan Sibayak.

Tout d'abord, les dépôts d'avalanches de débris volcaniques sont généralement peu ou pas classés et le sont moins bien que ceux des dépôts d'écoulements pyroclastiques. Leur granularité est également bien plus grossière (Murai, 1961). Ils se composent la plupart du temps d'un mélange de brèches volcaniques très peu classées, hétérogènes et hétérométriques (Siebert, 1984). Le composant dominant correspond généralement aux matériaux lithiques du volcan dont est issue l'avalanche est associée ou non à des matériaux juvéniles (Siebert, 1984). De grands fragments de l'édifice volcanique appelés mégablocs sont présents (Mimura *et al.*, 1982 ; Ui, 1983) et sont insérés dans une matrice composée de fragments (Siebert, 1984). A la différence des coulées de lahars qui peuvent porter de gros blocs exotiques et ont une matrice complètement mélangée, les avalanches de débris volcaniques sont formées d'un mélange incomplet de débris (Siebert, 1984). Une autre caractéristique des dépôts d'avalanches de débris volcaniques décrite fréquemment dans la littérature à partir de gisements de glissements de terrain (Shreve, 1968 ; Coates, 1977) réside dans l'assemblage de blocs fracturés en puzzle appelé couramment « *jigsaw puzzle* » (Ui, 1983 ; Nehlig *et al.*, 2001). Enfin, les dépôts d'avalanches de débris présentent aussi des imbrications de matériaux lités. Ces incorporations se présentent sous la forme de volume de matrice fluidifiée et injectée dans les fractures de l'avalanche au cours de son déplacement mais aussi très rapidement au moment de son arrêt brutal (Bachèlery *et al.*, 2003). La granularité de la matrice incorporée est généralement plus fine que le reste des dépôts de l'avalanche ainsi que de nature lithologique différente (Perinotto, 2014). Les matériaux injectés dans l'avalanche de débris volcaniques peuvent présenter une organisation structurale horizontale alors conforme à l'organisation générale des dépôts de l'avalanche elle-même. Dans ce cas, la structure reflète davantage un écoulement fluide de la matrice entre les blocs (Perinotto, 2014). Ces figures de sédimentation présentent parfois des litages notables caractérisés par des couleurs différentes. Enfin, la circulation horizontale de la matrice fine entre les blocs favorise l'alignement de clastes et de petits blocs selon des plans d'imbrication (Perinotto, 2014).

Par comparaison, les dépôts observés sur le site Tugu ont de nombreuses caractéristiques communes à ces descriptions de part leur granularité, leur organisation structurale ainsi que leur nature texturale. Ils correspondent à des dépôts grossiers fracturés en de nombreux débris rocheux anguleux, peu ou pas triés, englobés dans une matrice sablo-limoneuse violet foncé/noire à l'organisation structurale massive et généralement hétérogène dans laquelle s'incorpore par endroits, notamment en base de coulée, des lits horizontaux de sédiments alluviaux plus fins de nature sableuse et de différentes couleurs. Ces sables fins et moyens proviennent de l'amont et pourraient avoir été injectés à l'avalanche de débris par des écoulements fluides lors de son passage dans la haute et moyenne vallée.

Dans une avalanche de débris volcaniques les faciès sont multiples et divers et présentent des structures complexes (Bernard, 2008). On distingue communément trois types de faciès : (1) le faciès matriciel, riche en fraction fine du dépôt et dont la composition est identique à celle des blocs d'avalanches de débris (Crandell *et al.*, 1984 ; Ui & Glicken, 1986) ; (2) le faciès à blocs, composé d'un empilement de blocs provenant de la zone source et présentant généralement une partie matricielle peu développée (< 30%) (Glicken, 1991). Ce faciès se compose à 80% de blocs (Nehlig *et al.*, 2001) ; (3) le faciès mélangé, riche en matrice interblocs et contenant également de nombreux blocs. Contrairement au faciès à blocs les blocs du faciès mélangé sont moins nombreux, non jointifs et enrobés d'une matrice plus abondante (Nehlig *et al.*, 2001). Cette dernière correspond généralement à la cataclaste des blocs à laquelle s'ajoutent des éléments injectés depuis le substratum sur lequel s'écoule et se met en place le dépôt d'avalanche de débris (Nehlig *et al.*, 2001). Dans les dépôts du site de Tugu ce dernier faciès est bien observé sur une grande partie du panneau d'avalanche. Il est repérable par sa couleur caractéristique violet foncé/noir de la matrice ainsi que par la présence de roches fracturées que la matrice englobe et laquelle est associée à des éléments injectés de nature sableuse et de différentes couleurs probablement issus du fond de vallée et arrachés par le passage de l'avalanche.

En ce qui concerne la base des dépôts d'une avalanche de débris volcaniques elle peut prendre plusieurs aspects. Elle peut être franche et érosive, ou bien marquée par une semelle polygénique importante. Cela dépend de la distance du volcan, de la nature du substratum rencontré au cours du transport mais aussi de la forme du relief préexistant enveloppé ou érodé par l'avalanche (Nehlig *et al.*, 2001). Généralement, les lithologies rencontrées dans les faciès basaux sont très variables avec une grande quantité de matériaux incorporés au cours du transport (Ui *et al.*, 2000). La partie basale est également parfois caractérisée par des

troncs d'arbres entraînés par le passage de la masse rocheuse (Perinotto, 2014). Dans nos dépôts, la base de l'avalanche de débris est composée : (1) de galets arrondis centimétriques enrobés dans des limons ou des sables violets foncés/noirs indurés ; (2) de lits de sables fins et moyens compacts gris, violets foncés/noirs ou orange/beiges. Ces dépôts pourraient résulter d'un arrachement lié au passage de l'avalanche plus en amont et incorporés à l'avalanche de débris au cours de son déplacement et/ou lors de son arrêt brutal. Aussi, la présence de morceaux de bois, de branches, ainsi que de troncs d'arbres dans cette partie de l'avalanche, a permis de dater à plusieurs reprises cette dernière. Les 5 datations radiocarbone réalisées présentent la particularité d'être inversées. De plus, quatre d'entre elles atteignent des valeurs en limite maximale de la méthode de datation radiocarbone (> 51 000 BP et > 46 000 BP). L'inversion de ces dates et les valeurs qu'elles fournissent confortent l'interprétation du passage d'une avalanche de débris volcaniques dans la vallée de Deli au moins au cours du Pléistocène récent. L'inversion chronologique est une caractéristique de ces événements volcaniques en raison des nappes de charriages et de la remobilisation des matériaux qu'ils entraînent à leur passage (arrachement du substratum, de la végétation, *etc.*).

La structure interne des dépôts ressemble à une fracturation de blocs en puzzle caractéristique des dépôts d'avalanches de débris volcaniques (Ui, 1983). Sur le site de Tugu elle s'observe dans le corps des dépôts. Elle se démarque par un nombre de fragments anguleux plus importants et très fragmentés intégrés dans une matrice de sables grossiers limoneux violets foncés/noirs. Des incorporations de lits subhorizontaux de sables de différentes couleurs ainsi que de blocs arrondis sont également observées dans cette partie de l'avalanche.

La formation sommitale est souvent composée de dépôts volcano-détritiques (Nehlig *et al.*, 2001). Dans le Cantal, des dépôts d'origine volcanique remaniés puis déposés par des processus éoliens, lacustres ou fluviaux, apparaissent fréquemment au toit immédiat des dépôts d'avalanches de débris lorsque ces derniers ont été scellés et préservés par des dépôts ultérieurs (Nehlig *et al.*, 2001). Ces dépôts se présentent souvent en lentilles discontinues (Nehlig *et al.*, 2001). Dans notre cas, le sommet de l'avalanche se caractérise par une formation sableuse grisâtre/jaunâtre mal triée, très indurée et compacte, composée de gravillons anguleux ressemblant à des dépôts de tufs cendro-ponceux consolidés. Cette formation reste pour le moment inexplicée mais peut être le résultat de remaniements post-avalanches de dépôts volcaniques et détritiques de la vallée déposés par l'eau. Elle pourrait avoir été consolidée par l'eau et avoir formé une épaisse couche de dépôts volcano-sédimentaires remaniés très indurés et compacts. La présence de galets arrondis à certains

endroits peut attester d'écoulements fluviatiles à l'origine de la mise en place de cette séquence, tout comme la présence de nombreuses taches ocre et rouille d'oxydation caractéristiques de ce niveau et suggérant un contact avec l'eau avant une exposition à l'air libre.

En ce qui concerne l'évolution longitudinale, la proportion des faciès à blocs dans une avalanche de débris volcaniques a tendance à diminuer en zone distale, vers l'aval, tout comme la taille maximale des clastes (Ui & Glicken, 1986 ; Ui *et al.*, 1986 a ; Glicken, 1996 ; Nehlig *et al.*, 2001). *A contrario*, la proportion des matériaux incorporés depuis le substratum dans les dépôts de l'avalanche tend elle à augmenter (Clavero *et al.*, 2004 ; Hungr & Evans, 2004). Enfin, les rares études granulométriques réalisées sur les dépôts d'avalanches de débris montrent que la fracturation des blocs, déjà bien établie en zone proximale, s'accroît davantage dans la zone distale du volcan (Glicken, 1996 ; Belousov *et al.*, 1999 ; Voight *et al.*, 2002). Dans cette zone, la fracturation des blocs est très élevée et résulte directement du transport. Sur le site de Tugu, aucun gros bloc pluricentimétrique ou métrique n'a été observé. Les clastes sont centimétriques et particulièrement fragmentés. Leur granularité et leur fragmentation suggèrent qu'ils ont déjà bien été transportés avant leur mise en place sur le site. Ces observations doivent être corrélées avec la localisation du volcan Sibayak dont pourrait être issue l'avalanche de débris. Ce dernier est situé à près de 40 km de distance du site Tugu. Cette localisation dans la région distale du volcan peut ainsi expliquer l'absence de mégabloc ainsi que l'intense fracturation des produits volcaniques rocheux.

Les dépôts d'avalanches de débris peuvent être transportés sur de longues distances (Siebert, 1984), comprises entre 10 et 100 km, ce qui témoignent du gigantisme de l'évènement (Bernard, 2008). Ils sont souvent presque secs pendant la formation (Ui, 1983) mais peuvent assumer les propriétés des lahars par ségrégation ou acquisition d'eau (Crandell, 1971). Des portions de dépôts d'avalanches de débris peuvent alors présenter les caractéristiques d'un faciès de lahars (Crandell, 1971). Dans les dépôts de Tugu, certains faciès sont moins riches que d'autres en débris anguleux et ne présentent pas de structure en puzzle. Leur matrice est également plus importante. Ces faciès peuvent être assimilés à des écoulements lahariques qui se sont incorporés à l'avalanche de débris lors de son déplacement. Ils peuvent également expliquer l'induration importante des dépôts par hydrothermalisme.

A l'origine, une avalanche de débris est générée par l'effondrement gravitaire d'un flanc de volcan et commence comme un glissement de roche qui se désintègre progressivement sur les pentes abruptes de l'édifice (Voight *et al.*, 1981 ; Siebert, 1984 ; Glicken, 1996 ; Nehlig *et al.*,

2001). Le volume effondré est généralement épais et peut varier de 1 à 500 m et couvrir des surfaces importantes allant de 10 km² à plus de 1000 km² (Bernard, 2008). L'arrachement qui résulte de l'effondrement forme un amphithéâtre en forme de fer à cheval très caractéristique (Nehlig *et al.*, 2001). L'effondrement du secteur peut alors être lié à l'interaction de deux mécanismes : (1) l'affaiblissement de l'édifice par l'érosion ; (2) un mécanisme déclencheur comme une éruption, un séisme, de fortes pluies... (McGuire, 1996). Dans notre cas, le volcan Sibayak, probable source de l'avalanche de débris, présente une ouverture de sa caldeira vers le nord en direction de la vallée de Deli. Cette ouverture pourrait être due à l'un des mécanismes cité précédemment, qui aurait ensuite provoqué une avalanche de débris dans la vallée dont les traces sont aujourd'hui bien visibles et conservées sur le site de Tugu (**Fig. 7.3 C**). Toutefois, la littérature à ce sujet dans la région est pauvre et ne mentionne rien sur cet évènement potentiel. Ce volcan, comme de nombreux autres dans la région, reste très peu connu et documenté en ce qui concerne son activité comparé aux volcans de l'île voisine de Java (Rock *et al.*, 1982).

7.2. Le remplissage volcanique pléistocène des sites S0 et d'Avros (zone amont et médiane de la basse vallée)

Dans la basse vallée de Deli, des dépôts de tufs Toba, tels que ceux identifiés dans la moyenne vallée, ont été observés à plusieurs reprises dans le chenal mineur actuel de la rivière Deli et au sein de la plaine alluviale. Ces archives ont été observées sur le site S0, dans la partie amont de la basse vallée, ainsi que sur le site d'Avros, à Medan, dans la partie médiane de la basse vallée (**Fig. 7.4**).

Sur le site S0, les dépôts de tufs Toba constituent la base observable des archives sédimentaires étudiées en coupes. Les tufs Toba composent la structure géologique du lit de la rivière Deli. Les écoulements hydriques incisent les tufs et forment un chenal mineur étroit et profond. Aussi, là où les tufs sont plus tendres, ils forment des cavités (**Fig. 7.5 A**). L'existence de ces cavités avait déjà été mise en avant par Druif (1934 in, Westerveld 1947) et par Verstappen (1973). Verstappen (1973) explique que les tufs non consolidés issus de la dernière éruption du Toba il y a 74 ka BP sont sensibles à l'érosion et ont une perméabilité élevée. Ils sont drainés par un réseau souterrain de tunnels. Parfois, l'effondrement d'une partie du toit des tunnels entraîne un affaissement soudain et la formation de petites cavités à la surface (Verstappen, 1973).

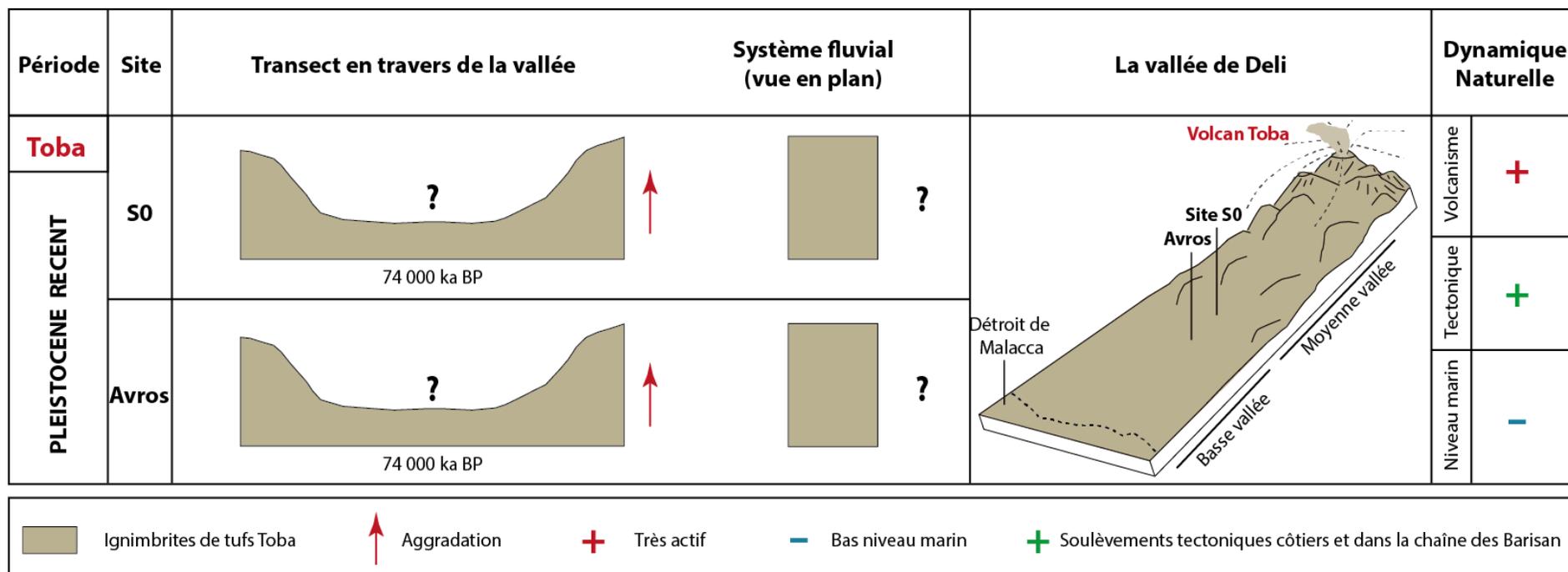


Figure 7.4 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur les sites S0 et Avros, et de la vallée, il y a 74 ka BP, suite à l'éruption du volcan Toba

(Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Cameron et ses collaborateurs (1982) suggèrent également que les rivières de la plaine cotière de Medan mais aussi celles du piémont collinéen, tendent à s'inciser profondément dans les tufs du Toba.

Les tufs du site S0 sont polis et d'apparence homogène. Ils forment un épais dépôt observable d'environ 20 m composé de sables, de ponces, de cendres et de petits clastes volcaniques centimétriques non-stratifiés de couleur grisâtre/blanchâtre (**Fig. 7.5 B**). Ils sont très indurés, compacts et massifs.

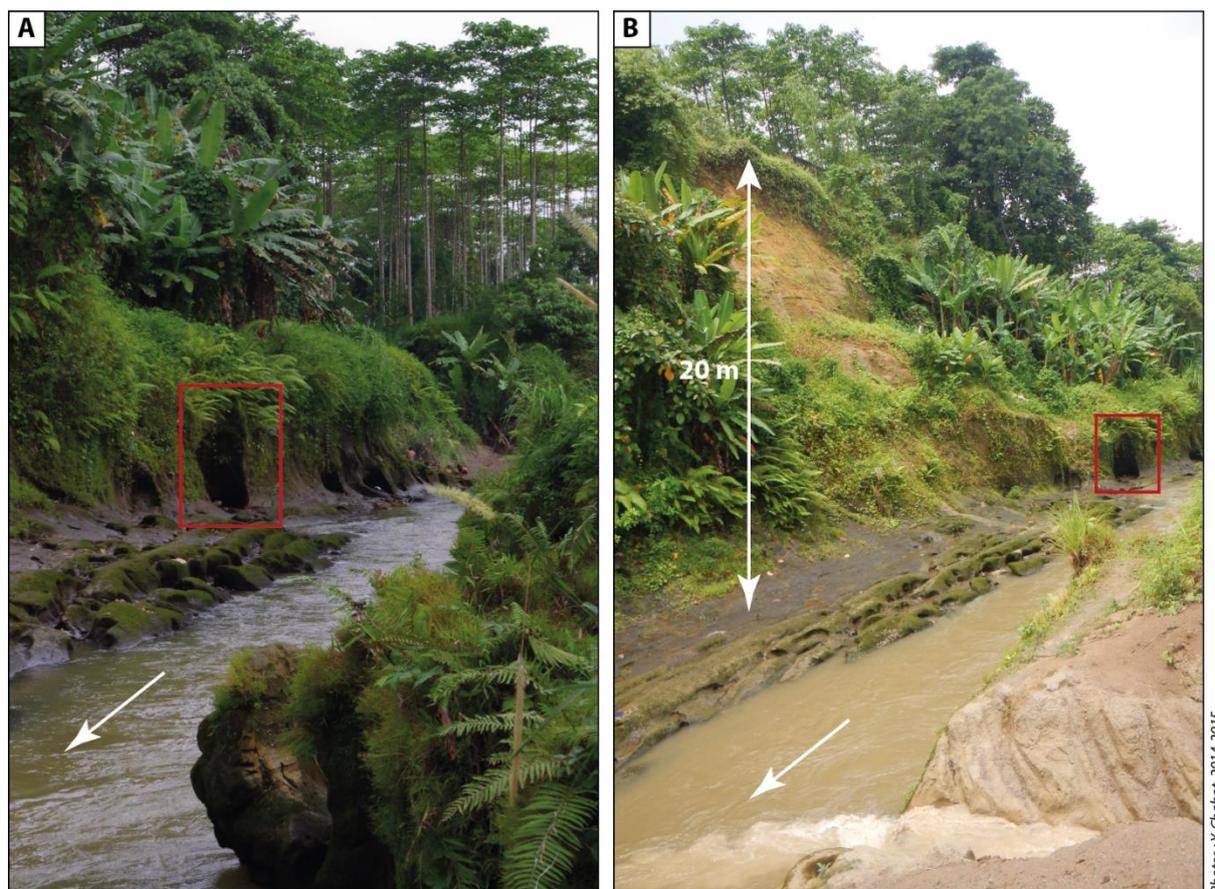


Figure 7.5 - Affleurements des tufs Toba sur le site S0, dans la basse vallée de Deli. (A) Cavité d'érosion dans les tufs du Toba. (B) Séquence de tufs Toba d'environ 20 m d'épaisseur.

A Medan, sur le site d'Avros, les tufs observés présentent un faciès identique et une épaisseur observable d'environ 15 m. La rivière s'y incise en canyon.

Au début du XIX^{ème} siècle, Hengeveld (1918, 1919, in Westerveld, 1947) mentionnait déjà l'existence de tufs rhyolitiques du Toba dans la région de Medan. Druif (1938, in Westerveld, 1947) fit de pareilles constatations quelques années plus tard au sud de la ville de Medan. Plus récemment, lors de la mission de terrain de 2015, nous nous sommes entretenus avec un

géologue de la région qui à son tour nous a confirmé la présence de ces tufs dans la plaine côtière de Deli. D'après un sondage profond (180 m) qu'il a réalisé à Belawan, à 7 km au nord du site de Kota Cina, sur la frange littorale, les tufs Toba seraient présents à partir de 30 m de profondeur et formeraient une épaisse couche d'environ 50 m. Selon lui, cette formation pléistocène constitue le substrat géologique de la région de Medan et est directement issue des éruptions du Toba et notamment celle de 74 ka BP. Dans les années 1990, Chesner et Rose (1991) estimaient déjà l'épaisseur de ces tufs à 50 m en moyenne dans la région de Deli. L'épaisseur de ces dépôts témoigne de l'intensité de l'activité volcanique du Toba au cours du Pléistocène tout comme leur extension spatiale. En effet, les tufs Toba, notamment ceux de la dernière éruption, se sont répandus sur une large zone de part et d'autre du volcan. Ils ont atteint l'Océan Indien à l'ouest et le Détroit de Malacca à l'est (Westerveld, 1947, 1953 ; Verstappen, 1973 ; Chesner, 2012). Selon Chesner (2012), des dépôts de cendres du Toba ont recouverts la mer le long des côtes orientales et occidentales de Sumatra lors de l'éruption de 74 ka BP. Toutefois, les impacts directs de ces dépôts sur la physionomie du trait de côte littoral de la région demeurent, à ce jour, totalement inconnus. A cette époque, nous savons que le niveau marin est bas. Selon les données isotopiques de carottages marins profonds et des données sur les récifs coralliens soulevés de la Péninsule de Huon en Papouasie Nouvelle-Guinée, le niveau marin au cours du Pléistocène récent dans la région est inférieur au niveau eustatique actuel (Shackleton, 1987 ; Chappell *et al.*, 1996). Il serait d'environ -60 m par rapport à aujourd'hui lors de la dernière éruption du Toba il y a 74 ka BP, puis resterait inférieur d'au moins 50 m jusqu'à la période postglaciaire (cf. chapitre 1, partie 1, Fig. 1.1). Van Bemmelen (1949) suggère également que des soulèvements tectoniques auraient affecté la côte comme dans la région de Medan ainsi que dans l'intérieur des terres au niveau de la chaîne des Barisan à la fin du Pléistocène récent. Dans la région cotière de Medan, des soulèvements de 5 m sont enregistrés notamment à travers les accumulations coquillères (Van Bemmelen, 1970) (cf. chapitre 1, partie 1). Ce contexte chronologique reste toutefois très flottant.

7.3. Les impacts post-éruptifs sur le paysage environnant

7.3.1. Les impacts du remplissage volcanique des ignimbrites de tufs Toba

On peut supposer que les ignimbrites de tufs Toba mises en place lors de la dernière éruption du volcan ont provoqué un volumineux remplissage de la vallée de Deli et un blocage de son système de drainage comme le suggère Verstappen (1973) pour la région Karo, située entre le Toba et le volcan Sibayak, non loin de la vallée de Deli. De manière

générale les éruptions volcaniques majeures d'ignimbrites peuvent déclencher des changements importants dans les systèmes sédimentaires et l'écoulement des eaux de surface sur de vastes zones. Ces changements sont liés au remplissage des vallées fluviales, des lacs et des reliefs pré-existants (Park & Schmincke, 1997 ; Manville & Wilson, 2004 ; Manville *et al.*, 2009). Les systèmes hydrologiques ainsi remplis entraînent des taux d'accumulation rapides et importants ainsi qu'une remobilisation soudaine des dépôts pyroclastiques non-consolidés prenant la forme d'inondations catastrophiques (Scott *et al.*, 1996 ; Hayes *et al.*, 2002 ; Manville *et al.*, 2005). De tels impacts sur l'environnement ont déjà été constatés, comme en Nouvelle-Zélande suite à l'éruption du volcan Whakamaru il y a 340 ka BP (Matthews *et al.*, 2012). L'éruption de ce volcan a engendré d'importants écoulements pyroclastiques ainsi que des retombées de cendres qui ont provoqué des changements instantanés dans les systèmes sédimentaires de nombreuses zones de l'île du Nord, la disparition de la topographie pré-existante et un changement paysager majeur en raison des gros volumes de matériaux pyroclastiques non-consolidés émis au cours de l'éruption (Park & Schmincke, 1997). En Nouvelle-Zélande toujours, l'éruption d'ignimbrites du volcan Taupo il y a 1,8 ka BP a provoqué le remplissage des dépressions topographiques et des chenaux d'écoulements bloquant ainsi le système de drainage pré-éruptif. Le remplissage a été tel que la topographie a été lissée, effaçant les reliefs préexistants (Manville *et al.*, 2009).

Dans la région de Sumatra Nord, les impacts paysagers directs post-éruptifs de la dernière éruption du Toba sont assez peu documentés. Ils pourraient avoir été contrastés, notamment d'un point de vue spatial, compte-tenu des épaisseurs des dépôts (Costa *et al.*, 2014) et de leur dispersion (Matthews *et al.*, 2012). Les grandes quantités de cendres retrouvés jusqu'en Inde laissent présager de changements post-éruptifs importants sur le fonctionnement hydro-sédimentaire et les écoulements hydriques de surface. A Sumatra Nord, il est possible que les dépôts volcaniques émis par l'éruption aient totalement altérés une grande partie du paysage de la région. Les écoulements pyroclastiques pourraient avoir décimé tout ce qui se trouvait sur leur passage (Self & Blake, 2008 ; Costa *et al.*, 2014). Ces écoulements très énergiques peuvent franchir des barrières topographiques de plusieurs centaines de mètres de hauteur et modifier considérablement la topographie pré-éruptive (Self & Blake, 2008).

Rose et Chesner (1990) ont comparé les conséquences de l'éruption à un « gigantesque feu » couvrant jusqu'à 30 000 km², résultant de l'inflammation généralisée de la végétation. Ils pensent que la température des matériaux pyroclastiques émis par le volcan a atteint 710 à 770°C à la sortie du volcan et encore jusqu'à 550°C une fois déposés au sol. En se basant sur

des observations faites à partir de l'éruption du Pinatubo (Philippines) en 1991 (Torres *et al.*, 1996) il est possible d'imaginer que les dépôts volcaniques du Toba sont restés à des niveaux de températures élevées durant des années compte tenu de leur grande épaisseur (Oppenheimer, 2002). Par ailleurs, ces dépôts, souvent non-soudés, ont certainement été remobilisés fréquemment entraînant des flux pyroclastiques secondaires (Oppenheimer, 2002). Dans la vallée de Deli, les dépôts volcaniques observés sur le site S4 au dessus des dépôts de lahars pourraient éventuellement attester de ces écoulements secondaires étant donné des caractéristiques du faciès qu'ils présentent.

Arnalds (2013) souligne que la reprise (le développement d'un nouveau sol, de la végétation...) aurait été très lente, de l'ordre de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'années.

7.3.2. Les impacts liés à l'activité volcanique du volcan Sibayak

L'impact des dépôts de lahars et d'avalanches de débris volcaniques du Sibayak sur le fonctionnement hydrologique du système fluvial de Deli et la géomorphologie de la vallée est à ce jour totalement inconnu. Les rares travaux menés sur ce volcan n'y font pas référence. Toutefois, nos investigations géomorphologiques nous permettent grâce à l'identification de dépôts de lahars sur le site S4 et de dépôts d'avalanches de débris volcaniques sur le site Tugu, de penser, par comparaison avec des travaux menés sur des régions voisines, que l'impact de ces événements dans le fonctionnement hydro-sédimentaire du système fluvial de Deli a été important.

En Indonésie, l'impact des lahars sur le réseau hydrographique et les processus morphogènes de ces derniers ont notamment été étudiés par De Bélizal (2012, 2013) à partir du volcan Merapi. Les lahars sont des agents morphogènes par l'érosion et le transfert de matériel depuis les talus proximaux vers les talus distaux du volcan. De Bélizal (2012, 2013) montre que sur le talus proximal et médial du volcan Mérapî, dans les vallées remplies de dépôts pyroclastiques ou volcanoclastiques, comme dans la vallée de Deli, les coulées lahariques incisent et élargissent facilement. Elles libèrent de volumineux matériaux d'érosion qui sont transférés vers l'aval. Le pouvoir érosif des lahars est tel qu'ils peuvent incisier rapidement le bedrock sous-jacent sur plusieurs mètres d'épaisseur sur le talus proximal du volcan (De Bélizal, 2012, 2013). Sur le talus distal, les lahars sont synonymes de sédimentation par aggradation mais également d'incision par le réajustement du tracé du système fluvial. Les coulées de lahars peuvent également engendrer des défluviations qui se manifestent par des

changements brutaux de tracés de la rivière. En effet, la puissance érosive du lahar leur permet de créer des chenaux d'écoulements nouveaux et rectilignes s'affranchissant totalement des sinuosités du réseau hydrographique existant (Pierson, 1995). De Bélizal (2012, 2013) indique que les défluviations et les élargissements de chenaux induisent des changements durables et profonds du réseau hydrographique.

Au regard de ces caractéristiques, les dépôts de lahars observés sur le site S4 sur le talus distal du volcan Sibayak pourraient avoir engendré : (1) une érosion des dépôts d'ignimbrites de tufs Toba et un transfert des dépôts érodés vers l'aval ; (2) une aggradation sédimentaire. Nos investigations de terrain ne nous ont toutefois pas permis d'observer d'autres dépôts de lahars ailleurs dans la vallée. Aussi, l'étude d'une seule coupe ne nous permet pas de connaître l'impact géomorphologique latéral qu'a engendré l'apport de ces dépôts sur le site. Des investigations nouvelles et plus nombreuses sont ainsi requises afin d'obtenir plus d'informations dans le but de réaliser des reconstitutions plus fines.

En ce qui concerne les dépôts d'avalanches de débris retrouvés sur le site Tugu dans la région distale du volcan Sibayak, là encore aucune information n'est disponible quant à leur impact potentiel sur la géomorphologie et le fonctionnement du système fluvial de Deli. On sait toutefois que comme les lahars, les avalanches de débris volcaniques sont des phénomènes hautement érosifs (Yarnold, 1993). Ces phénomènes peuvent recouvrir et modifier profondément les paysages particulièrement lorsque les débris de l'avalanche ne sont pas consolidés, à l'image du remplissage de la rivière North Fork Toutle aux Etats-Unis, suite à l'avalanche de débris émise par l'éruption du Mont St. Helens en 1980 (Glicken, 1998 ; Major & Mark, 2006). Cette avalanche de débris volcaniques d'environ 2,3 km³ (Glicken, 1998) a enseveli la vallée Turtle sur près de 60 km² et jusqu'à une profondeur moyenne de 45 m. Outre l'ensevelissement des fonds de vallées et des collines, l'avalanche de débris a affecté sévèrement le système de drainage hydrique et a eu des effets hydromorphologiques sévères sur les bassins hydrographiques (Major & Mark, 2006), notamment ceux situés au nord du volcan (Glicken, 1998). Une rupture du système de drainage hydrique de surface de la rivière North Fork Toutle entre la haute et la basse vallée a eu lieu rapidement après le passage de l'avalanche (Lehre *et al.*, 1983 ; Janda *et al.*, 1984) en lien avec de très fortes accumulations sédimentaires (Glicken, 1998). Rapidement après l'accumulation sédimentaire la reprise et le développement du drainage ont provoqué une érosion et un afflux de matériaux sédimentaires dans le bassin Turtle (Lehre *et al.*, 1983 ; Janda *et al.*, 1984). L'érosion des berges sur plusieurs dizaines de kilomètres ainsi que du fond de chenal ont engendré une remobilisation

de dépôts plus anciens qui étaient jusqu'alors stockés dans la vallée (Meyer & Janda, 1986). Ce processus rapide (Collins & Dunne, 1986 ; Major *et al.*, 2000) a provoqué un taux de sédimentation important dans les chenaux d'écoulements fluviaux de faible ordre de grandeur en seulement quelques années, conduisant à leur étouffement (Collins & Dunne, 1986). Les rendements en particules sédimentaires à suspension ont été augmentées jusqu'à 500 fois (Major *et al.*, 2000).

Dans notre cas et compte tenu de ces études on peut imaginer que l'avalanche de débris volcaniques qui a envahie la vallée de Deli au cours du Pléistocène récent pourrait avoir engendré de profonds bouleversements paysagers et hydrogéomorphologiques impliquant notamment l'apport et la mobilisation de très grandes quantités de sédiments dont les archives sont aujourd'hui encore en partie stockées et observables.

Conclusion

La connaissance des dépôts volcaniques et de leurs dynamiques géomorphologiques de mise en place au sein de la vallée de Deli permet de comprendre leur impact dans la métamorphose du système fluvial de Deli et l'évolution géomorphologique de la vallée au cours du Pléistocène récent. On s'aperçoit que le rôle du volcanisme comme variable de contrôle dans la transformation des conditions environnementales à l'origine de la modification du système fluvial et de la vallée Deli est majeur pour l'époque du Pléistocène récent et impact profondément le fonctionnement hydro-sédimentaire de la vallée et ses paysages. Les bouleversements environnementaux qu'il a engendré notamment par l'aggradation sédimentaire à travers l'apport de grandes quantités de matériaux détritiques est probablement sans commune mesure dans l'histoire paléoenvironnementale de la région.

Chapitre 8 - UNE INCISION MAJEURE ET ANCIENNE

Introduction

Nous avons vu dans le chapitre précédent (chapitre 7) que l'éruption du volcan Toba il y a 74 ka BP, suivie par la régénération du volcanisme du Sibayak, avaient entraîné de profondes évolutions paysagères ainsi qu'une modification du système fluvial de Deli. La période post-éruptive qui s'en est alors suivie au cours du Pléistocène récent ? puis de l'Holocène, a été marquée par des évolutions environnementales notables, notamment par une importante érosion de la nouvelle surface volcanique (Costa *et al.*, 2014) liée à une reprise et une réadaptation du système fluvial dans les dépôts de tufs Toba puis du Sibayak. Cette reprise du système fluvial a conduit à une reconfiguration importante de la géomorphologie de la vallée de Deli, tant dans sa partie médiane qu'à l'aval, dont la morphologie actuelle constitue, avec les archives sédimentaires, des témoins remarquables. Ces témoins géomorphologiques présentés et étudiés dans la partie 1 (chapitre 2) et 2 (chapitre 4) de cette thèse, permettent de proposer dans ce chapitre une reconstitution du système fluvial de Deli. Le cadre chronologique de ces reconstitutions reste toutefois à définir. Il se base ici sur seulement deux dates, rapportées à l'Holocène ancien.

Dans ce chapitre nous discuterons de la reprise du système fluvial dans les dépôts volcaniques du Toba et du Sibayak ainsi que de ses conséquences géomorphologiques, d'abord dans la moyenne vallée (1), puis dans la basse vallée (2), avant de terminer par le secteur littoral (3).

8.1. L'incision du système fluvial dans la moyenne vallée de Deli

La moyenne vallée de Deli constitue un secteur clé dans l'étude géomorphologique des archives volcano-sédimentaires en raison du nombre de coupes réalisées et de la richesse des dépôts observés. Les investigations géomorphologiques qui y ont été conduites (**cf. chapitre 4, partie 2**) ont permis d'observer que les dépôts volcaniques du Toba et plus ponctuellement ceux du Sibayak, étaient recouverts d'alluvions grossières particulièrement bien conservées et observables sur les sites S4, S3, et Tugu, puis qu'ils avaient ensuite été incisés. L'étude de ces alluvions détritiques puis de l'incision qui s'en est suivi dans les produits volcaniques

pléistocènes, permet de proposer une reconstitution de l'évolution du système fluvial de Deli (**Fig. 8.1, 8.2, 8.3, et 8.4**). Le cadre chronologique de cette reconstitution reste toutefois à définir en raison d'un manque de datation lié à une absence de matériel datable par radiocarbone.

8.1.1. L'incision des sites S4 et S3 (zone médiane de la moyenne vallée)

Dans la partie médiane de la moyenne vallée, la période post-volcanique est caractérisée par une reprise du système fluvial de Deli. Sur les sites S4 et S3, cette reprise fluviale se manifeste par la mise en place d'une sédimentation alluviale détritique grossière composée de galets arrondis et de blocs hétérométriques pouvant atteindre jusqu'à 1,20 m de diamètre (**Fig. 8.1 A et 8.2 A**). Cette sédimentation témoigne de la mise en place d'un chenal actif lié à des écoulements hydriques énergiques et instables de type torrentiel. Ces alluvions attestent d'une reprise des débits liquides et solides. La charge solide est suffisamment abondante pour permettre l'exhaussement du chenal comme en atteste l'épaisseur des alluvions comprise entre 0,5 m et 1,50 m selon les coupes et les sites. Ce remplissage alluvial est ensuite suivi par une forte incision et une importante mobilité latérale de la rivière Deli dans les dépôts volcaniques sous-jacents (**Fig. 8.1 C et 8.2 B**).

Sur le site S3, les dépôts alluviaux grossiers sont observés d'abord en rive gauche à plus de 20 m au-dessus du chenal actuel de la rivière Deli et 75 m de distance à l'ouest. Ils sont mélangés aux dépôts de tufs sous-jacents ce qui leur confère un pouvoir érosif (**Fig. 8.1 A**). Ces dépôts grossiers sont ensuite recouverts par une sédimentation alluviale fine d'une trentaine de centimètres d'épaisseur interprétée comme un comblement du chenal et de l'installation de conditions hydriques plus calmes (**Fig. 8.1 B**). Les archives alluviales au-delà de cette sédimentation ne sont pas observables en raison de leur disparition. Le versant est tronqué. Le matériel rocheux y est exploité pour la construction. Ces activités anthropiques sont communes dans la région (Verstappen, 1973 ; Cameron *et al.*, 1982), telle que l'extraction de galets au sein du chenal mineur de la rivière (Cameron *et al.*, 1982).

En rive droite, l'observation de nouveaux dépôts alluviaux grossiers (galets et blocs arrondis) positionnés sur les dépôts de tufs entre 1,90 m et 2,25 m de hauteur, pratiquement dans le sillage du chenal mineur actuel de la rivière Deli, peut également suggérer une importante incision verticale et une migration latérale de la rivière dans les dépôts volcaniques sous-jacents, à la suite du comblement du chenal de la rive gauche (**Fig. 8.1 C**). Ce fonctionnement est responsable de l'édification d'un système de terrasses très bien documenté aujourd'hui sur

ce tronçon de la vallée à partir de nos observations *in situ* et de la réalisation de nos transects en travers de la rivière (**cf. chapitre 2, partie 1**).

Sur le site S4, le fonctionnement est identique bien que les alluvions grossières n'aient été observées qu'à partir d'une seule coupe en rive gauche (**Fig. 8.2 A**). Leur position entre 2 m et 3,30 m au dessus du chenal actuel suggère une forte incision du système fluvial dans les dépôts de remplissages volcaniques du Toba puis du Sibayak, au sein desquels la rivière Deli a probablement dû s'écouler pendant un certain temps (**Fig. 8.2 B**). Le système de terrasses également observé sur ce site mais uniquement en rive gauche peut suggérer une migration latérale de la rivière à l'image du site S3 (**Fig. 8.2 B**). Malheureusement la forte anthropisation de ces terrasses converties en parcelles de cultures et très aménagées (rizières, plantations de palmiers à huile, bassins, canaux d'irrigation...) n'a pas permis d'accéder à leurs archives sédimentaires et de confirmer le passage de la rivière à une certaine époque.

En somme, les archives sédimentaires observées sur les sites S3 et S4 ainsi que la morphologie actuelle de ce secteur de la vallée attestent : (1) d'une réactivation énergétique de la rivière Deli après avoir été probablement contrainte par l'accumulation de dépôts volcaniques durant un certain temps (**Fig. 8.1 A et 8.2 A**) ; (2) d'une incision verticale et d'une migration latérale du système fluvial au sein des dépôts de remplissages volcaniques sous-jacents, engendrant la mise en place d'un système de terrasses en rive gauche à l'ouest (sites S3 et S4), puis en rive droite à l'est (site S3) (**Fig. 8.1 B, C et 8.2 B**). Les dépôts alluviaux détritiques grossiers laissés par le passage de la rivière Deli suggèrent qu'elle s'écoulait à un niveau bien plus haut qu'aujourd'hui (au moins 20 m pour le site S3 et 10 m pour le site S4 compte tenu de la position des terrasses les plus élevées par rapport à la position du chenal mineur actuel). La rivière s'écoulait également plus à l'ouest (au moins 75 m pour le site S3 et 50 m pour le site S4) puis plus à l'est (site S3) ; (3) ce fonctionnement a généré l'érosion et le transfert d'un important volume de matériaux volcano-sédimentaires dans la vallée correspondant certainement à ce que Cameron *et al.* (1982) nomme la « formation de Medan » et qui se compose d'alluvions et de débris de tufs Toba, et dont les premières traces sont observables à partir de la partie basse de la moyenne vallée et de la partie haute de la basse vallée, soit, dans les environs du site Tugu.

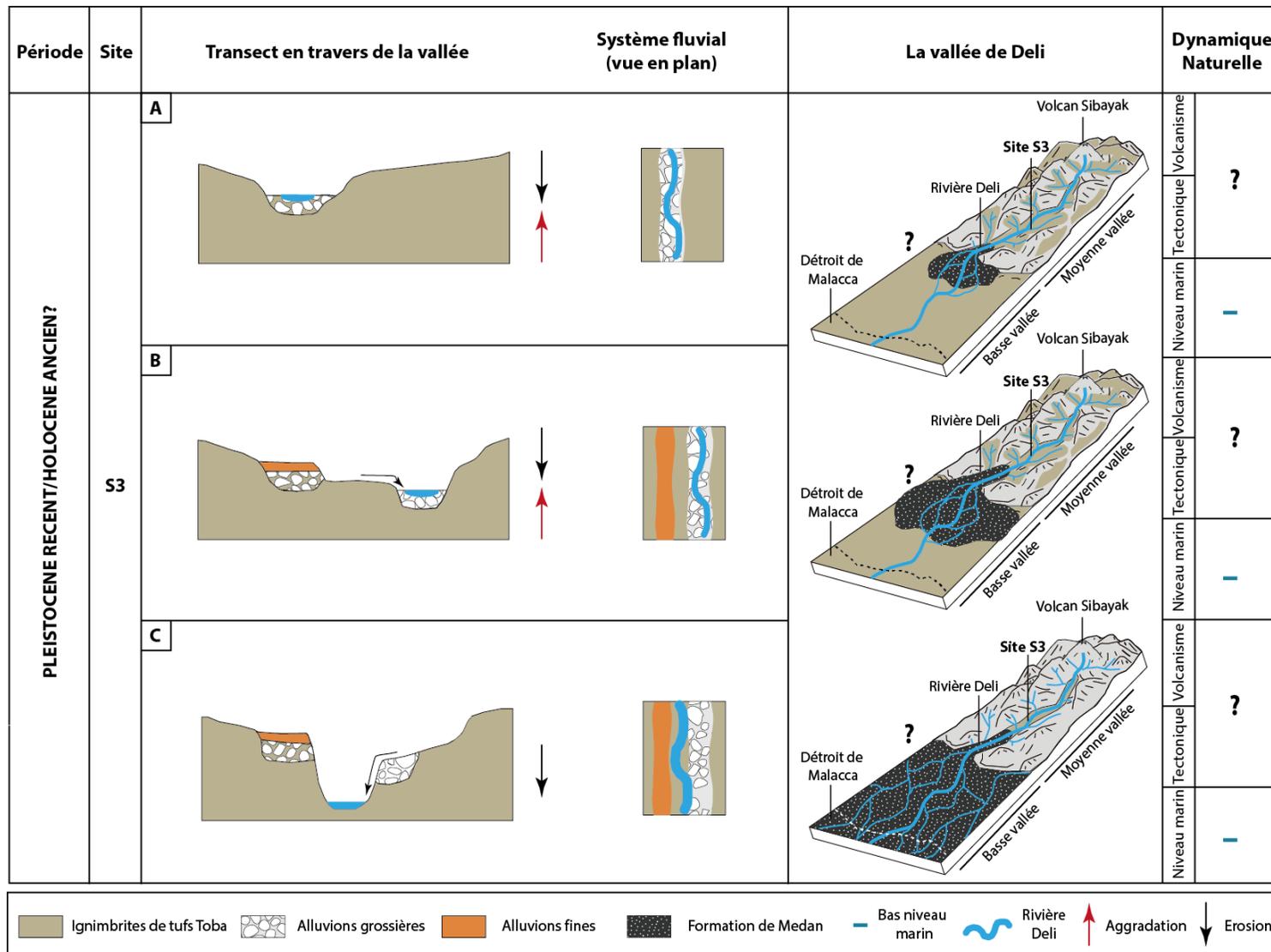


Figure 8.1 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site S3 et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Réactivation du système fluvial et alluvionnement détritique grossier. (B) Incision verticale et migration latérale du système fluvial et mise en place d'un système de terrasses (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

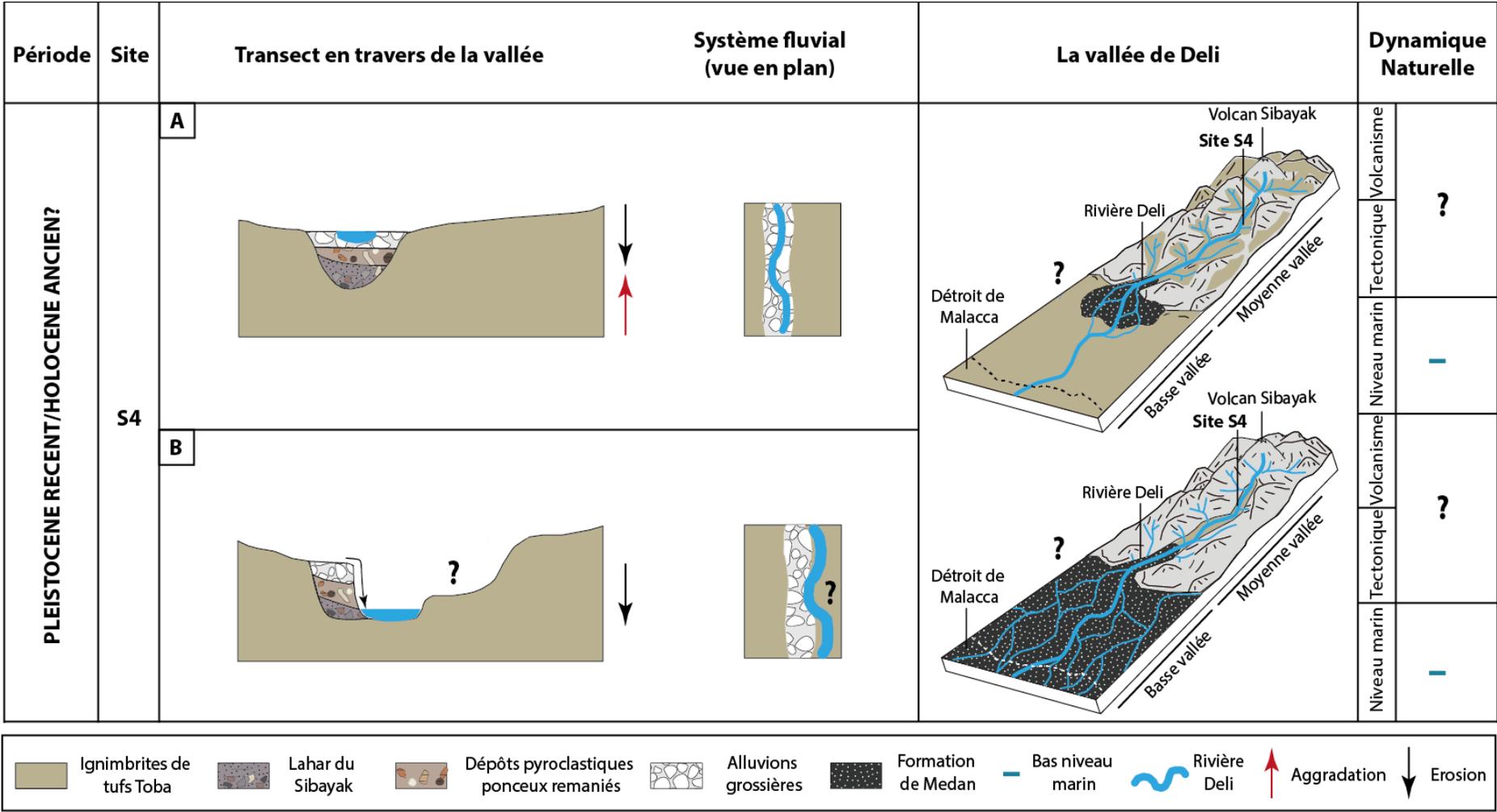


Figure 8.2 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site S4 et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Réactivation du système fluvial et alluvionnement détritique grossier. (B) Incision verticale et migration latérale du système fluvial et mise en place d'un système de terrasses (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

8.1.2. L'incision du site Tugu (zone aval de la moyenne vallée)

Dans la partie aval de la moyenne vallée, la période post-remplissage volcanique du système fluvial de Deli semble également avoir été suivie d'une réactivation du système fluvial, comme sur les sites S3 et S4, mais aussi d'une accrétion sédimentaire importante liée à un large remaniement fluvial, notamment des tufs Toba, en lien avec la reprise du fonctionnement hydrique de la vallée.

A Tugu, la reprise fluviale est caractérisée par une sédimentation détritique d'alluvions grossières au niveau de la terrasse t2 de la coupe cp.1 (**Fig. 8.3 A**) (cf. 4.1.5.1, chapitre 4, partie 2). Les alluvions sont de taille moins importante que sur les sites S3 et S4 en raison de la position du site, plus en aval. En effet, les alluvions sus-jacents aux ignimbrites de tufs Toba se composent de sables très grossiers gris/noirs, de galets arrondis de taille hétérométrique (centimétriques à décimétriques), ainsi que de gravillons. Cet alluvionnement témoigne de la mise en place d'un chenal actif lié à des écoulements énergiques et instables. La charge solide de près d'un demi-mètre d'épaisseur marque l'exhaussement du chenal (**Fig. 8.3 A**).

Plus tard, la sédimentation s'affine et se compose de sables fins variablement limoneux contenant quelques galets épars de taille centimétrique et décimétrique ainsi que de nombreux gravillons millimétriques et centimétriques anguleux et roulés témoignant de conditions hydriques moins énergiques mais restant toutefois fortes (**Fig. 8.3 B**). La position de ces alluvions, observés sur la terrasse t2 de la coupe cp.1, à plus de 6 m au dessus de la rivière actuelle et 17 m de distance à l'est, suggèrent comme pour les sites S3 et S4 une incision importante du système fluvial dans les dépôts de remplissages d'ignimbrites de tufs sous-jacents, déjà débutée avec l'édification de la terrasse t1 mais dont les archives sédimentaires n'ont pas été observées (**Fig. 8.3 B**). Le système de terrasses observé uniquement en rive droite, à l'est du chenal actuel, suggère une migration latérale de la rivière déjà identifiée sur les sites S4 et S3. La rivière Deli semble s'être écoulee durant un certain temps à un niveau bien plus haut qu'aujourd'hui (au moins 15 à 20 m si l'on en juge la hauteur de la terrasse t1 par rapport à la position du chenal actuel de la rivière Deli) et plus à l'est (au moins 20 m compte tenu de la largeur cumulée des terrasses t1 et t2 par rapport au positionnement actuel du chenal mineur).

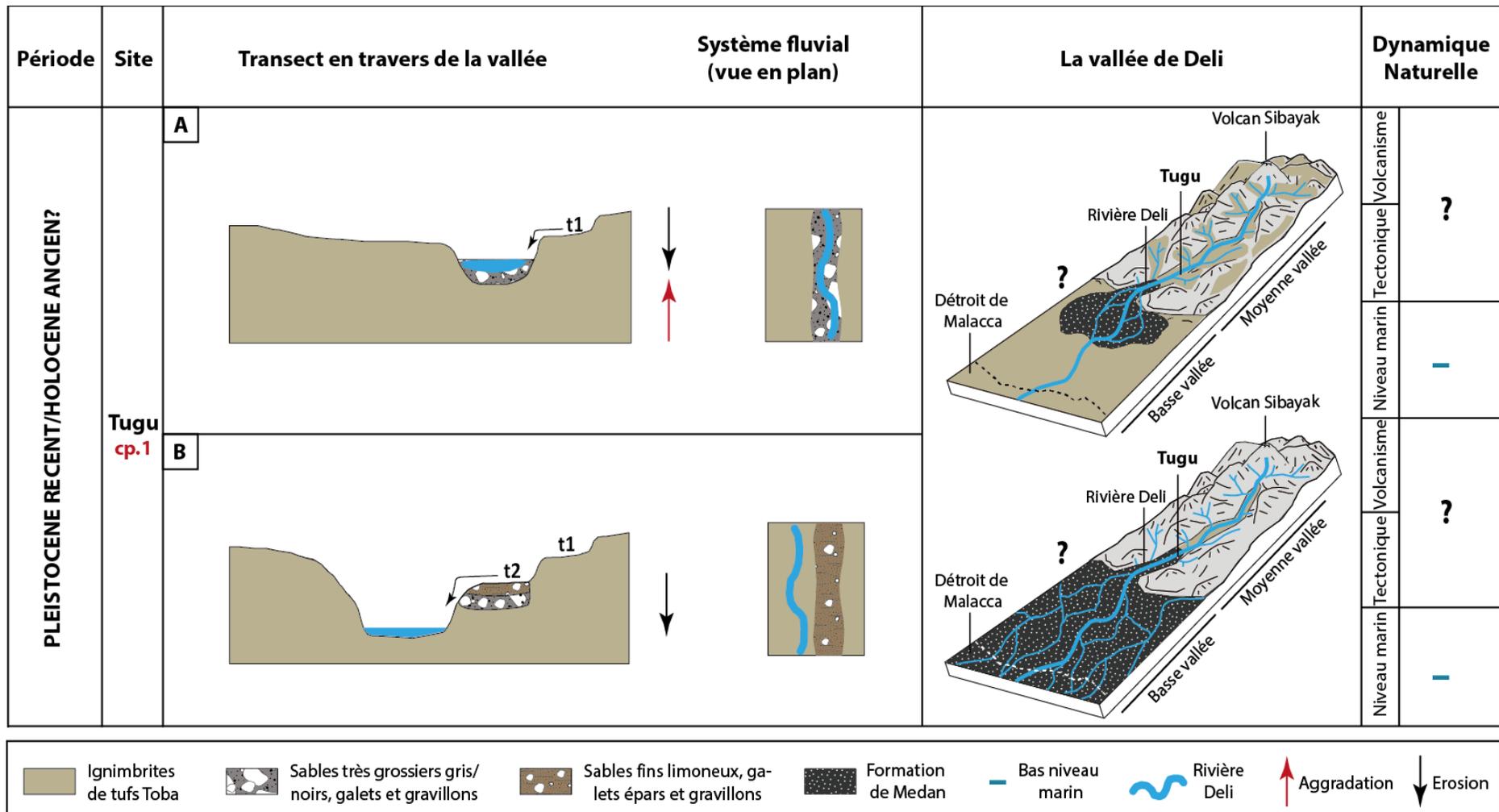


Figure 8.3 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site de Tugu et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Développement du système fluvial dans les tufs du Toba associé à un alluvionnement détritique grossier. (B) Poursuite de l'incision verticale et de la migration latérale du système fluvial dans les tufs du Toba et de l'édification du système de terrasses (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

En ce qui concerne les dépôts de l'avalanche de débris volcaniques qui forment un panneau de débris ponctuel le long d'une partie de la rive droite du chenal mineur de la rivière Deli, ils ne semblent pas, selon nos observations *in situ*, fournir de traces de sédimentations alluviales ou morphologiques distinctes de reprise du système fluvial comme celles observées dans la partie sommitale des dépôts volcaniques des sites S3 et S4, soit parce qu'elles n'existent pas, soit parce qu'elles ont disparu. Dans ce dernier cas de figure, l'homme peut avoir joué un rôle non négligeable. En effet, le site de Tugu est en proie à une anthropisation intense (cf. **2.1.2.2.6, chapitre 2, partie 1**). Les images satellites issues de Google Earth montrent qu'au début des années 2000 le site était encore modérément affecté par l'anthropisation. La rivière Deli s'écoulait de manière naturelle et était bordé par une végétation de ripisylve. A partir de 2009, le site a été considérablement transformé. De nombreuses pelleteuses ont commencé à décaisser la plaine alluviale et à élargir puis détourner le chenal mineur de la rivière Deli (cf. **2.1.2.2.6, chapitre 2, partie 1**). Depuis, cette profonde anthropisation sur ce site se poursuit. Sur la base de nos observations *in situ*, des extractions de matériaux volcano-sédimentaires se font le long du chenal mineur, créant un élargissement du chenal et une déstabilisation accrue des berges. Ces activités anthropiques favorisent une érosion certaine, fournissant d'importantes quantités de sédiments à la rivière comme en témoignent les îlots et îles créées au sein du chenal mineur le long des berges excavées (cf. **2.1.2.2.6, chapitre 2, partie 1**).

Le transect de coupes (cp.2 à cp 6) où ont été observés les dépôts de l'avalanche de débris volcaniques est lui-même sujet à ces perturbations. Le sommet du panneau d'avalanche est tronqué par un chemin artificiel qui sépare la plaine décaissée du chenal mineur de la rivière Deli. Ce chemin est également recouvert par des dépôts remaniés issus de la plaine décaissée. Il est probable qu'une partie des dépôts de l'avalanche de débris ont disparus sous les coups de pelleteuses, dont les traces sont observables tout le long du panneau d'avalanche.

Ces activités anthropiques sont contraignantes dans l'observation des archives sédimentaires du site, soit parce que ces dernières ont disparu, soit parce qu'elles sont affectées par d'importants remaniements. Cela peut donc en partie expliquer que nos données géomorphologiques sur ce site soient fragmentaires et ne permettent pas de proposer une reconstitution fine des évolutions du fonctionnement du système fluvial. On peut toutefois supposer, au regard de l'évolution du système fluvial dans les dépôts volcaniques des sites S3 et S4 ainsi que de la littérature (cf. **8.1.3.2.1 de ce chapitre**), que les dépôts d'avalanche de débris volcaniques du site Tugu ont été remaniés par la rivière et ont fourni une grande quantité de sédiments à la partie basse de la vallée (**Fig. 8.4**).

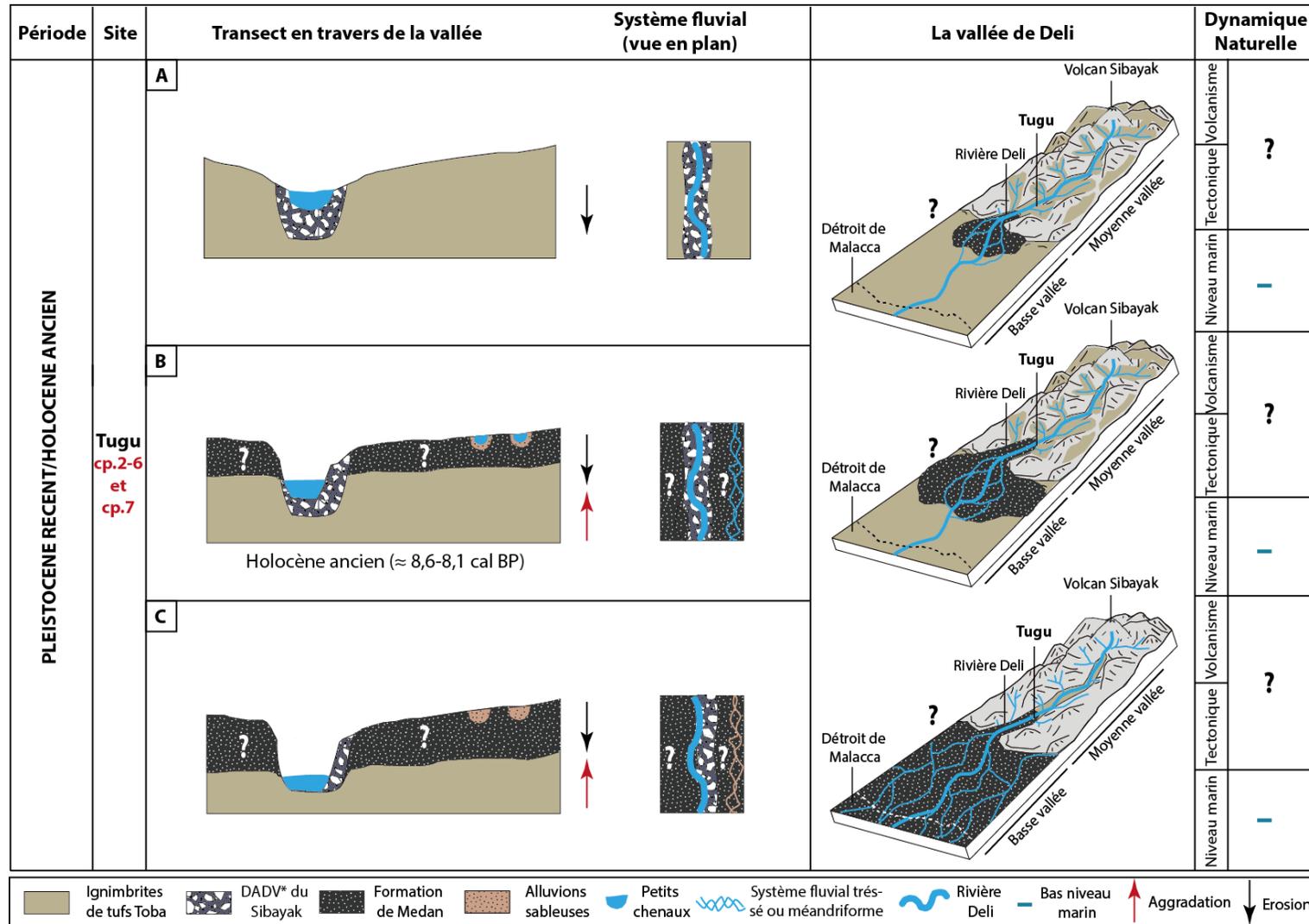


Figure 8.4 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site de Tugu et la vallée au cours de la période Pléistocène récent/Holocène ancien. (A). Réactivation supposée du système fluvial dans les dépôts de l'avalanche de débris volcaniques. (B) Incision des dépôts de l'avalanche de débris volcaniques et mise en place d'un système fluvial tressé ou méandrique. (C). Poursuite de l'incision dans les dépôts de l'avalanche et comblement du système fluvial tressé ou méandrique (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

En somme, les archives volcano-sédimentaires observées à Tugu ainsi que la morphologie actuelle de ce secteur attestent : (1) d'une reprise de la rivière dans les ignimbrites de tufs du Toba mais également probablement dans les dépôts de l'avalanche de débris volcaniques du Sibayak (**Fig. 8.3 A et 8.4 A**) ; (2) d'une incision verticale (**Fig. 8.3 B et 8.4 B**) et une migration latérale du système fluvial dans les ignimbrites impliquant, comme sur les sites S3 et S4, l'édification d'un système d'au moins deux terrasses en rive droite (**Fig. 8.3 B**). Les alluvions grossières observées dans la terrasse t2 suggèrent que la rivière s'écoulait à un niveau plus haut et plus à l'est qu'aujourd'hui ; (3) une érosion et un transfert massif de matériaux volcano-sédimentaires vers l'aval, correspondant probablement à la « formation de Medan » (Cameron *et al.*, 1982). Ce matériel remanié issu de l'incision des dépôts volcaniques, notamment des tufs du Toba de la moyenne vallée, sédimente à partir du site Tugu (**Fig. 8.4 B et C**) en raison d'un contexte topographique favorable marqué par une rupture de pente ainsi qu'une configuration générale en forme d'entonnoir, se manifestant par une ouverture progressive du fond de vallée et faisant de Tugu une probable zone de piégeage sédimentaire. Aussi, il est probable que le volumineux panneau d'avalanche de débris volcaniques ait favorisé la sédimentation accrue des tufs Toba remaniés par un blocage du fond de vallée et des écoulements de la rivière Deli. Cela pourrait expliquer la puissance remarquable (10 m) de ces dépôts, observables aujourd'hui de manière ponctuelle sur ce site (hors de nos coupes), uniquement en rive gauche non décaissée. Ce contexte pourrait également expliquer plus tard le développement en rive droite d'un système fluvial en tresses ou à méandres comme en attestent les archives sédimentaires de la coupe cp.7 (**Fig. 8.4 B**). Ce système hydro-sédimentaire pourrait indiquer une adaptation des écoulements à l'afflux important de sédiments, contraignant les écoulements habituels concentrés dans un seul chenal. Les dépôts de ce système fluvial, principalement sableux, puis sableux et graveleux, à l'organisation structurale entrecroisée, planaire ou transversale, peuvent en attester. Ces alluvions sont datées de l'Holocène ancien à partir de fragments de bois (7750 +/- 50 ans BP ; 8605-8420 cal BP et 7450 +/- 40 ans BP ; 8361-8186 cal BP) dans leur partie basale et sont situés à près de 400 m à l'est du chenal mineur actuel de la rivière Deli, suggérant un élargissement du système de drainage à cette époque (**Fig. 8.4 B**).

8.1.3. Des observations similaires et des études comparatives

8.1.3.1. A Sumatra Nord

Dans la littérature et en ce qui concerne la région de Sumatra Nord, des observations similaires à celles que nous avons faites dans la vallée de Deli ont déjà été mentionnées et font suite aux remplissages des tufs du Toba il y a 74 ka BP et plus secondairement et localement à ceux des lahars de divers volcans régionaux (Verstappen, 1973). Dans certaines vallées situées non loin du Toba, comme dans la vallée de Deli, des systèmes de terrasses sont observés le long de certaines rivières. Leur dimension est comprise entre 7 m et 20 m, soit les dimensions que nous observons également pour les terrasses de la vallée de Deli. L'agriculture s'est développée sur ces terrasses au-dessus desquelles s'étendent des plaines érodées sèches (Verstappen, 1973). Dans sa description géomorphologique de l'île de Sumatra, Verstappen (1973) indique que dans la périphérie du Toba le manteau de tufs qui recouvre les vallées prend la forme de terrasses disséquées par des vallées fluviales étroites. La vallée de Deli semble en être un bon exemple.

Sur le Plateau Karo, entre le Lac Toba et la ville de Berastagi, à l'amont de la vallée de Deli, Verstappen (1973) observe la présence des tufs du Toba le long de plusieurs rivières, telle que la rivière Kitelangkah, où des terrasses de tufs se sont développées tout le long de la rivière. Il suppose que compte tenu de la configuration actuelle du terrain, le drainage moderne a été mis en place lorsque le drainage d'origine a été bloqué par les ignimbrites du Toba. Il précise également qu'au vu de l'étroitesse et de la profondeur de la vallée dans laquelle s'écoule la rivière Kitelangkah, cette dernière a dû s'inciser durant de très nombreuses années dans les tufs pour aboutir à sa configuration actuelle.

Dans la vallée d'Alas, située au nord-ouest du Lac Toba, les accumulations de tufs ont causées des modifications majeures dans l'établissement du drainage hydrique. Cette vallée a été temporairement bloquée et son système de drainage modifié. Selon Cameron *et al.* (1982), le drainage a été inversé et à édifié un large cône alluvial riche en débris de tufs Toba, à l'image de celui de la « formation de Medan » dans la basse vallée de la rivière Deli.

Malgré ces quelques points comparatifs issus de la région de Sumatra Nord, il n'existe pas à notre connaissance d'étude approfondie de cette région concernant les impacts réels du remplissage volcanique sur le système de drainage, leur réponse en termes de réajustement et de fonctionnement hydro-sédimentaire, ainsi que de dynamiques géomorphologiques. Malgré

ce constat, un certain nombre de travaux ont été menés ailleurs dans le monde, directement ou indirectement en lien avec les retombées des dépôts de tufs Toba de l'éruption de 74 ka BP ou en comparaison avec d'autres éruptions et d'autres types de matériaux volcaniques.

8.1.3.2. Ailleurs dans le monde

8.1.3.2.1. Constat général

Depuis les années 1980 et l'éruption du Mont St. Helens aux Etats-Unis, un certain nombre d'études ont été menées sur la réponse des systèmes fluviaux, des systèmes de (re)-sédimentations, d'effets hydrologiques et de dynamiques géomorphologiques, suite à des explosions volcaniques majeures (Collins & Dunne, 1986 ; Meyer & Martinson, 1989 ; Hayes *et al.*, 2002 ; Gran & Montgomery, 2005 ; Manville *et al.*, 2005, 2009 ; Major & Mark, 2006 ; Major *et al.*, 2000 ; Tanarro *et al.*, 2010 ; Pierson *et al.*, 2011 ; Pierson & Major, 2014). Ces études ont montré que l'impact de l'apport de grandes quantités de sédiments issus de flux pyroclastiques, d'avalanches de débris volcaniques, de coulées lahariques ou encore de retombées de tephres, modifiait de manière considérable le système de drainage durant des années. A la suite d'importants remplissages de matériaux volcaniques, le rétablissement du système de drainage sur la nouvelle surface terrestre est suivi par un ensemble de processus comprenant une reprise du chenal, une incision, une aggradation associée à un élargissement, et une stabilisation, comme cela a été montré pour le Mont St. Helens (Meyer & Martinson, 1989).

Outre l'ensevelissement des fonds de vallées et des reliefs directement touchés par l'éruption, les effets sur le système fluvial sont doubles. Ils concernent d'une part, une augmentation du ruissellement et des inondations en raison d'une réduction de la capacité des taux d'infiltration des eaux dans le sous-sol dû aux remplissages de tephres et à la disparition de la végétation (Gran & Montgomery, 2005 ; Major & Yamakoshi, 2005 ; Pierson & Major, 2014) ; et d'autre part, une augmentation rapide des quantités de sédiments transportés par le système fluvial, en lien avec les processus d'érosion intense des dépôts volcaniques liés à l'augmentation du ruissellement (Collins & Dunne, 1986 ; Pierson & Major, 2014). Les matériaux érodés sont directement issus des reliefs recouverts et soumis à une forte érosion, ainsi que du système fluvial principal où le transport sédimentaire se fait par de grands mouvements de masses, tel que par des coulées lahariques mais également par l'érosion verticale et latérale (Lavigne & Thouret, 2000, 2002). Les matériaux sont facilement mobilisables, plus particulièrement si ils ne sont pas consolidés, jusqu'à l'épuisement du

stock, comme cela a été démontré pour le Mont St. Helens suite à l'éruption de 1980 (Collins *et al.*, 1983 ; Collins & Dunne, 1986 ; Glicken, 1998). Les taux de sédiments transportés par le système fluvial sont alors considérables et peuvent atteindre des niveaux parmi les plus élevés du monde (Milliman & Syvitski, 1992 ; Manville *et al.*, 2009), comme à la suite de l'éruption du Mont St. Helens (Pearson, 1986 ; Dinehart, 1998 ; Major *et al.*, 2000 ; Major, 2004) ou du Pinatubo (Pierson *et al.*, 1992 ; Hayes *et al.*, 2002). Cette concentration peut atteindre jusqu'à 20 fois la concentration d'un épisode de crue post-éruptif (Pierson & Major, 2014).

A leur remobilisation, les sédiments se propagent vers l'aval sous la forme d'une onde sédimentaire (Pierson *et al.*, 2011) impliquant une modification du chenal de la rivière. La migration de cette onde de sédiments est décrite comme un cycle avec : (1) une aggradation du lit du chenal associée à un élargissement et un développement de lits fluviaux mobiles en tresses avec un affinage et un lissage des lits ; (2) une dégradation post-aggradation qui se manifeste par une ré-incision du chenal dans les dépôts remaniés (Pierson *et al.*, 2011). Plus tard, les écoulements se rétrécissent et se stabilisent en un seul chenal associés à un exhaussement progressif du lit (Pierson & Major, 2014). Il a été montré que la durée et l'ampleur de cette perturbation cyclique pouvait être très variable et qu'elle dépendait de la grandeur de l'éruption, des caractéristiques de l'environnement climatique, ainsi que des conditions physiques locales (Pierson *et al.*, 2011).

8.1.3.2.2. Exemples d'évolutions de systèmes de drainages post-éruptifs comparatifs à l'évolution du système fluvial de Deli

En Inde, plus particulièrement dans la vallée Son, des dépôts de tufs cendreaux du Toba d'une puissance de plusieurs dizaines de centimètres à plusieurs mètres (Williams & Royce, 1983 ; Williams *et al.*, 2006 ; Jones, 2010) ont été signalés sur plus de 30 km de distance le long de la rivière Son. L'étude sédimentologique et géomorphologique qui a été conduite dans cette vallée a permis de montrer que les dépôts de la rivière Son avaient été sujets à une érosion et à un remaniement, de sorte que la stratigraphie des produits volcaniques du Toba résultait d'une forte incision, d'une érosion latérale et d'une redéposition dans un laps de temps très variable, de l'ordre de plusieurs semaines à plusieurs millénaires (Gatti *et al.*, 2011). Les faciès sédimentaires post-remplissages volcaniques, principalement limoneux, recouvrant les dépôts de tufs Toba et répandus au sommet des terrasses du Pleistocène supérieur et de l'Holocène ancien de la vallée, pourraient indiquer un changement important

dans la dynamique du chenal de la rivière à la suite de l'éruption, dans la mesure où, avant le remplissage volcanique, la rivière était caractérisée par une sédimentation sableuse. Enfin, les sables grossiers/moyens également retrouvés sur les dépôts du Toba pourraient suggérer la présence d'un chenal ayant migré après le remplissage du système fluvial, attestant d'un contrôle géomorphologique de la rivière (Gatti *et al.*, 2011).

Une phase d'aggradation prolongée suivie d'une incision verticale dans la vallée Son ainsi que dans la vallée de Belan, en Inde, avait déjà été soulignée par Williams *et al.* (2006), laquelle était centrée sur la période 73 +/- 4 ka BP, lorsque les cendres de l'éruption du Toba avaient été déposées sur la Péninsule indienne.

En Nouvelle-Zélande, l'éruption d'ignimbrites du volcan Taupo il y a 1,8 ka BP a entraîné, comme le Toba, un important remplissage d'ignimbrites couvrant environ 20 000 km² selon des épaisseurs comprises entre 10 m dans les zones proximales à moins de 15 à 30 cm en zones distales. Ce remplissage volcanique a engendré une modification du système de drainage par les matériaux pyroclastiques primaires puis secondaires (Manville *et al.*, 2005, 2009). La période initiale post comblement a été suivie en tête de bassins par un remaniement intense des ignimbrites primaires non consolidées et des ruissellements, ayant engendré une érosion et un transport des matériaux (Manville *et al.*, 2005). Ces phénomènes d'érosions intenses et de ravinements associés sont la plupart du temps dus à de fortes précipitations, comme cela a été montré pour le Pinatubo (Newhall & Punongbayan, 1996) ou pour le Mont St. Helens (Meyer & Martinson, 1989 ; Glicken, 1998).

La reprise des matériaux pyroclastiques en tête de bassin versant est généralement confinée aux reliefs les plus raides et aux gorges qui leurs sont associées et se fait par des écoulements de débris et des écoulements hyperconcentrés (Manville *et al.*, 2005). La granulométrie des ignimbrites remaniées est très semblable aux faciès d'ignimbrites primaires. Les deux se chevauchent avec ou sans contact érosif (Manville *et al.*, 2005, 2009). On retrouve une composante sableuse mal triée avec des clastes volcaniques tels que des pierres ponceuses ou des lapilli. Ces dépôts peuvent faire jusqu'à 1,20 m d'épaisseur et ne présentent pas de stratification nette. Des clastes ponceux recouverts de boue, typiques d'un remaniement aux écoulements humides dans l'ignimbrite chaude et provenant d'hydro-éruptions secondaires, peuvent également être présents. Dans la vallée de Deli, au niveau du site S4, les dépôts pyroclastiques ponceux remaniés probablement issus des ignimbrites de tufs du Toba et surmontant les dépôts de lahars du Sibayak, pourraient être associés à ce type de dynamique.

Ils en présentent tout du moins des caractéristiques assez similaires avec celles observées pour le volcan Taupo. Toutefois, les dépôts observés sur le site S4 restent complexes à interpréter, d'autant qu'ils ne présentent aucun calage chronologique.

La phase initiale post-éruptive du volcan Taupo est également associée à l'éclatement de lacs temporaires formés par les écoulements à la suite du remplissage du volcan (Manville *et al.*, 2005, 2009). Cette phase s'en est suivie par une période de développement de chenaux le long de cours d'eau et d'anciens cours d'eau remplis de matériaux volcaniques selon un processus impliquant 4 étapes majeures (reprise des écoulements, incision, aggradation et élargissement, et stabilisation) telles que définies pour le Mont St. Helens (Meyer & Martinson, 1989). Ces processus laissent des traces morphologiques et sédimentaires de leur fonctionnement et des environnements associés (Manville *et al.*, 2005, 2009) qui permettent de retracer les dynamiques géomorphologiques de contrôle de la rivière au fil du temps dans les dépôts volcaniques.

Dans le cas du volcan Taupo, la ré-occupation naissante des voies de drainage antécédentes a été ré-initiée notamment par un compactage post-dépôt des ignimbrites. Des écoulements fluviaux éphémères se sont développés d'abord dans des chenaux peu profonds et larges, associés à des explosions de charges sédimentaires et à des inondations éclairs. Ces écoulements ont pu se faire soit dans les ignimbrites primaires, soit dans les dépôts remaniés. Dans le premier cas, ils ont formé des réseaux anastomosés très larges pouvant aller jusqu'à 1 km et peu profond (0,5 à 1 m seulement) avec des bases érosives générées par le ruissellement de surface immédiatement après l'éruption (Manville *et al.*, 2005, 2009). De telles configurations de chenaux se sont également développées suite à l'éruption du Pinatubo en 1991 (Major *et al.*, 1996 ; Newhall & Punongbayan, 1996). Dans la vallée de Deli, de pareilles configurations pourraient également être associées aux dépôts alluviaux détritiques grossiers notamment du site S3, en rive gauche, où est observé un lit peu profond (40 cm d'épaisseur) d'alluvions grossières mélangées aux dépôts de tufs sous-jacents. Les alluvions grossières de la coupe cp.1 du site Tugu pourraient aussi être associées à une telle configuration de chenaux étant donné leur puissance (environ 40 cm) et leur base érosive dans les ignimbrites de tufs Toba sous-jacents.

Dans le second cas, les écoulements se sont produits sous la forme de dépôts formant des terrasses qui ont rempli partiellement les vallées incisées dans les ignimbrites.

Les écoulements temporaires dans des chenaux larges et peu profonds sont ensuite généralement remplacés par une incision verticale dans les ignimbrites (Healy, 1967 ; Blong, 1970) et la mise en place de terrasses. Ce fonctionnement est lié à une baisse de la fourniture de débris pyroclastiques et une augmentation des débits liquides en raison de la ré-intégration des réseaux de drainages (Manville, 2002). Cette incision est très bien observée dans la moyenne vallée de Deli où un système de terrasses est également associé et atteste d'un contrôle géomorphologique de la rivière dans les tufs du Toba. Après l'incision, un remplissage par aggradation se met en place rapidement en lien avec les dépôts évacués suite à l'incision verticale et à l'élargissement du système fluvial. Cette phase fournit alors des transferts de sédiments et des taux de sédimentation probablement les plus importants au monde (Manville *et al.*, 2009). Dans notre cas, elle pourrait correspondre à la « formation de Medan » (Cameron *et al.*, 1982) dont on observe les premières accumulations épaisses (10-15 m) à partir du site de Tugu.

Un système fluvial tressé ou méandrique permanent et à faible régime se développe ensuite dans les dépôts issus de la réactivation du drainage (Manville *et al.*, 2009). Dans ce type d'écoulements, les dépôts se superposent ou sont placés dans les sédiments évacués de l'amont, formant souvent des terrasses de 5 à 10 m au dessus du niveau actuel de la rivière. Les contacts sont progressifs à érosifs. Les lithofaciès sont dominés par des sables ponceux, graveleux et des graviers sableux et ponceux avec une organisation structurale nette entrecroisée, transversale ou planaire. Ces dépôts et leurs figures de sédimentation sont généralement typiques de migrations de rides de courants dans le fond du lit du chenal en eau peu profonde (Collinson, 1996 ; Miall, 1996 ; Todd, 1996). A Tugu, les archives sédimentaires de la coupe cp.7 pourraient suggérer un tel fonctionnement. La nature des archives sédimentaires, principalement sableuse dans un premier temps, puis sableuse et graveleuse dans un second temps, ainsi que leurs organisations structurales généralement entrecroisées, planaires ou transversales, peut en attester. Ces dépôts ont été interprétés comme issus de la migration des rides de courants situées dans le chenal, dans des eaux peu profondes, sous l'action tractive des courants lors de crues d'intensité modérée ou énergétique. Ils forment une aggradation de plus de 2 m, à près de 400 m à l'est du chenal mineur actuel et sont datés de l'Holocène ancien à partir de fragments de bois (7750 +/- 50 ans BP ; 8605-8420 cal BP et 7450 +/- 40 ans BP ; 8361-8186 cal BP) dans leur partie basale.

Par la suite, lorsque les apports sédimentaires sont moindres, le système fluvial évolue en un seul chenal d'écoulement (Manville *et al.*, 2009). Dans le cas du volcan Taupo, le profil pré-

éruptif de nombreuses rivières a alors été retrouvé de nombreuses années après. Cela est dû notamment au fait que l'érosion se limite aux dépôts de l'éruption elle-même (Manville *et al.*, 2009). L'évolution du drainage subséquent et le développement des terrasses sont ainsi contrôlés par l'interaction entre la disponibilité des sédiments issus de l'érosion des dépôts pyroclastiques et la capacité de transport des sédiments du système fluvial.

Manville & Wilson (2004) suggèrent que la durée et l'extension spatiale de la réponse sédimentaire sont fonction de nombreux facteurs qui incluent : (1) le volume de matériaux volcaniques émis par l'éruption ; (2) la nature des matériaux ; (3) la distribution des dépôts ; (4) le climat local ; (5) la topographie pré-éruptive ; (6) le sous-sol géologique de la zone impactée qui est propre à chaque zone d'étude.

8.2. Le remplissage post-incision du système fluvial de la basse vallée de Deli

Dans la basse vallée, la sédimentation est épaisse et issue du remplissage volcanique du Pléistocène récent du Toba et du Sibayak, puis de l'incision du système fluvial de la moyenne vallée dans ces dépôts, au cours du Pléistocène récent et de l'Holocène ancien. Les investigations géomorphologiques qui ont été menées dans la partie basse de la vallée à partir des sites S0, Avros et « *Pusat Arkeologi* », permettent de proposer une reconstitution de l'évolution du système fluvial de Deli (**Fig. 8.5, 8.6 et 8.7**). Le cadre chronologique de cette reconstitution reste toutefois à préciser puisque qu'une seule date a été obtenue.

8.2.1. Le remplissage volcano-sédimentaire du site S0 (zone amont de la basse vallée)

Avant 1470 +/- 30 ans BP (1405-1305 cal. BP), la sédimentation basale du site S0 est structurée par des ignimbrites de tufs. Ces dépôts volcaniques sont similaires à ceux observés dans la moyenne vallée et constituent le sous-bassement du site ainsi que de la rivière Deli (**cf. 7.2, chapitre 7, partie 3**). Comme sur les sites S4, S3 et Tugu, ces tufs sont surmontés par des alluvions détritiques grossières à l'organisation structurale massive (**Fig. 8.5 A**). Ces alluvions se composent de galets arrondis centimétriques et sont associées à une forte charge sédimentaire limono-argilo sableuse impliquant une importante viscosité des écoulements. Elles érodent les tufs sous-jacents et témoignent de la mise en place d'un chenal actif lié à des écoulements hydriques énergiques et irréguliers de type torrentiel. Ces alluvions attestent de débits liquides et solides suffisamment forts pour permettre un exhaussement du fond de chenal comme en témoigne l'épaisseur de l'alluvionnement qui atteint jusqu'à 75 cm.

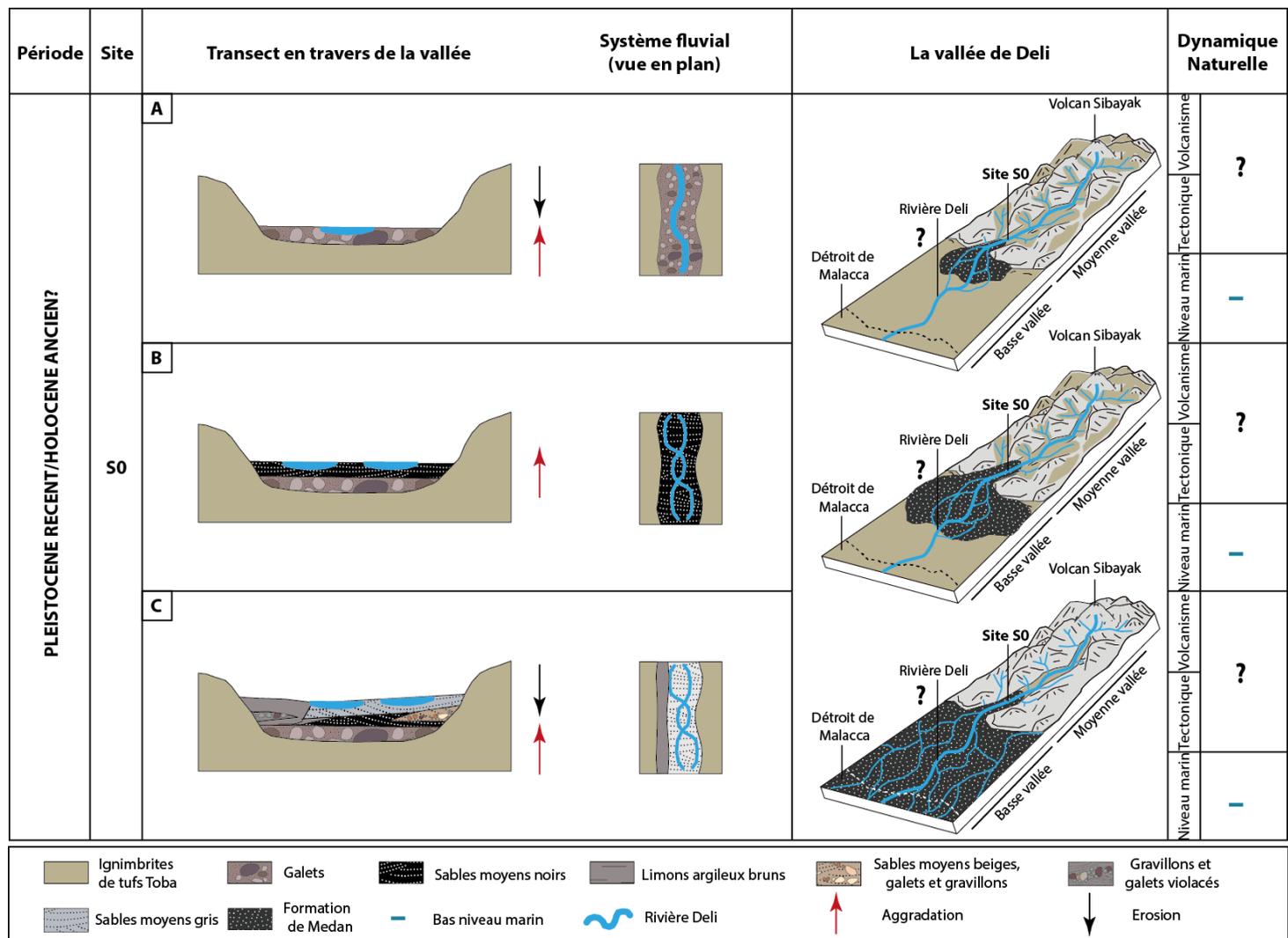


Figure 8.5 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site S0 et la vallée avant 1470 +/-30 ans BP (1405-1305 cal. BP). (A) Mise en place d'un système fluvial énergétique et d'un alluvionnement détritique grossier. (B). Mise en place d'une sédimentation sableuse en lien avec le développement probable d'un système fluvial tressé ou méandriforme. (C) Installation d'une phase d'instabilité hydro-sédimentaire (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

La période suivante est marquée par le développement d'une nouvelle sédimentation grossière caractérisée par des sables moyens noirs, massifs, mal triés, à l'organisation structurale entrecroisée (**Fig. 8.5 B**). Cette sédimentation sableuse riche en minéraux volcaniques anguleux peu usés, a probablement une origine volcanique mais est issue d'une dynamique de transport fluviale d'intensité modérée et irrégulière. La géométrie entrecroisée des sables peut en attester. Cet entrecroisement structural des dépôts résulte probablement de la migration de rides sous l'action tractive des courants au sein du chenal. Cette dynamique illustre une mobilité latérale des écoulements et du chenal. Elle peut également suggérer la mise en place d'un système fluvial tressé ou méandrique comme cela fut le cas à la suite du remplissage volcano-sédimentaire du volcan Taupo en Nouvelle-Zélande dans les parties basses de certaines vallées (Manville *et al.*, 2005, 2009).

Plus tard, une nouvelle phase d'évolution hydro-sédimentaire du système fluvial se met en place. Les archives sédimentaires témoignent d'une instabilité du système caractérisée par des phases d'érosion et de sédimentation principalement grossières (**Fig. 8.5 C**).

Tout d'abord, les sables noirs sont recouverts partiellement dans leur partie sud par des dépôts limono-argileux massifs d'environ 30 cm d'épaisseur (**Fig. 8.5 C**). Ces dépôts fins sont issus d'une sédimentation par décantation et témoignent d'une dynamique alluviale calme. Ils peuvent être associés à une plaine alluviale humide.

Puis, dans leur partie nord-est, les sables noirs sont érodés par des alluvions grossières composées de sables moyens mal triés, de petits galets arrondis et de gravillons centimétriques, organisés sous la forme d'une lentille d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, à la structure entrecroisée (**Fig. 8.5 C**). Ces dépôts reflètent des écoulements énergiques et peu réguliers au sein du chenal. L'entrecroisement témoigne d'une mobilité latérale du chenal d'écoulement.

Plus tard, la sédimentation fine limono-argileuse mise en place sur les sables noirs est également à son tour érodée partiellement par une lentille d'alluvions grossières composées de gravillons et de galets centimétriques et associés à une matrice limoneuse enrichie en sables fins (**Fig. 8.5 C**). Cette concentration en charge sédimentaire fine suggère une forte viscosité des écoulements hydriques au sein du chenal. La structure entrecroisée des dépôts suggère quant à elle une mobilité latérale du chenal. La charge grossière indique des écoulements énergiques et irréguliers dans le fond du chenal.

Au cours d'une nouvelle période, une sédimentation sableuse mal triée de couleur grise et à l'organisation structurale entrecroisée se développe sur environ un demi-mètre d'épaisseur sur les sables noirs qu'elle érode (**Fig. 8.5 C**). Ces dépôts de chenaux témoignent d'écoulements modérés. Leur structure entrecroisée indique des migrations de rides de courants situées au sein du chenal. Ces dépôts peuvent être interprétés comme les sables noirs sous-jacents.

En somme, les archives sédimentaires du site S0 mises en place avant 1470 +/- 30 ans BP (1405-1305 cal. BP) témoignent : (1) de l'installation d'un système fluvial énergétique et d'un alluvionnement détritique grossier épais érodant les ignimbrites de tufs Toba sous-jacentes (**Fig. 8.5 A**) ; (2) d'un alluvionnement sableux noir associé probablement au développement d'un système fluvial tressé ou méandrique en lien avec un afflux sédimentaire important résultant de l'incision de la moyenne vallée (**Fig. 8.5 B**) ; (3) de la mise en place d'une phase d'instabilité hydro-sédimentaire caractérisée par des phases érosives et de remplissages alluviaux détritiques principalement grossiers (**Fig. 8.5 C**). Cette phase d'instabilité pourrait s'expliquer par une remobilisation de l'important stock volcano-sédimentaire de la moyenne vallée au cours d'épisodes hydriques énergiques et turbulents. Au Mont St. Helens, Major *et al.* (2000) ont montré que le rendement sédimentaire de la plupart des bassins touchés par l'éruption de 1980 avait diminué de manière non-linéaire après l'éruption. Cette réponse sédimentaire est fréquemment observée dans les systèmes perturbés (Graf, 1977). Les grandes tendances hydrologiques liées aux évolutions climatiques peuvent perturber de manière significative la décharge des sédiments et allonger considérablement le temps de récupération (Major *et al.*, 2000). Des périodes humides, telles qu'observées au Mont St. Helens entre 1995-1999 ont provoqué une remobilisation du stock sédimentaire resté jusque là immobile. Les inondations peuvent également affecter de manière significative les rendements des sédiments (Major *et al.*, 2000). De grandes inondations entraînent de manière disproportionnée et transportent de grandes quantités de sédiments alors stockées dans les chenaux.

Sur le site S0, il est possible que la période d'instabilité hydro-sédimentaire principalement dominée par un alluvionnement grossier résulte d'un remaniement des dépôts de l'avalanche de débris du site Tugu mais également des tufs du Toba, en lien avec des épisodes hydrologiques plus forts qu'à l'accoutumé, perturbant le fonctionnement hydro-sédimentaire aval généralement plus calme et stable. Il n'est toutefois pas aisé de faire une corrélation entre les conditions climatiques et les archives alluviales observées dans la mesure où nous ne

connaissons pas précisément la période de mise en place de ces dépôts. Une seconde date à la base de l'alluvionnement permettrait d'obtenir une fourchette chronologique et de réaliser des comparaisons avec les conditions climatiques contemporaines de la mise en place des sédiments. Mais là encore, les connaissances sur les changements climatiques de l'île au cours de l'Holocène et du Pléistocène sont très limitées (**cf. chapitre 1, partie 1**).

8.2.2. Le remplissage volcano-sédimentaire du système fluvial des sites d'Avros et « Pusat Arheologi » (zone médiane de la basse vallée)

Sur le site d'Avros, la sédimentation basale de près de 2 m d'épaisseur se compose de dépôts sédimentaires fins et grossiers rythmés selon une alternance de lits irréguliers massifs centimétriques et décimétriques de limons argileux, de sables limoneux et de limons sableux (**Fig. 8.6 A**). La couleur bleutée et/ou verte des limons argileux et les concrétions ferrugineuses qu'ils contiennent leur confère un caractère hydromorphe lié à un environnement très humide, engorgé de manière temporaire ou permanente, résultant probablement de la fluctuation de la nappe d'eau de la plaine côtière. Cet alluvionnement fin mis en place par décantation reflète un environnement calme caractéristique d'une plaine alluviale humide (**Fig. 8.6 A**). Cette plaine est alimentée de manière irrégulière par des dépôts plus grossiers de débordements de crues d'intensité modérée, comme le suggère les niveaux limono-sableux ou sablo-limoneux qui s'intercalent dans les niveaux plus fins limoneux argileux (**Fig. 8.6 A**).

Plus tard, une sédimentation de sables noirs massive contenant des gravillons, des pierres ponces roulées et des concrétions ferrugineuses se met en place (**Fig. 8.6 B**). On peut suggérer que ces dernières sont une nouvelle fois liées aux fluctuations de la nappe d'eau souterraine. L'environnement de dépôt est humide et certainement inondé temporairement mais de manière régulière. Ces sables, probablement d'origine volcanique au vu de leur couleur, reflètent des épisodes de crues d'intensité modérée. Ils ont probablement été déposés au sein d'une plaine alluviale humide proximale (**Fig. 8.6 B**). La présence de ponces roulées suggère un remaniement des dépôts volcaniques d'ignimbrites de tufs ponceuses du Toba stockées dans la moyenne vallée.

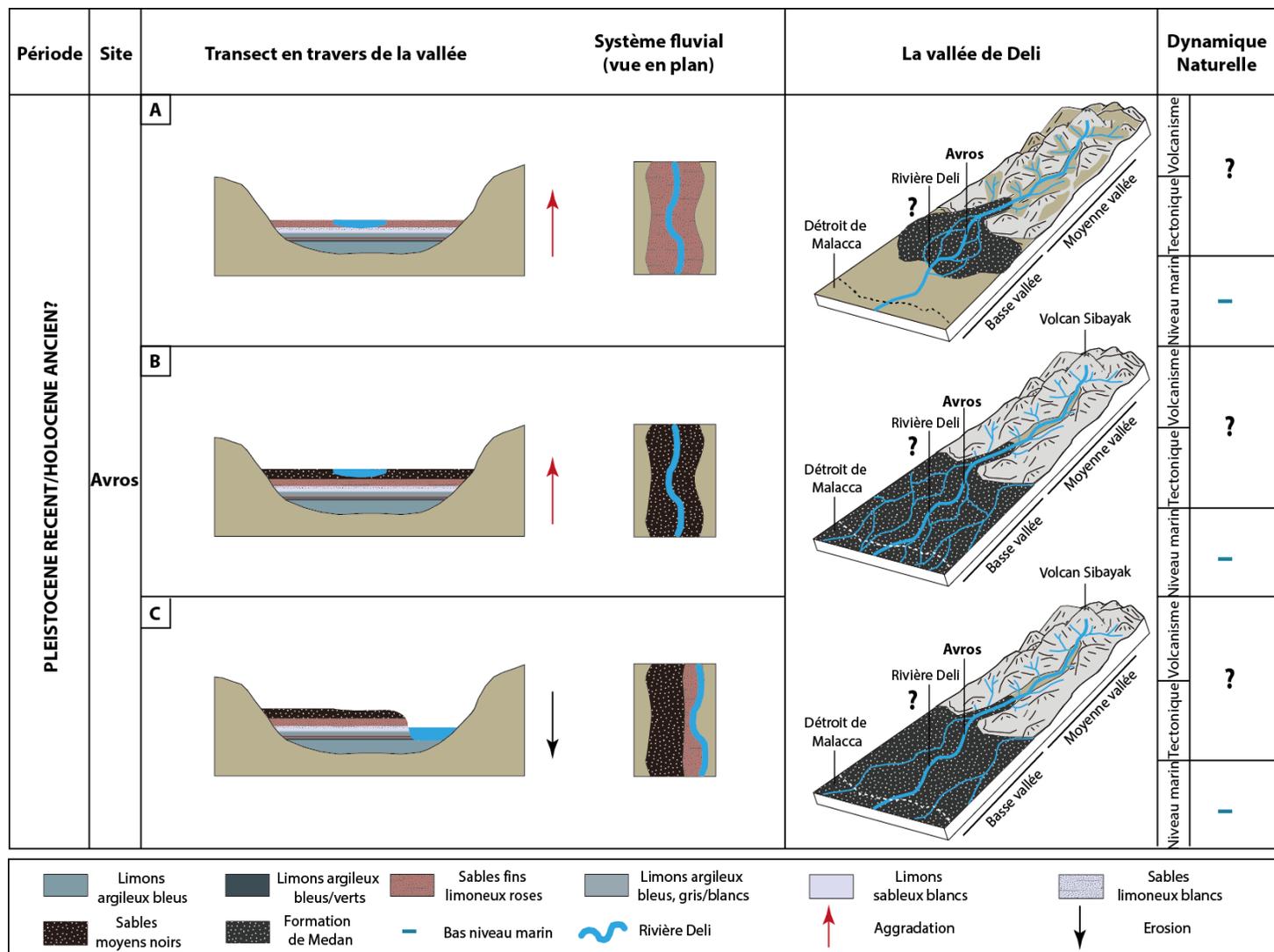


Figure 8.6 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site d'Avros et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Alluvionnement fin et grossier. (B) Alluvionnement grossier de sables noirs. (C) Incision de la rivière Deli et mise en place d'un système de terrasses (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

Sur le site « *Pusat Arkeologi* » une sédimentation comparable à celle du site d'Avros est observée. Des sables noirs mal triés et massifs probablement d'origine volcanique sont observés à la base et au sommet du remplissage alluvial (**Fig. 8.7 A et C**). Ils forment d'épaisses couches de 60 cm à 1 m contenant parfois des concrétions ferrugineuses probablement issues de la fluctuation de la nappe d'eau du milieu de sédimentation. Ces sables ont certainement été mis en place au sein d'une plaine alluviale humide à la suite de crues d'intensité modérée (**Fig. 8.7 A et C**).

Plus tard, une sédimentation alluviale fine et puissante d'environ 2,50 m se développe. Elle se compose de dépôts sédimentaires fins, massifs, et principalement argileux (**Fig. 8.7 B**). La couleur jaune puis bleutée, marron/ocre des dépôts reflète la variation de la saturation en eau du sous-sol du milieu de dépôt. La présence de concrétions ferrugineuses dans certains niveaux atteste également du battement de la nappe d'eau. Aussi, certains niveaux contiennent des gravillons anguleux millimétriques blanchâtres. Ces gravillons ont l'apparence de petites pierres ponce désagrégées. Il pourrait s'agir d'ignimbrites de tufs ponceuses du Toba altérées et remaniées. L'alluvionnement fin de cette période reflète des conditions environnementales calmes dans un milieu saturé en eau caractéristique d'une plaine alluviale humide marécageuse (**Fig. 8.7 B**).

Dans la littérature, les dépôts que nous observons sur les sites d'Avros et de « *Pusat Arkeologi* » sont identifiés comme appartenant à la « formation de Medan » ([Cameron et al., 1982](#)). La lithologie de cette formation, spécifique à la plaine côtière de Medan, se compose de graviers de roches volcanogènes, de débris de tufs rhyolitiques du Toba, de sables, de limons et d'argiles ([Cameron et al., 1982](#)). Les forages réalisés dans la région ont permis d'identifier 5 alternances de couches de sédiments fins argileux et de couches de niveaux grossiers sableux ([Cameron et al., 1982](#)). Cette séquence pléistocène très puissante de près de 30 m résulterait d'un large remaniement fluvial des tufs Toba ([Cameron et al., 1982](#)). Elle forme une vaste nappe d'épandage en forme d'éventail au débouché de la rivière Deli dans la plaine côtière de Medan. [Cameron et al. \(1982\)](#) suggèrent que son extension spatiale et la délimitation de ses contours sont approximatifs et que la séquence elle-même est complexe et reste à ce jour mal comprise.

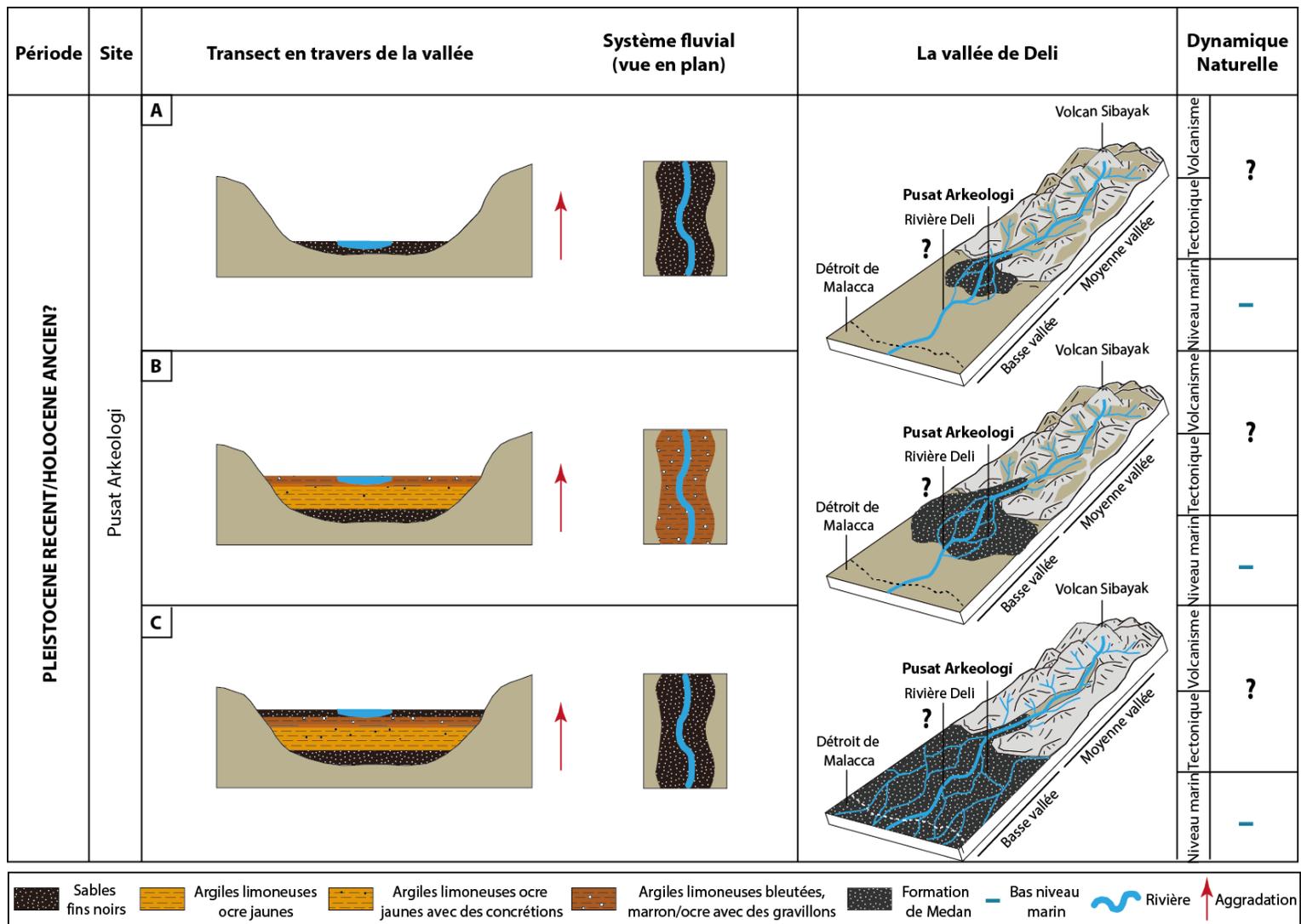


Figure 8.7 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site *Pusat Arkeologi* et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Alluvionnement grossier de sables noirs. (B) Alluvionnement fin argileux. (C) Alluvionnement grossier de sables noirs (Réaslaition : Y. Chabot, 2017).

Un géologue de la région avec qui nous nous sommes entretenus en 2015 nous a confirmé l'existence de cette formation. Selon lui, elle repose sur les tufs rhyolitiques pléistocènes du Toba et est comprise entre 3 m de profondeur sous la surface du sol et plus ou moins 30 m. L'observation de cette séquence au cours d'un forage profond qu'il a réalisé dans la plaine côtière de Medan a permis de constater que cette séquence se compose de débris de tufs Toba roulés, de ponces roulées, de graviers, de sables, de limons et d'argiles souvent mélangés.

Verstappen (1973) soulignait déjà dans les années 70 que la plaine côtière de Deli, comme d'autres plaines côtières de la côte orientale de l'île de Sumatra, était entièrement recouverte de produits fluvio-volcaniques issus de l'altération des tufs du Toba et des laves d'autres éruptions.

Selon nos observations et les analyses granulométriques que nous avons mené, nous pensons comme Verstappen (1973) et Cameron *et al.* (1982) que cette formation résulterait d'un remaniement fluvial des tufs Toba mais également de l'altération et de l'érosion des différents dépôts volcaniques pléistocènes, tels que ceux de l'avalanche de débris volcaniques ou des coulées lahariques issues du volcan Sibayak et stockés dans la moyenne vallée de Deli. Les dépôts grossiers de sables noirs pourraient résulter d'une remobilisation de ces importants stocks volcano-sédimentaires par des impulsions hydrologiques lors d'épisodes de crues ou lors de phases climatiques durablement plus humides, capable de remobiliser facilement le stock sédimentaire amont vers l'aval Major *et al.* (2000) ont montré l'existence d'un tel fonctionnement plusieurs années après l'éruption du Mont St. Helens en 1980.

A Sumatra, la remobilisation du stock volcano-sédimentaire est favorisée par un contexte climatique très humide tout au long de l'année donnant lieu à des crues régulières et des inondations fréquentes dans la plaine côtière de Medan, déjà très humide en raison de sa topographie très plane et de sa proximité avec le littoral. A l'échelle de l'Holocène, rien n'indique toutefois que le climat de l'île était plus humide par rapport à aujourd'hui (Flenley, 1979 ; Morley, 1982 ; Morley & Flenley, 1987 ; Stuijts *et al.*, 1988) et qu'il a pu favoriser une intensification des processus d'érosion conduisant à une plus grande fourniture sédimentaire et à une aggradation de la plaine côtière (cf. 1.1.2, chapitre 1, partie 1).

Comme les dépôts sableux noirs, les alluvions fines argileuses et limoneuses de la plaine côtière de Medan peuvent résulter d'une remobilisation sédimentaire de l'amont. Ils pourraient provenir d'une intense et rapide altération par hydrolyse des tufs et d'autres écoulements volcaniques, favorisée par des précipitations abondantes et régulières et formant d'épais

manteaux composés principalement de sédiments fins tels que des argiles (Verstappen, 1973). Ces sédiments fins sont ensuite remobilisés par les écoulements hydriques et déposés par suspension ou décantation dans la plaine humide cotière de Medan. Les débris de tufs ponceux retrouvés dans certains de ces dépôts peuvent corroborer cette hypothèse.

Quoi qu'il en soit, ces dépôts ont fourni une source de sédiments conséquente à la plaine cotière de Medan et ont contribué à son aggradation jusqu'à une épaisseur de 30 m (Cameron *et al.*, 1982) (si l'on en juge l'épaisseur actuelle de la « formation de Medan »). En Nouvelle-Zélande, l'éruption d'ignimbrites du volcan Taupo il y a 1,8 ka BP a également engendré un afflux important de matériaux remaniés d'ignimbrites depuis les zones sources à l'amont vers les zones réceptrices dans les plaines côtières, générant une accrétion sédimentaire de 3 à 6 m de certaines parties des plaines (Manville *et al.*, 2005, 2009). En réponse à ces grands volumes de sédiments érodés et transportés vers l'aval, un système de drainage en tresses puis à méandres s'est développé. Lorsque le rendement sédimentaire a diminué le drainage s'est concentré en un seul chenal. Il s'est incisé dans les dépôts remaniés et a édifié un système de terrasses (Manville *et al.*, 2005, 2009). Dans notre cas, les investigations menées dans la plaine côtière sont trop peu nombreuses en raison notamment de son anthropisation liée à l'agglomération de Medan et n'ont pas permis d'identifier la présence d'un ancien système fluvial en tresses ou à méandres. En revanche, la présence d'un système de terrasses sur le site d'Avros permet de penser que le chenal de la rivière Deli a pu s'inciser dans les dépôts volcano-sédimentaires de tufs remaniés de la « formation de Medan » lorsque les rendements sédimentaires issus de l'amont ont diminué (**Fig. 8.6 C**). Cela indique que la rivière s'écoulait à un niveau plus haut (au moins 10 à 15 m si l'on se réfère à la base des terrasses les plus anciennes) mais aussi plus à l'est (au moins 60 m compte tenu de la distance de la terrasse t2 par rapport à la position du chenal mineur actuel) (**cf. 2.1.2.3.3, chapitre 2, partie 1**). Ce système de terrasses n'a pas été identifié sur le site « *Pusat Arkeologi* », probablement en raison de son éloignement par rapport au chenal de la rivière Deli et en limite de son bassin versant.

8.3. Le remplissage volcano-sédimentaire du site de Kota Cina (zone côtière)

Sur la frange littorale et à partir des observations chronostratigraphiques menées sur le site de Kota Cina, nous avons pu identifier une imposante sédimentation alluviale basale de sables noirs, d'apparence similaires à ceux observés sur les sites d'Avros et de « *Pusat Arkeologi* » dans la plaine côtière de Medan. Sur le site de Kota Cina, ces sables noirs sont mal triés, de

taille moyenne et forment une épaisse accumulation d'environ 3 à 4 m se situant généralement à partir de 2 m sous la surface du sol actuel (**Fig. 8.8**) (Chabot *et al.*, 2017). Le géologue que nous avons rencontré en 2015 confirme nos observations. Lui même avait déjà noté la présence de ces sables noirs lors d'un forage profond réalisé sur la frange littorale, à environ 5 km au nord de Kota Cina.

L'analyse microscopique de plusieurs échantillons de ces sables révèle qu'ils sont riches en minéraux volcaniques calco-alcalins, typiques de l'activité volcanique andésitique de zone de subduction, caractéristique de l'île Sumatra (Van Bemmelen, 1949). Les minéraux sont peu ou pas émoussés, non usés, transparents et colorés.

Ces alluvions sableuses sont associées à des dépôts grossiers volcanogènes, plus particulièrement des débris de tufs roulés du Toba ainsi que des pierres ponces arrondies de taille variable allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres. L'une d'entre elle a fait l'objet d'une analyse ICP-MS à l'Institut de Physique du Globe de Paris, qui indique une composition chimique similaire aux formations ponceuses du volcan Toba (Chabot *et al.*, 2017). Ces dépôts volcanogènes sont plus particulièrement observés dans la partie sommitale de la séquence sableuse. C'est également dans cette partie de la séquence, à la limite avec la séquence alluviale sus-jacente, que des fragments de bois rouges (non identifiés à ce jour) ont été observés sur certains secteurs du site. Les analyses phytolithiques que nous avons menés dans cette formation sableuse n'ont toutefois pas permis de reconstituer le couvert végétal en raison de l'absence ou du très faible nombre de phytolithes retrouvés dans les dépôts (Chabot & Garnier, soumis). La partie supérieure de cette séquence est également entaillée par de nombreux paléochenaux dont la largeur varie de 20 à 100 m et de 1 à 3 m de profondeur (**Fig. 8.8**). Le développement de ces chenaux multiples est probablement causé par le remplissage massif de la séquence qui contraint l'écoulement des eaux et entraîne une modification du système de drainage de la basse vallée, comme sur le site d'Avros, mais où sur ce dernier nous n'avons pas eu la possibilité, par manque d'investigations, d'identifier l'existence de chenaux multiples. Manville *et al.* (2005, 2009) ont montré le développement d'un système de drainage à chenaux multiples tressés dans les plaines côtières du volcan Taupo en Nouvelle-Zélande, en réponse aux grands volumes de sédiments érodés et transportés depuis les zones sources amonts vers l'aval où ils ont rempli et aggradé les plaines littorales de la région. A Kota Cina, ce système de chenaux est également favorisé par une topographie plane, ce qui facilite le stockage sédimentaire (**Fig. 8.8**).

En somme, cette séquence sableuse remaniée reflète un milieu énergétique mais instable où les dépôts sont mis en place au sein d'une plaine côtière humide lors de crues. Les caractéristiques morphoscopiques de cette séquence sableuse suggèrent une origine volcanique où les sables ont probablement été transportés rapidement et sur une assez faible distance compte tenu du caractère anguleux des minéraux qui les composent.

Ainsi, il ne fait pas de doute que ces alluvions grossières sableuses sont, comme ceux observés sur les sites d'Avros et « *Pusat Arkeologi* », attribuables à la « formation de Medan ». C'est également l'origine que leur attribue le géologue avec qui nous nous sommes entretenus. Cette séquence sableuse est donc issue d'un large remaniement fluvial des tufs rhyolitiques ponceux du Toba et des dépôts dacitiques et andésitiques de lahars et d'avalanche de débris émises par le volcan Sibayak au cours du Pléistocène récent et dont est composé l'arrière de la plaine côtière de Medan (Van Bemmelen, 1949 ; Westerveld, 1947, 1953 ; Verstappen, 1973 ; Cameron *et al.*, 1982). Ces matériaux, principalement stockés dans la moyenne vallée, sont probablement remobilisés lors de fortes pluies et par des écoulements hydriques forts durant des crues. Ils forment ainsi une vaste nappe d'épandage fluvio-volcanique dans la plaine côtière s'étendant jusqu'au niveau du littoral (**Fig. 8.8**). Ces remaniements post-dépositionnels ont contribué à une forte accrétion de la plaine comme observés sur les sites d'Avros et « *Pusat Arkeologi* », mais aussi probablement à sa progradation au regard de son extension longitudinale (plus de 30 km).

De manière générale, ces apports massifs, qu'ils soient issus du Toba ou d'autres sources volcaniques, fournissent une source de sédiments conséquente à toute la plaine littorale orientale de Sumatra (Druif, 1938, in Miksic, 1979 ; Verstappen, 1973 ; Bird & Ongkosongo, 1980) en raison notamment d'un arrière-pays volcanique où le potentiel du détritisme est très important.

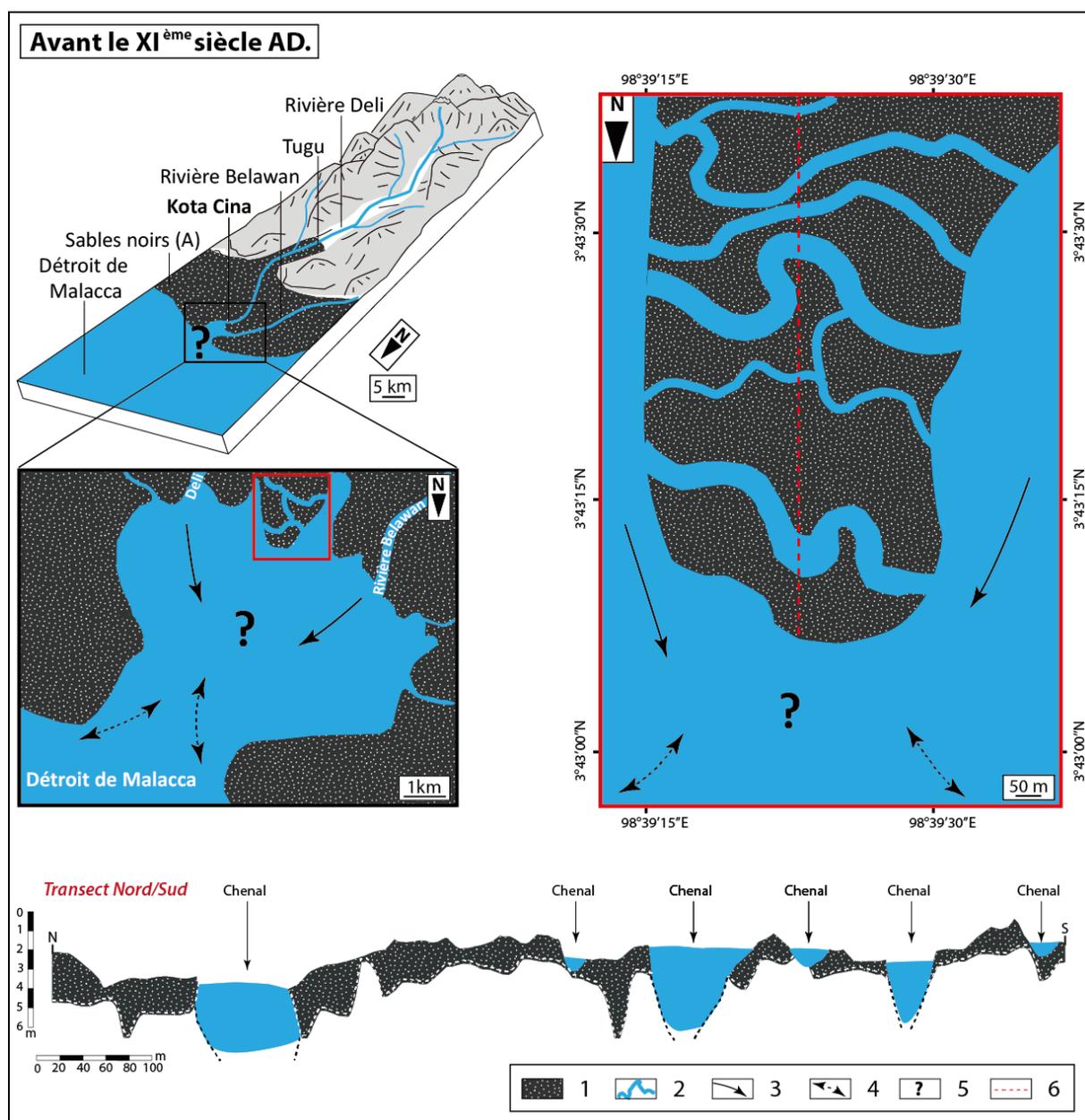


Figure 8.8 - Reconstitution schématique de l'évolution paléoenvironnementale du site de Kota Cina et de ses environs avant le XI^{ème} siècle AD (Réalisation : Y. Chabot, 2017)

1. Sables noirs ; 2. Rivières ; 3. Dynamique fluviale ; 4. Dynamique marine (marées) ; 5. Reconstitution incertaine ; 6. Transect Nord/Sud.

A Sumatra, la production de matériaux volcaniques est l'un des facteurs majeurs de la progradation du trait de côte (Tjia *et al.*, 1968 ; Bird & Ongkosongo, 1980 ; Ongkosongo, 2010). L'activité volcanique augmente la dénudation par la génèse de nouvelles formes de reliefs et la production de débris pyroclastiques, de lahars et de cendres (Tjia *et al.*, 1968). Verstappen (1973) souligne également que les roches volcaniques se prêtent particulièrement bien à la dégradation rapide et intensive des reliefs sous des conditions climatiques

tropicales humides, comme à Sumatra, et que cette dégradation induit un fort taux de limons dans les rivières et une rapide progradation des plaines alluviales côtières. Aussi, lorsque des sources volcaniques fournissent à ces rivières une charge suffisante de matériaux grossiers, des cônes fluvio-volcaniques peuvent se déverser dans les plaines. C'est par exemple le cas dans la plaine de Deli avec la « formation de Medan » (**Fig. 8.8**). Sur l'île, l'impact des matériaux volcaniques sur l'avancée du trait de côte a déjà été mis en exergue dans la province de Sumatra Sud (Chambers & Sobur, 1977 ; Chambers, 1980). Dans cette région, Chambers (1980) suggère que les débris volcaniques issus de l'activité des volcans au cours des temps anciens pourraient avoir causé les plus forts taux d'accrétion et de progradation côtière.

Dans notre cas, le manque d'information géomorphologique et chronologique sur la mise en place de la séquence de sables noirs (« formation de Medan ») ne permet pas d'évaluer l'impact réel qu'à eu cet apport sur les changements côtiers de la région. La position chronologique de cette formation étant inderterminée en raison d'un manque de support datable, il n'est pas non plus possible de la replacer dans un contexte de transgression, de régression ou de stabilisation du niveau marin, ni même dans une période de phase d'activité tectonique qui pourrait pourtant avoir grandement influencé sa mise en place et son évolution, ainsi que la progradation ou non du trait de côte de la région (Chabot *et al.*, 2017). A ce jour, nous savons seulement que cette séquence est d'époque Pléistocène (Cameron *et al.*, 1982).

Si nous tentons toutefois de recontextualiser les choses à partir de la littérature, nous savons que selon les données isotopiques de carottages marins profonds et des données sur les récifs coralliens soulevés de la Péninsule d'Huon en Papouasie Nouvelle-Guinée, le niveau marin au cours du Pléistocène récent dans la région est inférieur par rapport au niveau actuel (Shackleton, 1987 ; Chappell *et al.*, 1996). Il fluctue fortement, rapidement et régulièrement tout au long du Pléistocène récent mais reste cependant constamment inférieur de plusieurs dizaines de mètres par rapport au niveau eustatique actuel.

Lors de l'explosion du Toba il y a 74 ka BP, le niveau marin semble être inférieur d'environ 60 m par rapport à aujourd'hui. Il atteint son point le plus bas au cours du LGM. Il est alors estimé entre -116 (Hesp *et al.*, 1998 ; Hanebuth *et al.*, 2000 ; Voris, 2000) et -120 m par rapport au niveau actuel (Yang & Xie, 1984 ; Fairbanks, 1989). Ces minima eustatiques ont entraîné une émergence des terres (Plateau de la Sonde) (Tjia, 1980 ; Whitten *et al.*, 1984 ; Sathiamurthy & Voris, 2006). Le Déroit de Malacca a par exemple été exondé à plusieurs

reprises impliquant la mise en place d'un passage terrestre entre Sumatra et la Péninsule Malaise. Lors de ces phases, les dépôts volcano-sédimentaires remaniés issus de l'arrière-pays de Medan ont pu être déposés sur le Plateau de la Sonde où ils ont sédimenté.

Plus tard, lors de la période postglaciaire, une transgression marine s'est opérée (Hanebuth *et al.*, 2000 ; Voris, 2000 ; Sathiamurthy & Voris, 2006). Cette dernière s'est poursuivie au cours de l'Holocène (Geyh *et al.*, 1979 ; Tjia *et al.*, 1983 ; Hesp *et al.*, 1998 ; Sathiamurthy & Voris, 2006). Les connexions terrestres ont alors été ennoyées progressivement entre 11 ka BP et 9 ka BP (Voris, 2000 ; Sathiamurthy & Voris, 2006).

A l'Holocène moyen, il y a 6 ka BP, le niveau marin devient proche du niveau actuel selon Hanebuth *et al.* (2000) ou supérieur d'environ 1 m selon Geyh *et al.* (1979). Cette période de stabilisation eustatique est associée à une progradation rapide du littoral par la construction de systèmes estuariens et deltaïques et l'apport de grands volumes de sédiments (Woodroffe, 2000). Dans notre cas, les dépôts remaniés de la « formation de Medan » pourraient avoir entraîné une première progradation du trait de côte au cours de cette période étant donné sa localisation actuelle et de sa puissance, au sein d'un contexte eustatique favorable de stabilisation.

Le niveau marin a ensuite augmenté et atteint jusqu'à +5 m entre 5 ka BP et 4 ka BP (Geyh *et al.*, 1979 ; Hanebuth *et al.*, 2000 ; Horton *et al.*, 2005). Cette augmentation, largement reconnue (Woodroffe, 2000), correspond au niveau le plus élevé du Quaternaire et coïncide avec l'optimum Holocène. Cette transgression marine a engendrée une submersion des plaines côtières et des deltas (Sathiamurthy & Voris, 2006). Une baisse graduelle s'en est suivie à l'Holocène récent jusqu'à 1 ka BP, période depuis laquelle le niveau marin connaît une stabilisation à son niveau actuel (Hanebuth *et al.*, 2000). Cet abaissement subséquent est également mis en avant par Geyh *et al.* (1979). Au cours de cette baisse eustatique, entre 5 ka et 2 ka BP, il est probable que plusieurs larges baies ou estuaires découpèrent la côte orientale de l'île de Sumatra (Verstappen, 1973 ; Chambers & Sobur, 1975 ; Miksic, 1979, 1980). Miksic (1979) suggère que la présence de monticules de coquilles marines et leur distribution spatiale dans la région de Medan pourraient indiquer l'existence d'une vaste zone estuarienne datant de plusieurs milliers d'années et prenant place vers l'intérieur de la côte actuelle jusqu'à environ 20 km dans les terres, au nord-ouest de Medan. Au sud-est, à quelques kilomètres de Medan, la présence de nombreuses séries de crêtes de plages parallèles et proches du littoral pourraient suggérer la bordure sud de l'ancien estuaire aujourd'hui envasé

et couvert d'une zone marécageuse à mangrove traversée notamment par le cours inférieur de la rivière Deli (Miksic, 1979). Par ailleurs, ces crêtes, de par leur proximité avec le rivage actuel, indiquent que la côte à cet endroit a été relativement stable durant une longue période de temps (Miksic, 1979). Van Bemmelen (1970) ne trouve aucune trace de soulèvements tectoniques dans cette zone depuis au moins la fin du Pléistocène où la région aurait été soulevée d'environ 5 m (Van Bemmelen, 1970). Ces soulèvements tectoniques attribuables selon Van Bemmelen (1970) au Pléistocène récent, ont probablement participé à une progradation du littoral. Depuis, il semble que le Déroit de Malacca soit resté stable tout au long de l'Holocène (Keller & Richards, 1967 ; Geyh *et al.*, 1979).

A partir de 2 ka BP, les systèmes estuariens mis en place entre 5 ka BP et 2 ka BP auraient commencé à se remplir graduellement de sédiments (Chambers & Sobur, 1975) parallèlement à la phase terminale de régression marine holocène, puis de stabilisation. Selon Miksic (1979) les sédiments apportés par les systèmes fluviaux auraient été déposés sur le plateau peu profond de la Sonde et auraient sédimenté continuellement depuis au moins 2 Ka BP (Miksic, 1979). Dans le cas de la plaine côtière de Medan, cette période pourrait correspondre à une nouvelle phase de progradation côtière en lien avec la séquence stratigraphique de la « formation de Medan », favorisée par une baisse, puis une stabilisation eustatique. Dans la littérature, il a déjà été suggéré que les plaines côtières orientales de Sumatra ont progradé rapidement à partir à l'Holocène récent (Bird & Ongkosongo, 1980) par l'afflux de matériaux volcaniques, puis limoneux (Miksic, 1977), favorisé par la régression du niveau eustatique à l'Holocène moyen (Tjia *et al.*, 1968).

On peut donc penser que la progradation de la plaine côtière de Medan, en lien avec les dépôts volcano-sédimentaires remaniés de la « formation de Medan », n'a pas eu lieu de manière significative au moins avant l'Holocène récent.

Quoi qu'il en soit, il semblerait que les taux de progradation du littoral sumatranais soient très irréguliers d'un point de vue spatial et temporel, comme le soulignait déjà Miksic (1977). Cela pose de véritables difficultés dans la reconstitution des anciens traits de côte.

Conclusion

Le réajustement des paysages et du système fluvial de la rivière Deli suite aux remplissages volcaniques pléistocènes de l'éruption du Toba et plus secondairement, de l'activité volcanique du Sibayak, se caractérise par différents processus et différentes phases d'évolutions qui ont profondément modifié l'environnement de la région au cours du Pléistocène récent et de l'Holocène. Les caractéristiques principales d'évolutions enregistrées sont : (1) une phase de reprise et de réadaptation du système fluvial dans les dépôts volcaniques, notamment de tufs Toba. Cette reprise fluviale s'est manifestée par la mise en place de chenaux d'écoulements d'intensité énergétique et par un alluvionnement détritique grossier dans la moyenne vallée ; (2) une incision verticale profonde et une mobilité latérale du chenal de la rivière Deli au sein des dépôts volcaniques sous-jacents, notamment de tufs Toba. Cette incision est associée à la mise en place d'un système de terrasses, plus particulièrement dans la moyenne vallée et à un important transfert de sédiments vers l'aval ; (3) une aggradation importante plus spécifiquement de la basse vallée, résultant des dépôts érodés de la moyenne vallée. Ce remplissage volcano-sédimentaire connu sous le nom de « formation de Medan » a engendré la mise en place d'un probable système de drainage à chenaux multiples, probablement tressé ou méandrique, comme observé notamment sur le site Tugu ou sur le site de Kota Cina, en réponse à la charge sédimentaire massive érodée dans la moyenne vallée. Sur la côte, une progradation a probablement eu lieu en raison des taux sédimentaires importants. Toutefois, cette dernière reste difficile à évaluer en raison d'un manque d'informations chronologiques et géomorphologiques sur la mise en place de la séquence de dépôts volcano-sédimentaires remaniés issus de la moyenne vallée.

Chapitre 9 - UN REMPLISSAGE ALLUVIAL HISTORIQUE

Introduction

Dans le chapitre 8, nous avons vu que l'incision du système fluvial de Deli dans les dépôts volcaniques pléistocènes du Toba et du Sibayak avait causé de profonds changements dans le fonctionnement hydro-sédimentaire de la vallée, tant dans sa partie médiane, reconfigurée par une forte érosion, que dans sa partie aval, affectée par un remplissage fluvio-volcano-sédimentaire consécutif à l'érosion de la moyenne vallée et associé à une forte aggradation de la plaine côtière et probablement aussi à une progradation. Suite à cette phase attribuable à l'époque du Pléistocène récent et de l'Holocène ancien, le système fluvial de Deli a retrouvé un fonctionnement plus classique au cours d'une période probablement relativement récente, associé à une sédimentation alluviale grossière et fine. Cet alluvionnement attribuable à l'époque historique s'est mis en place le long du cours médian et inférieur de la rivière Deli. Il peut en partie être corrélé à l'augmentation des rendements sédimentaires due à l'anthropisation du milieu qui se manifeste par de grands défrichements et la mise en culture de l'arrière-pays collinéen et montagneux, puis de la plaine côtière de Medan au cours de la seconde moitié du dernier millénaire AD et plus particulièrement à partir du XIX^{ème} siècle AD. Cet afflux de sédiments, favorisé par un climat humide et un important stock de matériaux volcano-sédimentaire facilement érodable et mobilisable, a engendré un remplissage alluvial récent et une nouvelle aggradation du fond de vallée de la partie médiane et aval de la rivière Deli. Sur la frange littorale, ce remplissage est associé à un envasement et à une progradation du trait de côte dont le site de Kota Cina constitue un témoin clé pour ce qui est du dernier millénaire AD.

L'étude des archives sédimentaires présentées dans la partie 2 de cette thèse permet de proposer dans ce chapitre une reconstitution du système fluvial de Deli et de ses dynamiques géomorphologiques pour ce qui est de l'époque historique. Le cadre chronologique de ces reconstitutions reste à définir pour la moyenne vallée mais il est bien calé dans la partie basse, plus particulièrement sur la frange littorale, à partir du site de Kota Cina.

Dans ce chapitre nous discuterons du fonctionnement hydro-sédimentaire du système fluvial de Deli et des dynamiques paysagères associées au cours de la période historique,

d'abord dans la moyenne vallée (1), puis dans la basse vallée (2), avant de terminer par la frange littorale (3) à partir du site de Kota Cina.

9.1. Le remplissage alluvial du système fluvial de la moyenne vallée de Deli : les sites S5, S3 et S2

Le remplissage du secteur médian de la vallée de Deli s'appuie sur un certain nombre d'indicateurs géomorphologiques issus des archives alluviales des sites S5, S3, et S2. Le nombre de coupes étudiées à partir de ces sites rend compte d'une sédimentation basale grossière qui s'affine dans la partie supérieure et s'associe à des apports colluviaux à certains endroits. Cet alluvionnement se développe dans le fond de vallée. L'étude de ces dépôts permet de proposer une reconstitution de l'évolution du système fluvial de Deli (**Fig. 9.1**). Le cadre chronologique, probablement assez récent en comparaison avec la phase d'incision précédente, reste malgré tout à préciser.

Le début du remplissage, certainement d'époque historique, est caractérisé par la mise en place sur les sites S5, S3 et S2, d'un lit de bande active constitué d'un alluvionnement détritique grossier. Cet alluvionnement massif généralement supérieur à 1 m et pouvant atteindre jusqu'à 1,75 m (notamment sur le site S3), se compose de galets arrondis centimétriques ainsi que de blocs (notamment sur les sites S5 et S3) dans la partie médiane de la moyenne vallée. Ces alluvions grossières sont souvent associées à une matrice principalement sableuse. La nature sédimentaire et la puissance des dépôts témoignent de l'énergie importante du cours d'eau liée à une augmentation des débits liquides et solides. Cette charge solide suffisamment abondante permet l'exhaussement du chenal. La forte concentration de la matrice associée aux galets suggère une forte concentration sédimentaire et une grande viscosité au sein du cours d'eau, pouvant être liée à des écoulements énergiques et turbulents mais de courte durée, résultant d'épisodes hydriques de crues.

Les séquences alluviales suivantes témoignent d'une métamorphose du système fluvial. La sédimentation plus fine, principalement de nature sableuse, suggère la mise en place de conditions moins énergiques en réponse à une réduction des débits liquides. Elle présente une rythmicité irrégulière bien observable notamment sur le site S3. La puissance moyenne de l'alluvionnement estimée à partir des 3 sites est d'environ 1,20 m mais atteint 2,20 m sur le site S2. Les sables sont fins et moyens, mal triés et présentent une structure massive sous la forme de lits subhorizontaux d'épaisseur variable. La nature et l'organisation structurale de ces archives relatent l'existence d'un système fluvial moins énergique qu'au cours de la

période précédente, caractérisé par une instabilité hydrologique tel que suggéré par la rythmicité irrégulière de l'alluvionnement, l'alternance plus ou moins rapide des lits de sables, leur épaisseur variable et la granularité fine ou moyenne des sables. Cette instabilité du système et l'alluvionnement sableux qui en résulte sont caractéristiques de débordements de crues à énergie modérée de plaine alluviale proximale. Malgré une réduction de la charge grossière par rapport à la période précédente, cette dernière reste encore suffisante pour favoriser une nouvelle fois l'exhaussement du fond de vallée et le développement d'une plaine d'inondation le long du chenal mineur de la rivière Deli.

Sur le site S5 sont également observées deux séquences sommitales de remplissages alluviaux fins de près de 2 m de puissance, de nature argileuse et limoneuse, puis limono-sableuse.

Dans un premier temps, la mise en place de la sédimentation argileuse et limoneuse de couleur brune, massive et indurée, atteste d'un ralentissement de la compétence fluviale, devenant peu énergique dans un milieu calme. L'atténuation des écoulements engendre une sédimentation épaisse d'environ 1 m dans le fond de vallée. Cet alluvionnement pourrait également résulter d'une intense altération par hydrolyse des dépôts volcaniques qui recouvrent la région. L'altération chimique de ces matériaux volcaniques est un processus rapide en raison des précipitations abondantes de la région qui accélèrent l'altération des roches et permettent le développement d'épais manteaux d'argiles compactes et résistantes (Verstappen, 1973). Les graviers et les gravillons qui composent également cette sédimentation pourraient aller en ce sens. Cela d'autant plus que ce type d'alluvionnement de moyenne vallée n'est observé que sur ce site.

Dans un second temps et à la suite de l'accalmie hydrique de la phase précédente, une nouvelle phase hydro-sédimentaire marquée par une augmentation assez minime de l'intensité des écoulements hydriques, engendre le développement d'une sédimentation limono-sableuse. Ce remplissage alluvial de fond de vallée est lié à des épisodes de crues de faible intensité qui alimentent et développent par aggradation les berges du chenal mineur de la rivière Deli et la plaine alluviale.

L'un des faits marquants des archives sédimentaires alluviales de fond de vallée observées sur les sites S5, S3 et S2, concerne la présence, pour la première fois, de l'enregistrement d'une sédimentation colluviale particulièrement bien observée sur le site S3. La présence de ces colluvions associées aux alluvions peut suggérer une instabilité des versants environnants et l'existence d'une dynamique érosive colluviale et alluviale des sols, probablement favorisée par une ouverture des paysages et par le développement des activités anthropiques, notamment par voie de défrichements et de mise en culture.

A Sumatra Nord, bien que les premiers enregistrements de l'influence anthropique sur le couvert végétal en lien avec les activités de déforestation et d'agriculture soient enregistrés précocement à partir de 7,5 et 6,2 ka BP (Maloney, 1980), ce n'est qu'à partir de l'Holocène récent que l'impact anthropique sur le milieu devient véritablement perceptible. Il s'illustre par une augmentation des pollens de graminées, de plantes cultivées et secondaires dans les diagrammes polliniques. Les déboisements deviennent majeurs dans l'arrière-pays (région du Toba) à partir de 1 ka BP (Maloney, 1980). La culture du riz est notamment identifiée au moins vers 2 ka BP et apparaît de manière continue à partir de 1,7 ka BP jusqu'à nos jours (Maloney, 1990). Maloney (1980) suggère que les déboisements permanents ont lieu à partir de 2,5 ka BP alors que d'autres indiquent qu'ils ne se font pas de manière significative avant 1 ka BP (Flenley, 1988 ; Stuijts, 1993). Quoiqu'il en soit, ces données sont valables uniquement pour les régions montagneuses et ne fournissent aucune information quant aux conséquences réelles sur l'alluvionnement. Il s'avère donc compliqué d'établir un lien entre le remplissage alluvial attribuable à l'époque historique du secteur médian de la vallée de Deli et l'histoire des déboisements anciens de la région. Toutefois, par comparaison régionale, on sait que les déboisements et les changements d'utilisation des terres liés aux pratiques agricoles anciennes qui ont affecté certains bassins versants en Asie du Sud-Est au cours de l'Holocène récent, ont entraîné une augmentation de la fourniture sédimentaire des pentes les plus exposées (Golson & Hughes, 1980) et des taux de sédimentation élevés dans le fond des vallées puis aux systèmes deltaïques et estuariens, accélérant leur remplissage et leur progradation sur la mer.

Dans la région de Sumatra Nord, il semble que les premiers impacts humains sur l'environnement au cours de la période historique soient relativement récents et n'aient pas eu lieu avant la seconde moitié du dernier millénaire AD. En effet, dans un premier temps, entre le début du premier millénaire AD et au cours de la période d'activité du site de Kota Cina, les activités humaines de la région se manifestent par des cueillettes de produits forestiers

dans l'arrière-pays montagneux (région du Toba) et par de possibles défrichements très localisés pour la culture sur brûlis (Perret, 1994). Ces activités ont certainement eu des impacts très limités sur l'alluvionnement de la région.

Plus tard, dans la seconde moitié du dernier millénaire AD, dès le XVI^{ème} siècle AD, le riz abonde au nord du Plateau du Lac Toba (Cortesao, 1944). Au XVIII^{ème} siècle AD le développement de la riziculture au détriment de la forêt par la coupe et l'utilisation du feu dans les hautes terres de l'arrière-pays, ainsi que la culture traditionnelle sur brûlis pratiquée par la population locale se poursuit dans la région du Lac Toba (Marsden, 1783). Ces activités ont probablement engendré un alluvionnement plus important que précédemment mais restent certainement encore assez limité et localisé.

Au XIX^{ème} siècle AD, la pression anthropique sur l'environnement devient plus forte avec le développement des plantations autochtones précoloniales. Ces dernières nécessitent de grands défrichements. Dans le piémont collinéen, les plantations de poivriers coexistent avec celles du cotonnier, traditionnellement plantées dans la partie basse du piémont, et celles du gambier, sur la partie haute (Perret, 1994). Dans la zone montagneuse du Toba, Burton et Ward (1827) ont décrit lors de leur séjour à Sumatra en 1824, une région largement déforestée qui laissait place à des prairies herbeuses pour la culture du riz, sur des sols sableux et gris.

A partir de la seconde moitié du XIX^{ème} siècle AD, l'ouverture des paysages de la région s'accroît très nettement avec le développement, notamment sur le piémont et les zones montagneuses de l'arrière-pays, des grandes plantations coloniales d'hévéas, de tabac et de palmiers à huile. (Perret, 1994). Le développement intensif de ces plantations coloniales engendre des impacts sans commune mesure sur l'environnement de la région de Sumatra Nord à travers des déboisements massifs et incontrôlés de grands pans de la forêt tropicale (Whitten *et al.*, 1984) et des aménagements pour l'entretien des plantations (Pelzer, 1978). Dans l'arrière-pays, cela a entraîné une intensification de l'érosion impliquant la disparition de la couche supérieure du sol fortement érosive et dérivée des cendres volcaniques et des tufs volcaniques non consolidés (Pelzer, 1978). La sédimentation alluviale s'est certainement accrue de manière significative dans le fond de vallée de la rivière Deli. Les archives colluviaux-alluviales des sites S5, S3 et S2 pourraient en partie en attester. Toutefois, il faut être prudent quant à l'affirmation de tels liens dans la mesure où les archives sédimentaires ne présentent pas d'éléments de datation. Nos interprétations restent donc hypothétiques tant qu'un calage chronologique des séquences alluviales ne sera pas établi.

En somme, le passage d'une agriculture traditionnelle sur brûlis à une agriculture de plantations associée à des défrichements de la forêt tropicale au cours de la seconde moitié du dernier millénaire a certainement contribué à la dénudation des sols et aux apports colluvio-alluviales dans le système fluvial de Deli. Le contexte est d'autant plus favorable que les sédiments volcaniques qui recouvrent l'arrière-pays se prêtent particulièrement bien à l'altération et à l'érosion rapide et intensive des reliefs, plus particulièrement dans un contexte climatique très humide (Verstappen, 1973). Les fortes précipitations et les écoulements hydriques intenses jouent un rôle prépondérant dans les processus d'altération, d'érosion et de transport des sédiments. Les sédiments volcaniques, en plus d'être facilement érodables, sont facilement mobilisables et induisent des taux sédimentaires importants dans les rivières, fournissant un apport alluvial important dans le fond de vallée. L'altération et l'érosion des tufs Toba fournissent notamment des sables et des particules fines limoneuses (Verstappen, 1973).

Dans la moyenne vallée de Deli, les dépôts alluviaux sableux attribuables à la période historique pourraient être issus de l'altération et de l'érosion des produits volcaniques de la région et notamment des tufs du Toba. La couleur des sables, souvent grise, pourrait refléter la désagrégation des tufs, eux même de couleur grisâtre lorsqu'ils ne sont pas hydromorphes. Quant aux colluvions, souvent semblables à de petites pierres ponce blanchâtres, elles pourraient également avoir une origine volcanique en lien avec les tufs ponceux du Toba.

9.2. Le remplissage alluvial du système fluvial de la basse vallée de Deli : les sites S0 et Avros

Dans la basse vallée, les formations sédimentaires alluviales de la période historique ont été observées sur le site S0 et le site d'Avros (**Fig. 9.2**).

Dans la partie amont de la basse vallée, l'alluvionnement du site S0 au cours de la période historique est dominé par des sédiments fins massifs, limoneux et argileux, typiques d'un environnement calme et humide de plaine alluviale. Une partie du remplissage est datée de l'Holocène terminal (environ 1,6 ka BP).

Dans la partie médiane, la sédimentation historique du site d'Avros se caractérise par un alluvionnement majoritairement sablo-limoneux d'environ 1,50 m de puissance, caractéristique de dépôts de débordements de crues de plaine d'inondation humide. Le remplissage n'est pas daté mais semble être relativement récent.

Sur le site S0, le début de la sédimentation se met en place au cours de l'Holocène terminal, vers 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP). Lors de cette période, l'alluvionnement est limono-argileux et forme une puissante séquence d'environ 1,50 m à l'organisation structurale massive et compacte. Cette sédimentation fine atteste du développement d'un environnement stable, calme et humide, probablement ennoyé de manière permanente ou temporaire, caractéristique d'une plaine alluviale humide de basse vallée. Au regard de la position des archives sédimentaires situées à près de 500 m à l'ouest par rapport au chenal mineur actuel, on peut supposer que cette zone humide était relativement étendue. Malheureusement, le manque d'observations en travers de la plaine alluviale, en raison d'une disparition des archives sédimentaires due à un important décaissement anthropique, ne permet pas de l'affirmer avec certitude. Ce milieu humide mais calme, favorise une aggradation du fond de vallée. Cette séquence alluviale

La période suivante, après 1660 +/- 30 ans BP (1691-1655 cal BP, 1629-1514 cal BP, 1460-1442 cal BP, 1433-1422 cal. BP), montre un changement net du faciès sédimentaire et témoigne d'une métamorphose du système fluvial. Cette métamorphose se caractérise par une sédimentation alluviale détritique grossière à structure massive, indiquant le passage d'une zone humide calme de plaine alluviale à un milieu fluvial énergétique et instable, avec le développement d'un fond de chenal qui incise et érode en partie la sédimentation fine limono-argileuse mise en place précédemment vers 1660 +/- 30 ans BP. La charge solide est suffisamment abondante pour permettre l'exhaussement du chenal comme en atteste l'épaisseur des dépôts alluviaux observés qui atteint jusqu'à 85 cm. Aussi, l'imbrication des galets centimétriques dans une matrice de sables grossiers suggère une forte concentration sédimentaire et une viscosité importante au sein du cours d'eau, traduisant des écoulements énergiques et turbulents de courte durée, pouvant attester de crues d'intensité énergétique avec des écoulements de type torrentiel.

Une nouvelle sédimentation grossière se met en place quelques temps après, au moins au cours de la seconde moitié du premier millénaire AD si l'on se base sur la datation de la séquence alluviale limono-argileuse sous-jacente. Cette nouvelle séquence détritique grossière est moins importante par sa granularité et sa puissance que celle développée au cours de la phase précédente. Elle s'apparente à des petits galets et des sables grossiers mal triés d'environ 30 cm d'épaisseur et à l'organisation structurale entrecroisée. Cet alluvionnement reflète des écoulements énergiques au sein d'un chenal mobile. La réactivation du système fluvial au cours de cette période et de la phase précédente au sein d'un environnement calme

et humide de plaine, peut s'expliquer par une augmentation des débits liquides probablement en lien avec un épisode climatique plus humide, générant une aggradation du fond de vallée de plus de 1 m. Toutefois, aucun enregistrement attestant de conditions climatiques plus humides au cours de la période historique à Sumatra n'est disponible à ce jour et ne peut corroborer notre interprétation. Pour ce qui est du facteur anthropique, il paraît peu envisageable qu'il ait eu un impact conséquent sur l'alluvionnement de la vallée au cours de cette période. A cette époque, les activités humaines se limitaient à des cueillettes de produits forestiers dans l'arrière-pays et par de probables défrichements pour la culture sur brûlis (Perret, 1994). Cette agriculture traditionnelle d'horticulture n'a probablement pas engendré de grands défrichements qui auraient pu favoriser les processus d'érosion et de remplissages sédimentaires de la vallée de Deli.

Un retour à des conditions plus calmes et plus humides se met de nouveau en place assez récemment, probablement au cours du dernier millénaire AD par comparaison avec le calage chronologique de l'alluvionnement sous-jacent. Ce nouveau fonctionnement hydro-sédimentaire laisse place au développement d'une sédimentation fine argilo-limoneuse puissante atteignant jusqu'à 5,35 m, à l'organisation structurale massive et compacte. Ce fort alluvionnement comble le milieu fluviatile énergétique sous-jacent développé aux cours des périodes précédentes et favorise l'installation d'un environnement humide calme, stable, et saturé en eau, caractéristique d'une plaine alluviale marécageuse, où le remplissage sédimentaire se fait par décantation. Le développement de cette puissante sédimentation dans le fond de vallée de la rivière Deli est certainement lié aux défrichements, nécessaires au développement de l'agriculture. Dans la basse vallée, ces défrichements sont notamment associés au développement de la production rizicole au XVII^{ème} (Perret, 1994). Ils se poursuivent au XIX^{ème} siècle AD avec le développement des plantations autochtones précoloniales (Marsden, 1783). Les produits agricoles s'y développent largement (Perret, 1994). Dans la plaine de Deli, l'importation massive d'outils de fer pour la fabrication d'outillages agricoles de défrichements des forêts entraîne une expansion de la production agricole, notamment de poivriers, à des fins commerciales d'exportations (Perret, 1994). Une intensification des défrichements à lieu à partir de la seconde moitié du XIX^{ème} siècle AD avec l'essor des grandes plantations coloniales dans l'arrière-pays et la plaine côtière de Deli (Perret, 1994). Le développement rapide de ces plantations a engendré une ouverture généralisée du paysage ayant favorisé l'érosion et l'alluvionnement dans la basse vallée de Deli (Miksic, 1979). Le développement de ces plantations est certainement à l'origine de l'impact humain le plus fort sur la transformation paysagère de la région et de l'afflux

sédimentaire au cours de la période historique (Chabot *et al.*, 2017). Ce mouvement s'est accéléré au début du XX^{ème} siècle, époque à laquelle la région de Deli devient une véritable « aire de culture » (Perret, 1994). L'essor de ces plantations pourrait expliquer en grande partie l'alluvionnement historique important de la basse vallée de Deli.

En somme, l'évolution des pratiques agricoles et de la mise en culture des terres dans la région au cours de la période historique ont favorisé la dénudation des sols particulièrement sensibles à l'érosion et entraîné une augmentation des rendements sédimentaires et des taux de sédimentation dans le fond de vallée, notamment dans la plaine côtière de Deli (Miksic, 1979). Cela pourrait en partie expliquer le remplissage alluvial fin constaté sur le site S0 après 1,6 ka BP et probablement aussi sur le site d'Avros. Cependant, aucune source historique disponible n'atteste à ce jour des impacts réels de ces pratiques agricoles sur l'environnement de la région de Deli à cette époque. Malgré cela, les activités anthropiques restent un facteur privilégié dans l'explication de l'alluvionnement constaté dans la basse vallée de Deli au cours de l'époque historique, notamment la phase de développement des grandes plantations coloniales.

9.3. Le remplissage alluvial de la zone côtière au cours du dernier millénaire AD: le site de Kota Cina

9.3.1. Un environnement marécageux estuarien à mangrove au XI^{ème} siècle AD

Sur la frange littorale, les observations chronostratigraphiques faites sur le site de Kota Cina ont permis d'identifier une sédimentation alluviale argileuse (**Fig. 9.3**). Cette dernière, massive et compacte, forme des lambeaux de puissance et de largeur variable (quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres) observables à partir de 60 cm à 1 m de profondeur sous la surface du sol actuel (*Chabot et al., 2017*). Cette séquence argileuse recouvre en partie la sédimentation basale de sables noirs mise en place au cours de la période précédente. Elle est riche en morceaux de bois et en vestiges de faunes, plus particulièrement en coquilles de mollusques de milieu estuarien à mangrove. Cette séquence argileuse est entrecoupée par des chenaux de largeur variable (10 à 100 m) et de profondeur comprise entre 1 à 4 m (**Fig. 9.3**). Ces chenaux sont caractérisés par un alluvionnement fin ou grossier (*Chabot et al., 2017*).

Dans la moitié sud du site, des alluvions plus grossières de nature sableuse sont intercalées dans la sédimentation argileuse (**Fig. 9.3**). Ces alluvions, assez nombreuses, remplissent des petits chenaux et témoignent d'écoulements hydriques d'intensité énergétique ou modérée selon la granularité des sables. Elles correspondent à des dépôts de chenaux qu'elles comblent et permettent de dater la séquence au XI^{ème} siècle AD (925-760 ans cal. BP/1025-1190 ans cal. AD) (*Chabot et al., 2017*). Des chenaux plus larges et plus profonds à l'alluvionnement plus fin sont développés entre les chenaux à sédimentation sableuse et indique des écoulements hydriques plus calmes.

Dans la moitié nord de Kota Cina, l'alluvionnement argileux est plus imposant et mieux développé (**Fig. 9.3**). Cette partie du site semble être caractérisée par un environnement plus marécageux. Elle est traversée par 3 chenaux à remplissage alluvial sableux, indiquant des écoulements énergiques, et limono-sableux, suggérant des conditions hydriques plus modérées (*Chabot et al., 2017*). Un fort remaniement ponctuel des sables noirs sous-jacents est également observé dans un des chenaux. Ce remaniement des sables noirs peut être lié à un flux hydrique temporairement plus fort et instable (*Chabot et al., 2017*).

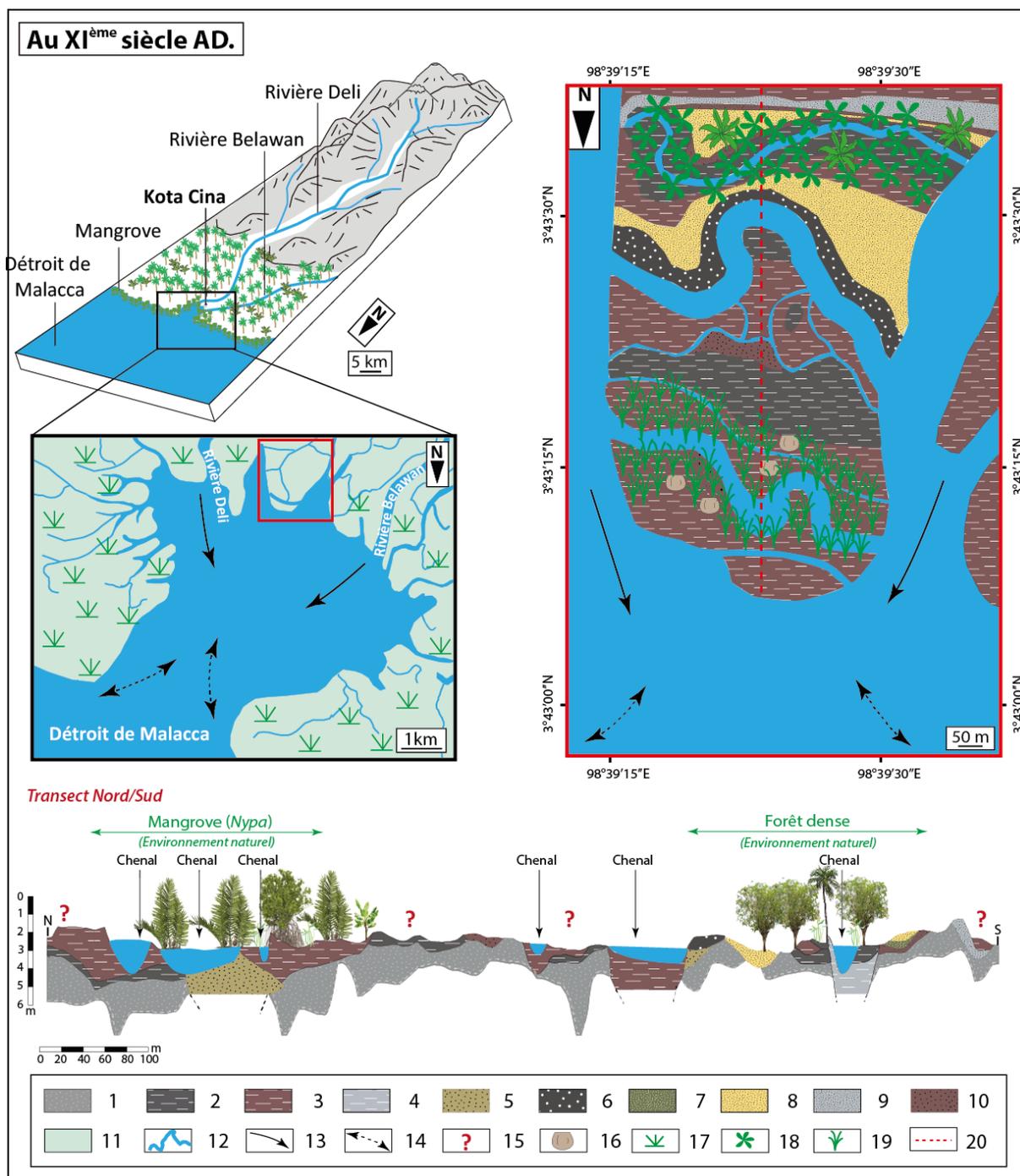


Figure 9.1 - Reconstitution schématique de l'évolution paléoenvironnementale du site de Kota Cina et de ses environs au XI^{ème} siècle AD (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Sables noirs ; 2. Argiles grises/noires ; 3. Argiles marron foncé ; 4. Argiles grises ; 5. Sables fins gris/jaunes ; 6. Sables grossiers marron/noirs ; 7. Sables fins verts/gris ; 8. Sables fins jaunes ; 9. Sables fins gris ; 10. Sables moyens marron ; 11. Sédimentation alluviale fine ; 12. Rivières ; 13. Dynamique fluviale ; 14. Dynamique marine (marées) ; 15. Couvert végétal inconnu ; 16. Occupations humaines anciennes ; 17. Mangrove ; 18. Forêt dense ; 19. Mangrove à palmiers *Nypa* ; 20. Transect Nord/Sud.

En somme, le développement de cette séquence de remplissage argileux riche en restes organiques peut être associé à un environnement de basse énergie caractéristique d'une vasière marécageuse intertidale de bordure d'estuaire et sillonnée par des chenaux, soumise à l'influence du balancement des marées et de la dynamique fluviale (Chabot *et al.*, 2017). Il n'est pas évident de définir la part de ces deux influences du fait de l'absence d'analyse granulométrique due à des perturbations trop importantes de la séquence, ainsi qu'au manque d'observation d'éventuelles figures de sédimentation spécifiques, en raison du mode d'acquisition des archives. Bird & Ongkosongo (1980) suggèrent toutefois qu'en domaine tropical humide comme à Sumatra, les apports fluviaux sont importants et prépondérants. L'influence marine reste toutefois présente notamment par l'action des marées qui dans cette région est de type méso-tidal et diurne avec un marnage compris entre 2 et 3,8 m (Eisma, 1998). Ces caractéristiques n'ont probablement pas beaucoup évolué au cours des derniers siècles dans la mesure où le niveau marin régional est resté stable depuis 1 ka BP (Hanebuth *et al.*, 2000), tout comme l'activité tectonique, au moins depuis la fin du Pléistocène (Keller & Richards, 1967 ; Van Bemmelen, 1970 ; Geyh *et al.*, 1979).

La mise en place de la sédimentation argileuse estuarienne du site au XI^{ème} siècle AD peut donc s'expliquer par : (1) les courants marins de faible énergie lors des marées hautes qui propagent l'onde de marée montante à travers les vasières marécageuses qu'elle recouvrent par des chenaux de marée et des petits cours d'eau ; (2) par les écoulements fluviaux continentaux qui à leur entrée dans les vasières décélèrent et déposent leurs sédiments, contribuant ainsi à l'accrétion sédimentaire de ces marais de bordure d'estuaire (Chabot *et al.*, 2017). Ces dynamiques de fonctionnements sont typiques de zones marécageuses intertidales de milieu estuarien (Nichols & Biggs, 1985 ; Nichols, 2009). Par ailleurs, en zone tropicale, ces zones d'accumulations sédimentaires marécageuses intertidales sont communément recouvertes par une végétation de mangrove qui piège les sédiments (Bird & Ongkosongo, 1980). Les analyses phytolithiques que nous avons mené dans cette séquence du XI^{ème} siècle AD pourraient confirmer cela, notamment pour la partie nord du site, en raison des fortes concentrations de phytolithes d'Arecaceae qui ont été identifiés dans les dépôts et par comparaison avec les assemblages phytolithiques modernes établis pour la mangrove à palmiers *Nypa* (**Fig. 9.3**) (Chabot & Garnier, soumis). Dans les années 70, Miksic (1979) suggérait déjà la présence d'une mangrove sur le site à cette époque mais ne l'avait pas démontré. Cette formation pourrait toutefois se limiter uniquement à la partie nord de Kota Cina, plus marécageuse, dans la mesure où les phytolithes observés dans les dépôts de la

séquence dans la partie sud suggèrent un couvert forestier dense où les *Arecaeae* sont assez peu représentés (**Fig. 9.3**) (Chabot & Garnier, soumis).

La zone marécageuse intertidale estuarienne à mangrove de la partie nord du site peut également être attestée par la présence de nombreux restes de morceaux de bois, typique de ce genre d'environnement (Nichols & Biggs, 1985) et dont l'identification d'un morceau réalisée au CIRAD de Montpellier par Patrick Langbour, a permis de révéler la présence de *Xylocarpus*, de la famille des Méliacées (Chabot *et al.*, 2017). Cette espèce arborée se développe notamment dans les environnements de mangroves marécageuses, généralement dans les zones estuariennes intermédiaires inondées uniquement à marée haute (Sosef *et al.*, 1998). Aussi, la richesse en faunes marines, notamment en coquilles de mollusques (*Anadara granosa*, *Geloina expansa* et *Corbicula* sp.) (Chabot *et al.*, 2013) associées à ces bois, indiquent l'existence d'un milieu marécageux estuarien à mangrove, typique de cet environnement (Nichols, 2009). Il convient cependant de préciser que ces coquilles sont avant tout issues de dépôts anthropiques (Perret *et al.*, 2013, 2016). Elles sont toutefois importantes quant à leur signification environnementale, puisque les espèces qui peuplent la mangrove ont une distribution très inféodée à leurs habitats locaux (Lozouet & Plaziat, 2008), d'où l'importance de leur considération paléoenvironnementale dans cette étude.

Ces dépôts de faunes anthropiques illustrent l'occupation du site au XI^{ème} siècle AD. La séquence argileuse contient en effet les premiers vestiges archéologiques qui sont associés à des structures en bois, tels que des poteaux (probablement des pilotis) et des trous de poteaux. Ces vestiges sont principalement concentrés dans la partie nord du site (**Fig. 9.3**) (Perret *et al.*, 2016) et semblent être adaptés à un environnement très humide ou en eau.

En somme, au XI^{ème} siècle AD la région littorale du site de Kota Cina ne prograde probablement pas ou peu, mais semble se stabiliser par l'établissement d'une zone marécageuse estuarienne à mangrove. Cela fait suite à l'apport massif de sables noirs de la « formation de Medan » au cours de la période précédente et à une baisse de ses rendements vers l'aval. Par ailleurs, le contexte de stabilisation du niveau marin depuis 1000 AD (Hanebuth *et al.*, 2000) ainsi que de l'activité tectonique depuis la fin du Pléistocène, (Keller & Richards, 1967 ; Van Bemmelen, 1970 ; Geyh *et al.*, 1979) favorisent probablement le développement d'un environnement stable marécageux à Kota Cina au cours du début du dernier millénaire AD. A ces paramètres s'ajoute également la faible empreinte anthropique sur le milieu qui à cette époque se caractérise par une activité traditionnelle d'horticulture dans

l'arrière-pays montagneux (Perret, 1994) et ne nécessitent probablement pas de grands défrichements de la forêt (Whitten *et al.*, 1984), car les produits forestiers qui sont exploités, tels que le camphrier et l'arbre à benjoin, poussent de manière naturelle dans la région du Lac Toba (Perret, 1994).

9.3.2. Un comblement progressif aux XII-XIII^{ème} siècles AD

Au XII-XIII^{ème} siècle AD, une sédimentation limono-sableuse se met en place sur le site côtier de Kota Cina (**Fig. 9.4**). Cette sédimentation est caractérisée par de nombreuses traces d'hydromorphie, ce qui suggère des conditions environnementales humides (Chabot *et al.*, 2017). Elle recouvre sur quelques dizaines de centimètres à plus de 2 m d'épaisseur la séquence argileuse mise en place au cours du XI^{ème} siècle AD. Les chenaux sont moins nombreux. Dans la moitié sud, ils ont tous été comblés, ce qui indique une accrétion sédimentaire du site. Au nord, là où ils subsistent encore, leur largeur est plus réduite (10 à 50 m), tout comme leur profondeur (0,50 m à 2 m) (**Fig. 9.4**). Ces chenaux disparaissent ensuite dans la partie sommitale de la sédimentation où ils sont comblés par des dépôts limono-sableux, ce qui suggère la poursuite de l'accrétion sédimentaire du site. Cet alluvionnement, sans organisation structurale apparente, est riche, dans sa partie inférieure, en restes de flores et de faunes, notamment en morceaux de bois et en coquilles de mollusques de milieu estuarien à mangrove (Chabot *et al.*, 2017).

Le développement de cette séquence peut être interprété comme un remplissage sédimentaire résultant d'épandages de crues d'intensité modérée, au sein d'une plaine côtière humide (Chabot *et al.*, 2017). A cette époque et étant donné les caractéristiques de la séquence, on peut penser que le site se trouve toujours dans un environnement estuarien, comme le suggérait déjà Miksic (1979) lors de ses investigations géomorphologiques menées sur le site à la fin des années 70. La partie nord semble toujours plus humide que le sud, comme en atteste la présence de chenaux, sa proximité vers la mer, mais également son couvert végétal qui, à cette époque, et selon les analyses phytolithiques, pourrait correspondre à une mangrove marécageuse à palmiers *Nypa*, telle que déjà développée au cours du XI^{ème} siècle AD dans la séquence argileuse (**Fig 9.4**). Cela est suggéré par un assemblage phytolithique assez similaire à ceux établis à partir de la mangrove actuelle à *Nypa* qui borde le site au nord (Chabot & Garnier, soumis).

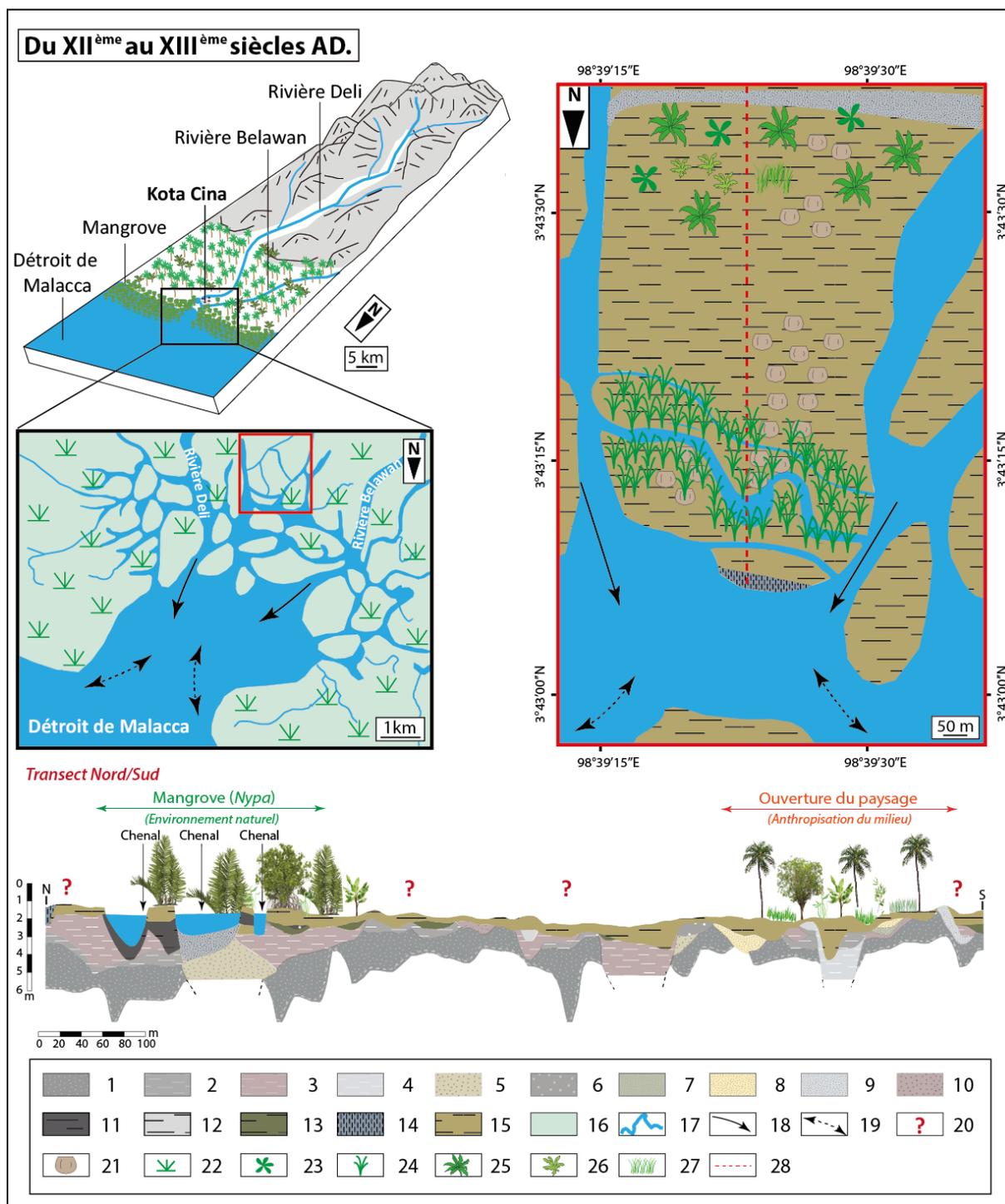


Figure 9.2 - Reconstitution schématique de l'évolution paléoenvironnementale du site de Kota Cina et de ses environs du XII^{ème} au XII^{ème} siècle AD (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Sables noirs ; 2. Argiles grises/noires ; 3. Argiles marron foncé ; 4. Argiles grises ; 5. Sables fins gris/jaunes ; 6. Sables grossiers marron/noirs ; 7. Sables fins verts/gris ; 8. Sables fins jaunes ; 9. Sables fins gris ; 10. Sables moyens marron ; 11. Limons sableux fins gris/noirs ; 12. Limons sableux fins gris ; 13. Limons sableux fins grisâtres/verdâtres ; 14. Limons sableux fins grisâtres/bleuâtres ; 15. Limons sableux fins gris beiges/jaunâtres ; 16. Sédimentation alluviale fine ; 17. Rivières ; 18. Dynamique fluviale ; 19. Dynamique marine (marées) ; 20.

Couvert végétal inconnu ; 21. Occupations humaines anciennes ; 22. Mangrove ; 23. Couvert arboré ; 24. Mangrove à palmiers *Nypa* ; 25. Palmiers ; 26. Bananiers ; 27. Ehrhartoideae ; 28. Transect Nord/Sud.

Au sud et avant l'installation des premiers occupants, le couvert végétal semble identique à celui établi au XI^{ème} siècle AD. Il s'apparente probablement à une forêt dense si l'on se base sur la forte concentration des scléréides dans les dépôts analysés (Chabot & Garnier, soumis). Plus tard, avec l'occupation humaine, une ouverture paysagère se dessine. La couverture végétale change radicalement. Cette transformation est suggérée par une baisse majeure des scléréides en faveur d'une augmentation des phytolithes d'Arecaceae et de Poaceae, ainsi que de plantes cultivées (en faible quantités), comme le bananier et les Ehrhartoideae (Chabot & Garnier, soumis). Ainsi, la couverture forestière dense du XI^{ème} siècle semble laisser place au XII-XIII^{ème} siècle AD à un environnement plus ouvert et diversifié, pouvant être associé aux premières occupations humaines du site (**Fig. 9.4**).

D'un point de vue archéologique, la séquence limono-sableuse contient la plus forte concentration en artefacts qui laisse présager de l'essor du site de Kota Cina mais également d'une évolution environnementale à travers l'adaptation des aménagements anthropiques. Dans un premier temps, à la transition entre la sédimentation argileuse du XI^{ème} siècle et la mise en place de la sédimentation limono-sableuse du XII-XIII^{ème} siècle AD, se trouvent des structures en bois adaptées à un environnement humide dans la partie nord du site (Chabot *et al.*, 2017). Il s'agit d'ossatures d'embarcations, de restes de poteaux (probablement des pilotis et des poteaux d'amarrage) ou encore de ponton (Perret *et al.*, 2013, 2016). Certaines de ces structures sont datées par radiocarbone entre le milieu du XII^{ème} siècle AD et le milieu du XIII^{ème} siècle AD (Perret *et al.*, 2013, 2016). Au cours des années 1980, des découvertes fortuites au sein d'une carrière de sables au niveau du Lac Siombak, à quelques centaines de mètres au nord de Kota Cina, avaient déjà révélées la présence d'épaves de bateaux associées à des céramiques chinoises datées entre le XI-XIV^{ème} siècle AD. Ces épaves de bateaux avaient été assimilées à l'existence d'un environnement en eau, pouvant probablement correspondre à une zone accueillant une partie du trafic maritime lié au site d'habitat ancien de Kota Cina (probablement le port de Kota Cina) (Manguin, 1989, 1993, 2000).

Plus tard, lorsque l'alluvionnement limono-sableux s'est développé, les aménagements anthropiques du site ont évolué. Des constructions en briques associées à des accumulations coquillères épaisses et denses et à de nombreux artefacts (mobiliers), ont été édifiées, plus particulièrement dans la zone centrale et septentrionale du site (Perret *et al.*, 2013, 2016). Ces

aménagements se sont faits à un niveau plus élevé que l'installation des structures en bois sous-jacente et avaient déjà été excavés lors des premières fouilles du site dans les années 70 (Miksic, 1979 ; Edwards McKinnon, 1984 b). Ces aménagements en durs, situés dans les niveaux supérieurs de la séquence limono-sableuse, suggèrent un exhaussement sédimentaire du site et l'installation durable des hommes sur le site (Chabot *et al.*, 2017).

En somme, ces découvertes semblent indiquer qu'au moment de son essor, entre le XII^{ème} et le XIII^{ème} siècle AD, le site de Kota Cina se trouve dans un contexte environnemental estuarien qui s'envase progressivement par le développement d'une sédimentation limono-sableuse fluviale. Cet envasement fait évoluer le système estuarien vers un système deltaïque (**Fig. 9.4**) (Chabot *et al.*, 2017). L'alluvionnement limono-sableux à l'origine du comblement du site à cette époque a lieu dans un contexte eustatique (Hanebuth *et al.*, 2000) et tectonique stable (Keller & Richards, 1967 ; Van Bemmelen, 1970 ; Geyh *et al.*, 1979) où les activités humaines se caractérisent par de probables défrichements de l'arrière-pays pour la pratique de l'agriculture sur brûlis (Perret, 1994).

9.3.3. Un comblement qui se poursuit et s'exacerbe après le XIII^{ème} siècle AD

L'envasement du site de Kota Cina conduit en partie à son abandon au début du XIV^{ème} siècle AD (Perret *et al.*, 2013). Au cours de cette période, le site continue de s'envaser (**Fig. 9.5**). Les derniers chenaux sont comblés. Les voies navigables faisant la liaison avec le Détroit de Malacca ne peuvent plus être empruntées par les bateaux. Parallèlement, l'ouverture de la végétation initiée au XI-XIII^{ème} siècle AD au sud du site, se poursuit et se manifeste par une augmentation des phytolithes de Poaceae et par une baisse de ceux des Areaceae (**Fig. 9.5**). Les plantes cultivées telles que le bananier et les Ehrhartoideae sont présentes mais assez peu représentées (Chabot & Garnier, soumis). Au nord, la végétation s'ouvre également, et ce pour la première fois. Les phytolithes d'Areaceae, dominant depuis le XI^{ème} siècle AD, déclinent rapidement et laissent place à une augmentation des Poaceae (Chabot & Garnier, soumis). Cette ouverture paysagère enregistrée dans les 20 à 30 derniers centimètres des dépôts limono-sableux du site, pourrait être corrélée aux activités anthropiques de défrichements qui se manifestent à partir de la seconde moitié du dernier millénaire AD et plus particulièrement lors du développement des plantations indigènes au début du XIX^{ème} siècle AD, puis à partir de la seconde moitié du XIX^{ème} siècle, avec l'essor rapide des grandes plantations coloniales de tabac, d'hévéas et de palmiers à huile (Perret, 1994).

Le développement intensif et rapide des plantations à partir du XIX^{ème} siècle AD a contribué, par la multiplication des défrichements, à une intensification des processus d'érosion et à une augmentation de l'alluvionnement, engendrant un envasement et une rapide progradation de la plaine côtière de Deli (Miksic, 1979). Les rares informations disponibles sur l'alluvionnement issues directement de ces pratiques font état d'un strict contrôle du drainage de la plaine par de grands aménagements hydrauliques ayant entraînés des taux de sédimentation côtier important (Miksic, 1979). Le manque d'entretien de ces aménagements, comme le dragage des chenaux, a conduit sous l'occupation japonaise à une exacerbation des processus d'alluvionnement, telle qu'enregistrée dans le lit de la rivière Deli entre 1941 et 1950 où une aggradation sédimentaire de 2 m à 2,50 m s'est produite (Miksic, 1979). Cet envasement rapide et puissant a empêché toute navigation des grands navires à vapeur dans le chenal de la rivière Deli à partir du XIX^{ème} siècle (Volker 1928, in Airriess, 1991).

A Kota Cina, on peut penser que les 30 derniers centimètres de limons-sableux qui recouvrent les derniers vestiges archéologiques sont probablement associés aux défrichements et à l'essor des plantations (Chabot *et al.*, 2017). Ce taux, finalement assez peu élevé comparé aux observations faites ci-dessus, peut s'expliquer en partie par le développement du système de drainage hydraulique de la plaine côtière pour les plantations, ayant probablement contribué, lorsqu'il était bien entretenu au cours de la période coloniale européenne, à une évacuation des sédiments vers le large. Ce processus pourrait avoir contribué à la progradation du trait de côte, certainement plus qu'à son aggradation, favorisé par des conditions marines calmes (Tjia *et al.*, 1968), dominées par l'action des marées plutôt que par celle des vagues, ainsi que par la présence d'un fond marin peu profond (Bird & Ongkosongo, 1980). Il pourrait également s'expliquer par l'éloignement du site par rapport au cours inférieur de la rivière Deli, situé à environ 2 km à l'ouest, ce qui a pu limiter l'accrétion sédimentaire à Kota Cina. On peut toutefois noter que les 30 cm d'accrétion sédimentaire du site, si ils sont directement associés aux plantations étrangères depuis le milieu du XIX^{ème} siècle AD, ont généré un taux d'accrétion d'environ 2 mm/an, soit, un taux comparable aux taux de dénudation de certains bassins versants javanais, compris entre 0,1 et 5 mm/an (Tjia *et al.*, 1968). Par ailleurs, le volume sédimentaire déstocké de l'amont et déposé dans la plaine côtière reste conséquent en termes de volume surfacique étant donné la largeur de la plaine côtière et sa topographie plane.

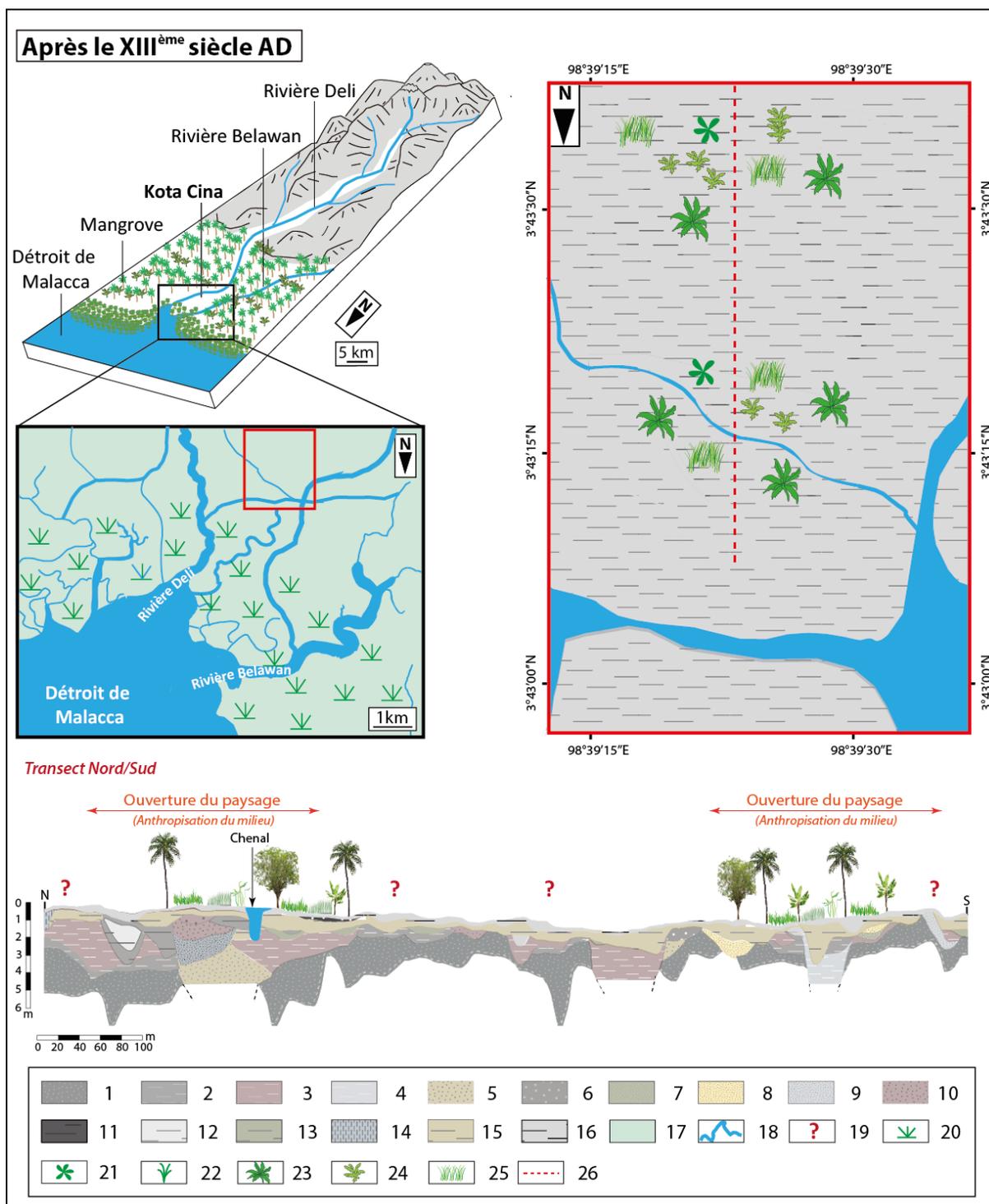


Figure 9.3 - Reconstitution schématique de l'évolution paléoenvironnementale du site de Kota Cina et de ses environs après le XIII^{ème} siècle AD (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Sables noirs ; 2. Argiles grises/noires ; 3. Argiles marron foncé ; 4. Argiles grises ; 5. Sables fins gris/jaunes ;
6. Sables grossiers marron/noirs ; 7. Sables fins verts/gris ; 8. Sables fins jaunes ; 9. Sables fins gris ; 10. Sables moyens marron ;
11. Limons sableux fins gris/noirs ; 12. Limons sableux fins gris ; 13. Limons sableux fins grisâtres/verdâtres ; 14. Limons sableux fins grisâtres/bleuâtres ; 15. Limons sableux fins gris beiges/jaunâtres ;
16. Limons sableux fins gris ; 17. Sédimentation alluviale fine ; 18. Rivières ; 19. Couvert végétal inconnu ; 20.

Mangrove ; 21. Couvert arboré ; 22. Mangrove à palmiers *Nypa* ; 23. Palmiers ; 24. Bananiers ; 25. Ehrhartoideae ; 26. Transect Nord/Sud.

9.3.4. L'évolution côtière de la région de Deli au cours du dernier millénaire AD

L'envasement du site de Kota Cina associé à une progradation du trait de côte de la région de Deli au cours du dernier millénaire AD, semble être un processus irrégulier et non uniforme. Toutefois, si l'on se base la position du site et de son environnement estuarien au début du dernier millénaire AD, comparé à sa position actuelle dans une zone marécageuse d'arrière mangrove à près de 7 km du littoral (**Fig. 9.6**), on peut en déduire que la progradation moyenne pourrait avoir été d'environ 7 m/an depuis 1000 ans, soit une valeur proche de ce qui a été estimé pour le littoral de la province de Sumatra Sud, comprise entre 10 et 20 m/an et comparable à celle de Java, Bornéo ou encore de la Péninsule Malaise ([Chambers & Sobur, 1975](#)). Ces estimations restent toutefois très approximatives. Il est cependant certain que les estimations faites au XIX^{ème} siècle AD par Anderson (1826) au niveau de la rivière de Deli pour la période historique 1600 AD-1821 AD, sont très inexactes et ont été très largement surestimées. Au cours de cette période, Anderson (1826) estimait que le littoral avait progradé d'environ 45 km, soit en moyenne 200 m/an. Aujourd'hui, et grâce à la découverte et à l'étude des vestiges archéologiques du site de Kota Cina datés entre le XI^{ème} et le XIV^{ème} siècle AD, ainsi qu'à l'étude géomorphologique conjointe que nous avons mené, nous pouvons reconsidérer la géographie côtière de cette région et affirmer que l'avancée du trait de côte n'a pas été aussi rapide qu'initialement envisagée par Anderson (1826) ou Obdeijn (1941, 1942).

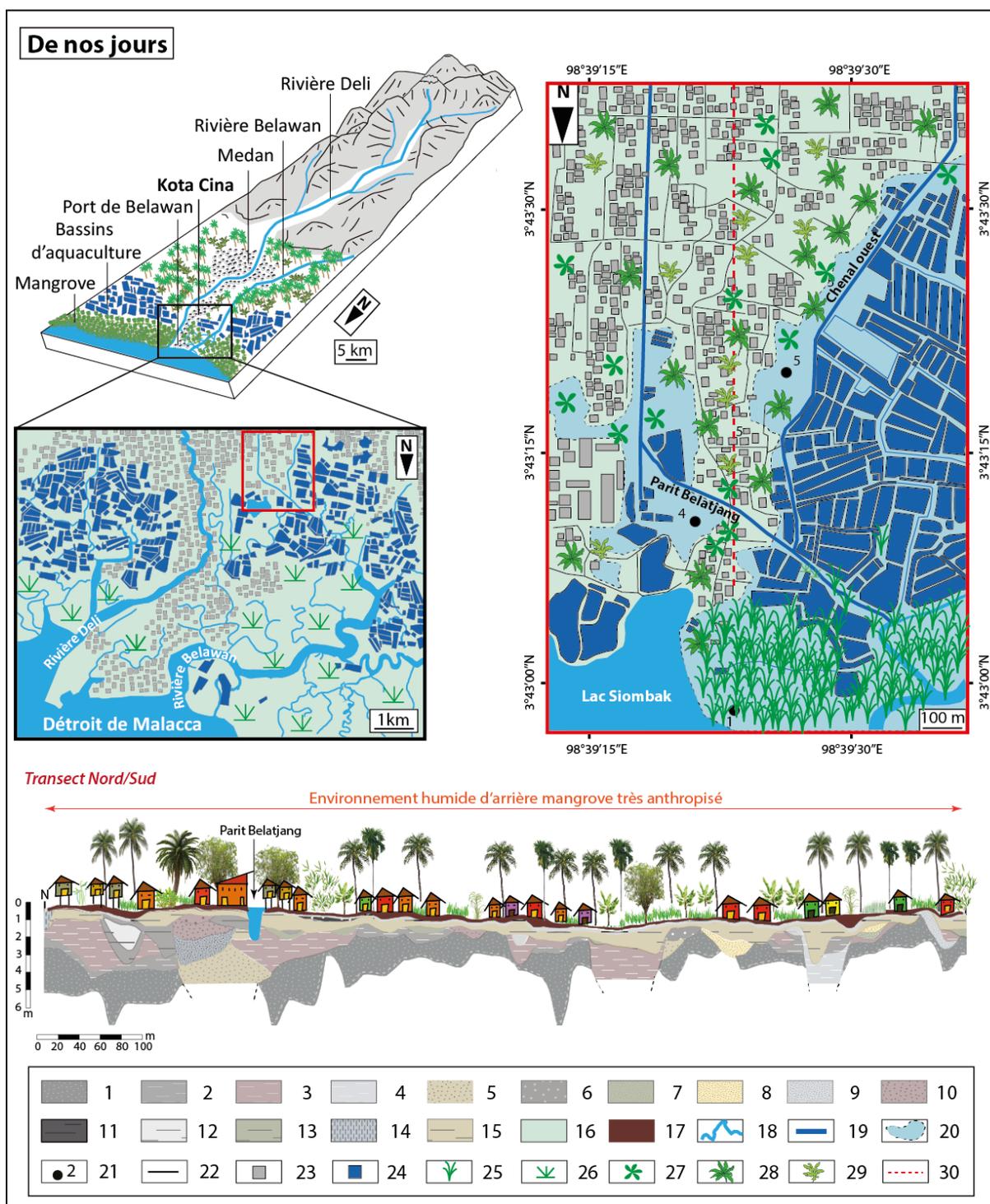


Figure 9.4 - Kota Cina et ses environs de nos jours (Réalisation : Y. Chabot, 2017).

1. Sables noirs ; 2. Argiles grises/noires ; 3. Argiles marron foncé ; 4. Argiles grises ; 5. Sables fins gris/jaunes ; 6. Sables grossiers marron/noirs ; 7. Sables fins verts/gris ; 8. Sables fins jaunes ; 9. Sables fins gris ; 10. Sables moyens marron ; 11. Limons sableux fins gris/noirs ; 12. Limons sableux fins gris ; 13. Limons sableux fins grisâtres/verdâtres ; 14. Limons sableux fins grisâtres/bleuâtres ; 15. Limons sableux fins gris beiges/jaunâtres ; 16. Sédimentation fine alluviale ; 17. Sol actuel ; 18. Rivières ; 19. Chenaux anthropiques ; 20. Zones humides temporairement inondées ; 21. Points cotés ; 22. Routes ; 23. Habitations ; 24. Bassins d'aquaculture ; 25.

Mangrove à palmiers *Nypa* ; 26. Mangrove ; 27. Couvert arboré ; 28. Palmiers ; 29. Bananiers ; 30. Transect Nord/Sud.

9.3.5. L'évolution côtière récente de la région de Deli

L'envasement et la progradation côtière de la région de Deli se sont poursuivis et intensifiés au cours des dernières décennies, comme l'atteste la comparaison d'images satellites de l'USGS et de Google Earth entre 1989 et 2016 (**Fig. 9.7**). L'analyse diachronique de ces images pour certains secteurs du littoral de la région de Deli, indique une expansion surfacique importante et quasi généralisée du trait de côte sur le Détroit de Malacca. Entre 1989 et 2016, certains secteurs côtiers de la région ont parfois progradé jusqu'à plus de 750 m sur la mer, impliquant une expansion spatiale annuelle de près de 28 m (**Fig. 9.7 C**). En moyenne, la progradation sur la période 1989-2016 (27 ans) s'établit plus ou moins autour de 500 m, ce qui équivaut à une avancée moyenne annuelle d'environ 18 m (**Fig. 9.7 A, B et C**). Cette valeur coïncide avec les valeurs calculées pour la Province de Sumatra Sud pour la période 1939-1969, comprises entre 10 et 20 m/an et comparables aux valeurs de progradations récentes de Java, Bornéo et de la Péninsule Malaise ([Chambers & Sobur, 1975, 1977](#)).

Cette progradation moderne se fait à partir des exutoires des grands systèmes fluviaux qui drainent la vaste plaine côtière. Ces grands systèmes fluviaux sont fortement chargés en alluvions qu'ils déposent le long du littoral, sur le plateau peu profond et calme de la Sonde. Ces sédiments sont ensuite piégés et maintenus par la végétation de mangrove. Cette dynamique de progradation côtière récente est à mettre en relation avec l'anthropisation du milieu qui s'intensifie tout au long du XX^{ème} siècle AD jusqu'à nos jours. En effet, après la colonisation européenne et le développement des plantations, l'indépendance du pays en 1945 amène à une nouvelle convergence des intérêts étrangers pour les produits naturels de l'île ([Laumonier, 1997](#)). L'exploitation de ces ressources (palmier à huile, bois, *etc.*) entraînent de nombreuses et profondes perturbations environnementales qui s'exacerbent dans les années 60 avec le développement et l'intensification de ces activités agricoles ([Laumonier, 1997](#)). En parallèle, le programme de transmigration de la population de Java vers Sumatra, déjà commencé au début du XX^{ème} siècle AD, favorise encore un peu plus la pression anthropique sur l'environnement de l'île par l'afflux de population, le développement de l'agriculture et l'aménagement des terres ([Levang & Sevin, 1983](#)).

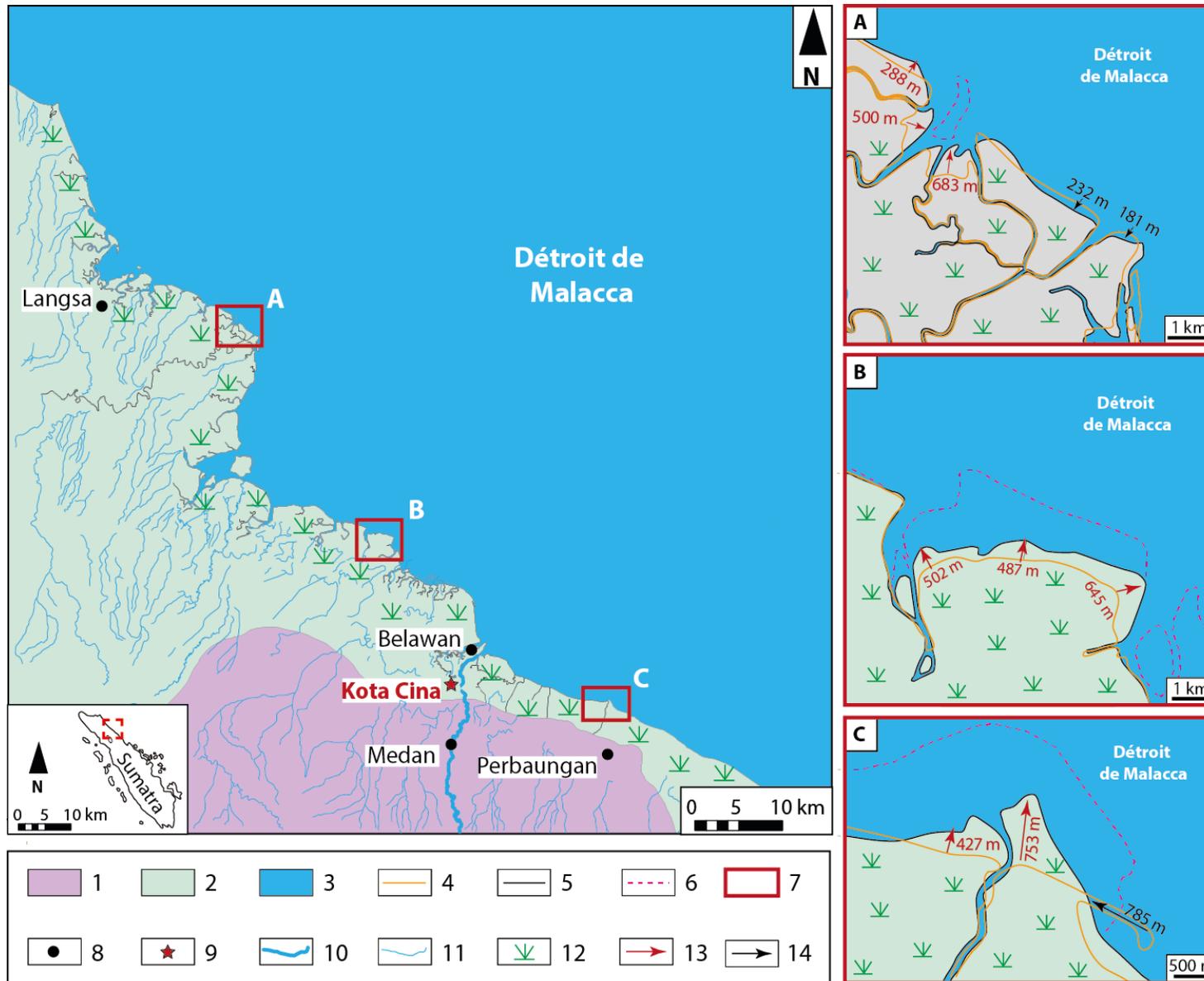


Figure 9.5 - Evolution côtière de la région de Deli entre 1989-2016 (modifié de Barbier, étudiant L3, 2017. Sources : USGS et Google).

1. « Formation de Medan » (blocs et graviers volcanogènes, sables, limons et argiles pléistocènes) ; 2. Alluvions (graviers, sables et argiles holocènes) ; 3. Déroit de Malacca ; 4. Trait de côte en 1989 ; 5. Trait de côte en 2016 ; 6. Formations alluviales en cours de sédimentation ; 7. Zones d'études ; 8. Villes ; 9. Site de Kota Cina ; 10. Rivière Deli ; 11. Rivières ; 12. Mangrove ; 13. Progradation ; 14. Erosion.

Dans les années 70, la mécanisation de l'exploitation forestière entraîne une augmentation importante de l'exportation de bois qui conduit à une exploitation systématique des régions forestières (Laumonier, 1997). On imagine aisément l'impact qu'ont eu ces pratiques en termes de dégradation de la forêt tropicale, d'érosion des sols et de transferts sédimentaires vers l'aval et les littoraux. Cette période est également marquée par une augmentation notable de la pression démographique qui contribue de manière significative à une ouverture généralisée du paysage par voie de défrichements et de conversion des terres en parcelles agricoles. Entre 1961 et 1980, la croissance démographique de Sumatra est de 82 % (Scholz, 1983). La population se concentre principalement dans la Province de Sumatra Nord et au sud de l'île. Cette augmentation démographique entraîne de profonds bouleversements environnementaux, notamment depuis les années 80-90 jusqu'à nos jours. Ces derniers se manifestent notamment par : une intensification et une généralisation de l'érosion des terres de l'arrière-pays en raison de la déforestation et des défrichements de la forêt tropicale pour le développement de l'agriculture et des plantations (Dahuri & Pahievi, 1994) ; l'exploitation de matériaux rocheux le long des rivières ou directement dans le lit des rivières pour la construction (Cameron *et al.*, 1982) ; une forte turbidité des rivières et des inondations plus importantes et récurrentes au sein d'une plaine côtière très urbanisée et bétonnée (agglomération de Medan) ; un alluvionnement accru dans la plaine et le long du littoral ; une chenalisation généralisée des rivières ; la destruction de la végétation de mangrove pour l'exploitation du bois ou sa conversion en bassins de poissons, en plantations de palmiers à huile, ou en sites industriels ; une pollution marine et terrestre sans précédent liées aux développements des centres urbains industriels (Dahuri & Pahievi, 1994) ; une densification importante de l'urbanisation, plus particulièrement dans la plaine côtière, remplaçant peu à peu les parcelles agricoles ; *etc.*

En somme, si le développement de ces activités humaines n'est, à terme, pas mieux encadré et mieux géré, il est certain que leurs impacts néfastes sur l'environnement risquent de se poursuivre et probablement aussi de s'aggraver avec l'augmentation de la démographie et le développement de l'île. L'envasement et la progradation des régions côtières, l'une des conséquences majeures de l'essor et de l'intensification incontrôlée des activités anthropiques,

pourrait se poursuivre et s'intensifier, en lien avec des régimes hydro-sédimentaires perturbés, et ce dans un contexte d'élévation du niveau des mers.

Conclusion

L'alluvionnement sédimentaire observé et étudié dans la vallée de Deli, attribué ou attribuable à la période historique, est un processus qui semble être en partie lié à l'anthropisation de l'environnement de la région, notamment par voie de défrichements et de mise en culture. L'ouverture paysagère, plus particulièrement avec l'essor des plantations indigènes, puis étrangères, a contribué à une augmentation des rendements sédimentaires et du taux de sédimentation dans le fond de la moyenne et de la basse vallée de Deli. Cet afflux sédimentaire, issu directement de l'érosion des terrains volcaniques de l'arrière-pays et favorisé par un contexte climatique très humide et une topographie abrupte, a engendré, par le ruissellement et le charriage de grandes quantités de sédiments, une aggradation de nature sableuse dans le fond de la moyenne vallée, et argileuse et limoneuse dans le fond de la basse vallée et de la frange côtière. Cet apport sédimentaire a conduit à un envasement de la plaine littorale de Deli et de l'environnement estuarien du site de Kota Cina, et est associé à une progradation du trait de côte, au moins au cours du dernier millénaire AD, dont le site archéologique constitue un témoin remarquable. Cette progradation est favorisée par un niveau marin relatif et une activité tectonique stable. La progradation du trait de côte sumatranais est un phénomène historique et commun à l'ensemble de la façade orientale de l'île, depuis au moins 2 ka BP (Miksic, 1977, 1979) et se poursuit actuellement dans un contexte de pression anthropique sans commune mesure.

Conclusion générale

Le travail de recherche géoarchéologique mené sur le site de Kota Cina et la vallée de Deli dans le cadre de cette thèse permet de proposer une reconstitution des évolutions paléoenvironnementales holocènes de la région impliqués par la position du site portuaire de Kota Cina par rapport à la ligne de rivage actuelle. Ce travail de recherche met en évidence les variables de contrôle naturelles et anthropiques qui sont à l'origine de l'évolution paysagère de la région grâce à l'étude approfondie du bassin versant de Deli. Ce travail a été rendu possible grâce au développement d'une double approche. D'une part, sur des investigations géomorphologiques, conduites sur le site de Kota Cina et la vallée de Deli afin de reconstituer les dynamiques hydro-sédimentaire holocènes de la région et d'autre part, des recherches biogéographiques par l'étude des phytolithes contenus dans les dépôts du site de Kota Cina afin de reconstituer la végétation du site et les transformations qu'elle a subit au cours du dernier millénaire. Le développement de ces deux approches, confrontées aux études archéologiques, a permis de mener une véritable réflexion géoarchéologique totalement inédite dans la région, centrée sur le gisement archéologique de Kota Cina.

Les apports méthodologiques

(1) **La démarche géomorphologique**, centrée sur l'étude des archives sédimentaires et volcaniques, a permis grâce à la réalisation de 26 coupes, 208 sondages et l'analyse granulométrique de près de 300 échantillons, la constitution d'une importante base de données lithostratigraphiques. Les observations *in situ* ont permis une première reconnaissance des faciès et de leur puissance. Les analyses granulométriques menées en laboratoire ont permis de préciser la nature des dépôts échantillonnés *in situ*. Le traitement des données en image CM a permis de mettre en évidence les principaux processus de mise en place des dépôts (mode de transport et de dépôt). Toutefois, l'absence d'une étude à partir d'échantillons sédimentaires modernes en raison de la suranthropisation du milieu, doit conduire à la plus grande prudence quant à la signification et à l'interprétation que l'on peut faire des images CM réalisées dans cette étude, du fait de l'absence d'un référentiel moderne comparatifs des conditions hydro-sédimentaire actuel du système fluvial. Ces dernières n'ayant pas de référentiel modernes comparatifs, elles doivent être considérées comme indicatives et non comme absolues. Aussi, cette méthode, adaptée à l'analyse des sédiments alluviaux, ne l'est en revanche pas du tout pour ce qui est du détritisme volcanique, très présent sur notre terrain.

Au final, cette l'approche géomorphologique développée dans cette thèse à permis d'étayer des interprétations paléogéographiques (reconstitutions des paysages et évolution du trait de côte à Kota Cina et ses environs), environnementales (dynamiques des milieux et nature des dynamiques géomorphologiques dans la vallée de Deli) et chronologiques (corrélation et succession des dépôts du Pléistocène supérieur à l'Holocène terminal).

(2) L'approche biogéographique, novatrice dans cette région du monde, est bien adaptée à notre terrain d'étude, en raison des conditions environnementales défavorables à la conservation d'autres marqueurs tels que les pollens, mais aussi pour son apport sur l'anthropisation des milieux, ce qui explique son développement dans cette thèse. Fondée sur démarche actualiste à travers l'analyse de 17 échantillons modernes d'habitats naturels et anthropisés et 26 échantillons fossiles provenant de la séquence de Kota Cina, cette étude fournit la première base de données référentielle phytolithiques pour Sumatra. Les cortèges phytolithiques modernes ont permis de montrer qu'il n'est pas possible de distinguer des plantations d'origine anthropique des forêts « naturelles ». Aussi, la surreprésentation des *Arecaceae* dans les paysages, notamment dans la plaine côtière, ainsi que la suranthropisation du milieu, perturbent la lecture du spectre de la végétation moderne de la région. Ces caractéristiques singulières constituent une limite d'applicabilité de l'approche phytolithique à Sumatra et apportent de nouvelles connaissances à la recherche phytolithique. En dépit de ces observations, l'analyse phytolithique menée dans le cadre de cette thèse a permis de fournir une reconstitution du couvert végétal du site de Kota Cina au cours du dernier millénaire et de ses évolutions liées notamment à l'occupation du site.

Vers une tentative de reconstitution paysagère

Cette étude centrée sur le site de Kota Cina et de sa vallée, apporte pour la première fois à Sumatra, des informations sur les dynamiques de changements environnementaux de la région au cours d'une période pré-Holocène et Holocène.

Au cours du Pléistocène récent, l'activité volcanique intense de la région engendre d'importants remplissages de la vallée de Deli, bouleversant considérablement les paysages de la région et le fonctionnement hydro-sédimentaire du système fluvial de Deli. Les bouleversements environnementaux engendré, notamment par l'aggradation sédimentaire à travers l'apport de grandes quantités de matériaux détritiques, est probablement sans commune mesure dans l'histoire paléoenvironnementale de la région.

Le réajustement des paysages et du système fluvial de la rivière Deli suite aux remplissages volcaniques pléistocènes se caractérise par différentes phases d'évolutions en réponse à différents processus qui ont profondément modifié l'environnement de la région au cours du Pléistocène récent et de l'Holocène. Dans un premier temps, une phase de reprise et de réadaptation du système fluvial dans les dépôts volcaniques est à l'œuvre dans la vallée. Cette reprise fluviale se manifeste par la mise en place de chenaux d'écoulements d'intensité énergétique et par un alluvionnement détritique grossier dans la moyenne vallée. Quelques temps plus tard, s'ensuit une incision verticale profonde et une mobilité latérale du chenal de la rivière Deli au sein des dépôts volcaniques. Cette incision est associée à la mise en place d'un système de terrasses dans la moyenne vallée et à un important transfert de sédiments vers l'aval. Une aggradation majeure se met en place dans la basse vallée. Ce remplissage volcano-sédimentaire engendre la mise en place d'un probable système de drainage à chenaux multiples, probablement tressé ou méandrique, en réponse à la charge sédimentaire massive érodée de la moyenne vallée. Sur la côte, une progradation a probablement lieu en raison des taux sédimentaires importants. Toutefois, cette dernière reste difficile à évaluer en raison d'un manque d'informations chronologiques et géomorphologiques sur la mise en place de la séquence volcano-sédimentaires remaniés de la moyenne vallée.

A l'époque historique, l'ouverture paysagère, plus particulièrement avec l'essor des plantations indigènes, puis étrangères, a contribué à une augmentation des rendements sédimentaires et du taux de sédimentation dans le fond de la moyenne et de la basse vallée de Deli. Cet afflux sédimentaire, issu directement de l'érosion des terrains volcaniques de l'arrière-pays, a engendré par le ruissellement et le charriage de grandes quantités de sédiments, une aggradation sableuse dans le fond de la moyenne vallée et argileuse et limoneuse dans le fond de la basse vallée et de la frange côtière. Cet apport sédimentaire a conduit à un envasement de la plaine littorale de Deli et de l'environnement estuarien du site de Kota Cina, et est associé à une progradation du trait de côte, au moins au cours du dernier millénaire AD, dont le site archéologique constitue un témoin remarquable. Cette progradation est favorisée par un niveau marin relatif et une activité tectonique stable. La progradation du trait de côte sumatranais est un phénomène historique et commun à l'ensemble de la façade orientale de l'île, depuis au moins 2 ka BP (Miksic, 1977, 1979) et se poursuit actuellement dans un contexte de pression anthropique sans commune mesure.

Références bibliographiques

A

AIRRIESS C.A., 1991 - Global Economy and Port Morphology in Belawan, Indonesia. *Geographical Review*, **81** (2), 183-196.

ALBERT R.M., BAMFORD M.K., & CABANES D., 2006 - Taphonomy of phytoliths and macroplants in different soils from Olduvai Gorge (Tanzania) and the application to Plio-Pleistocene palaeoanthropological samples. *Quaternary International*, **148**, 78-94.

ALBERT R.M., BAMFORD M.K., & CABANES D., 2009 - Palaeoecological significance of palms at Olduvai Gorge, Tanzania, based on phytolith remains. *Quaternary International*, **193**, 41-48.

ALBUQUERQUE E., BRAGA J.M.A., & VIEIRA R.C., 2013 - Morphological characterisation of silica phytoliths in Neotropical Marantaceae leaves. *Plant Systematics and Evolution*, **299** (9), 1659-1670.

ALDISS D.T., & GHAZALI S., 1984 - The regional geology and evolution of the Toba volcano-tectonic depression, Indonesia. *Journal of the Geological Society*, **141**, 487-500.

ALEVA G.J.J., 1973 - Aspects of the Historical and Physical Geology of the Sunda Shelf Essential to the Exploration of Submarine Tin Placers. *Geologie en Mijnbouw*, **52** (2), 79-91.

ALEXANDRE A., 1996 - *Phytolithes, interactions sol-plante et paléoenvironnements*. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille 3, Aix en Provence, 138 p.

ALEXANDRE A., MEUNIER J.-D., LEZINE A.-M., VINCENS A., & SCHWARTZ D., 1997 - Phytoliths indicators of grasslands dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136** (1-4), 213-229.

ALEXANDRE A., & BREMOND L., 2009 - Comment on the paper in *Quaternary International* "Methodological concerns for the analysis of phytolith assemblages: Does count size matter?" (C.A.E. Strömberg). *Quaternary International*, **193**, 141-142.

ALEXANDRE A., MEUNIER J.D., MARIOTTI A., & SOUBIES F., 1999 - Late Holocene phytolith and carbon-isotope record from a latosol at Salitre, South-Central Brazil. *Quaternary Research*, **51**, 187-194.

AN X., LU H., & CHU G., 2015 - Surface soil phytoliths as vegetation and altitude indicators: a study from the southern Himalaya. *Scientific Reports*, **5**, 1-13.

ANDERSON J., 1826 - *Mission to the East Coast of Sumatra in 1823*. Edinburgh: W. Blackwood/London, T. Cadell Strand, 472 p.

ANSHARI G., KERSHAW, A.P. & VAN DER KAARS S., 2001 - A Late Pleistocene and Holocene Pollen and Charcoal Record from Peat Swamp Forest, Lake Sentarum Wildlife Reserve, West Kalimantan, Indonesia; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **171**, 213-228.

ARNALDS O., 2013 - The influence of Volcanic Tephra (Ash) on ecosystems. In: D. Sparks (ed.), *Advances in Agronomy*, **121**. Elsevier, San Diego, 331-380.

ARNAUD N., LEYREIT H., NEHLIG P., BINET F., JAMET A., & VANNIER W., 2002 - Les lahars du flanc nord-ouest du stratovolcan du Cantal. *Géologie de la France*, **1**, 3-10.

ARNAUD-FASSETTA G., 1998 - *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse de doctorat en Géographie physique, Université de Provence (Aix-Marseille 1), 329 p. Atelier National de Reproduction des Thèses, Villeneuve d'Ascq, 358 p.

ARNAUD-FASSETTA G., 2000 - Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. De l'âge du bronze au siècle du nucléaire. *Grafigéo*, **11**. Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG, Paris, 229 p.

B

BACHELERY P., ROBINEAU B., COURTEAUD M., & SAVIN C., 2003 - Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174** (2), 125-140.

BAGNOULS F & GAUSSEN H., 1957 - Les climats biologiques et leur classification. *Annales de Géographie*, **66**, No. 355, 193-200 pp.

BAKER G., JONES L.H.P., & WARDROP I.D., 1959 - Cause of wear in sheeps' teeth. *Nature*, **184**, 1583-1584.

BALL T., VRYDAGHS L., VAN DEN HAUWE I., MANWARING J., & DE LANGHE E., 2006 - Differentiating banana phytoliths: wild and edible *Musa acuminata* and *Musa balbisiana*. *Journal of Archaeological Science*, **22** (9), 1228-1236

BALL T., CHANDLER-EZELL K., DICKAU R., DUNCAN N., HART T.C., IRIARTE J., LENTFER C., LOGAN A., LU H., MADELLA M., PEARSALL

D.M., PIPERNO D.R., ROSEN A.M., VRYDAGHS L., WEISSKOPF A., & ZHANG J., 2016 - Phytoliths as a tool for investigations of agricultural origins and dispersals around the world. *Journal of Archaeological Science*, **68**, 32-45.

BARBONI D., BONNEFILLE R., ALEXANDRE A., MEUNIER J.D., 1999 - Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **152**, 87-100.

BARBONI D., BREMOND L., & BONNEFILLE R., 2007 - Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **246**, 454-470.

BARBONI D., & BREMOND L., 2009 - Phytoliths of East African grasses: an assessment of their environmental and taxonomic significance based on floristic data. *Review of Palaeobotany and Palynology* **158**, 29-41.

BATCHELOR B.C., 1979 a - Geological characteristics of certain coastal and offshore placers as essential guides for tin exploration in Sundaland, Southeast Asia. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, **11**, 283-313.

BATCHELOR B.C., 1979 b - Discontinuously rising Late Cainozoic eustatic sea-levels, with special reference to Sundaland, Southeast Asia. *Geologie en Mijnbouw*, **85**, 1-20.

BELLWOOD P., 1997 - *Prehistory of the Indo-Malaysian Archipelago*. Orlando, Academic Press, 382 p.

BELLWOOD P., 2007 - *Prehistory of the Indo-Malaysian Archipelago*. 2nd edition. Canberra: ANU E Press, 384 p.

BELOUSOV A., BELOUSOVA M., & VOIGHT B., 1999 - Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, **61** (5), 324-342.

BEMMELEN R.W. VAN., 1939 - The volcano-tectonic origin of Lake Toba (North-Sumatra). *De Ingenieur in Nederlandsch Indie*, **6** (9), 126-140.

BEMMELEN R.W. VAN., 1949 - *The Geology of Indonesia*. The Hague: Government Printing Office, 732 p.

BEMMELEN R.W. VAN., 1970 - *The Geology of Indonesia*. The Hague: Martinus Nijhoff, 2nd ed., 659 p.

BENVENUTO M.L., FERNANDEZ HONAINÉ M., OSTERRIETH M.L., & MOREL E., 2015 - Differentiation of globular phytoliths in Arecaceae and other

monocotyledons: morphological description for paleobotanical application. *Turkish Journal of Botany*, **39**, 341-353.

BERNARD B., 2008 - *Etude des dépôts d'avalanches de debris volcaniques: analyse sédimentologiques d'exemples naturels et identification des mécanismes de mise en place*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand 2), 293 p.

BIRD E.C.F., & ONGKOSONGO O.S.R., 1980 - *Environmental Changes on the coasts of Indonesia*. United Nations University Press, Tokyo, Japan, 55 p.

BIRD E.C.F., 1985 - Indonesia. In: E.C.F. Bird & M.L. Schwartz (eds.), *The World's Coastline*. Van Nostrand Reinhold, New York, 879-888.

BISWAS B., 1973 - Quaternary changes in sea-level in the South China Sea. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, **6**, 229-256.

BISWAS O., GHOSH R., PARUYA D.K., MUKHERJEE B., THAPA K.K., & BERA S., 2016 - Can grass phytoliths and indices be relied on during vegetation and climate interpretations in the eastern Himalayas? Studies from Darjeeling and Arunachal Pradesh, India. *Quaternary Science Reviews*, **134**, 114-132.

BLINNIKOV M.S., BAGENT C.M., & REYERSON P.E., 2013 - Phytolith

assemblages and opal concentrations from modern soils differentiate temperate grasslands of controlled composition on experimental plots at Cedar Creek, Minnesota. *Quaternary International*, **287**, 101-113.

BLONG R.J., 1970 - The development of discontinuous gullies in a pumice catchment. *American Journal of Science*, **268** (4), 369-383.

BLOTT S.J., & PYE K., 2001 - GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26** (11), 1237-1248.

BLOOM A.L., & YONEKURA N., 1990 - *Graphic Analysis of Dislocated Quaternary Shorelines*. National Academic Press, Washington, DC, 104-115.

BOWDERY D., 1999 - Phytoliths from tropical sediments: Reports from Southeast Asia and Papua New Guinea. *Bulletin of the Indo-Pacific Prehistory Association*, **18**, 159-168.

BOYD W.E., LENTFER C.J., & TORRENCE R., 1998 - Phytoliths analysis for a wet tropics environment: Methodological issues and implications for the archaeology of Garu Island, West New Britain, Papua New Guinea. *Palynology*, **22**, 213-228

BOZARTH S.R., 1986 - Morphologically Distinctive Phaseolus, Cucurbita, and Helianthus annuus Phytoliths. In: I. Rovner (ed.), *Plant Opal Phytolith Analysis in Archaeology and Paleoecology. The Phytolitharien*, Occasional Papers No. 1. Raleigh: North Carolina State University, 56-66.

BOZARTH S.R., 1987 - Diagnostic Opal Phytoliths from Rinds of Selected Cucurbita Species. *American Antiquity*, **52** (3), 607-615.

BOZARTH S.R., 1990 - Diagnostic opal phytoliths from pods of selected varieties of common beans (*Phaseolus vulgaris*). *American Antiquity*, **55**, 98-104.

BOZARTH S.R., PRICE K., WOODS W.I., NEVES E.G., & REBELLATO R., 2009 - Phytoliths and Terra Preta: The Hatahara Site Example. In: W.I. Woods, W.G. Teixeira, J. Lehmann, C. Steiner, A. WinklerPrins, L. Rebellato (Eds.), *Amazonian Dark Earths. Wim Sombroek's Vision*. Springer, New York, 85-98.

BRAVARD J.-P., 1983 - Les sédiments des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône. *Revue de Géographie Alpine*, t. LXXI (4), 363-379.

BRAVARD J.-P., & PEIRY J.L., 1999 - The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplain along the river continuum. In:

S.B. Marriot, J. Alexander (Eds.), *Floodplains: Interdisciplinary approach*. Geological Society, London, (Special publications), **163**, 259-268.

BREMOND L., 2003 - *Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structure des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation*. Thèse de doctorat, Université de Aix-Marseille III, 197 p.

BREMOND L., ALEXANDRE A., HELY C., & GUIOT J., 2005 a - A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with leaf area index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change*, **45**, 277-293.

BREMOND L., ALEXANDRE A., PEYRON O., & GUIOT J., 2005 b - Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. *Journal of Biogeography*, **32** (2), 311-327.

BREMOND L., ALEXANDRE A., WOOLLER M.J., HELY C., WILLIAMSON D., SCHAFER P.A., MAJULE A., & GUIOT J., 2008 - Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. *Global and Planetary Change*, **61**, 209- 224.

BRONSON B., & ASMAR T., 1975 - Prehistoric Investigations at Tiangko Panjang Cave, Sumatra. *Asian Perspectives*, **18**, 128-145.

BRONSON B., 1979 - The archeology of Sumatra and the problem of Sriwijaya. In: R.B. Smith & W. Watson (eds.), *Early South East Asia*. Oxford University Press, Oxford, 395-405.

BRONSON B., & GLOVER I., 1984 - Archaeological radiocarbon dates from Indonesia. *Indonesia Circle*, **34**, 37-44.

BROWN D.A., 1984 - Prospects and limits of a phytolith key for grasses in the central United States. *Journal of Archaeological Science*, **11** (4), 345- 368.

BÜHRING C., SARNTHEIN M., LEG 184 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY., 2000 - Toba ash layers in the South China Sea: evidence of contrasting wind directions during eruption ca. 74 ka. *Geology*, **28** (11), 275-278.

BURKILL I.H., BIRTWISTLE W., FOXWORTHY F.W., SCRIVENOR J.B. & WATSON J.G., 1966 - *A dictionary of the Economic Products of the Malay Peninsula*. Kuala Lumpur, Malaysia: Ministry of Agriculture and Cooperatives, 2 vols, 2444 p.

BURTON C.R., 1964 - The Older Alluvium of Johore and Singapore. *Journal of Tropical Geography*, **18**, 30-42.

BURTON R., & WARD N., 1827 - Report on a journey into Batak country in the interior of Sumatra in the year 1824. *Transactions of the Royal Asiatic Society of Great Britain and Ireland*, **1** (2), 485-513.

C

CAMERON N.R., ASPDEN J.A., BRIDGE D.McC., DJUNUDDIN A., GHAZALI S.A., HARAHAP H., HARIWIDJAJA., JOHARI S., KARTAWA W., KEATS W., NGABITO H., ROCK N.M.S. & WHANDOYO R., 1982 - *The Geology of the Medan Quadrangle, Sumatra*. The Geological Research and Development Centre, Bandung, Indonesia, 26 p.

CARBONEL P., & MOYES J., 1987 - Late Quaternary Paleoenvironments of the Mahakam Delta (Kalimantan, Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **61**, 265-284.

CHABOT Y., LE DREZEN Y., LIMONDIN-LOZOUET N. & SULISTYANTO B., 2013 - Reconstitution paléoenvironnementale des dynamiques paysagères durant le dernier millénaire aux abords du site archéologique de Kota Cina (Sumatra-Nord, Indonésie) : résultats préliminaires. *Archipel*, **86**, 113-130.

CHABOT Y., LIMONDIN-LOZOUET N., LE DREZEN Y., PERRET D., GARNIER A., SURACHMAN H., & I MADE GERIA., 2017 - Intéraction hommes-milieux en zone humide côtière tropicale : la séquence holocène du site de Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie). *Quaternaire*, **28** (3), 353-372.

CHAMBERS M.J.G., & SOBUR A.S.A., 1975 - The rates and processes of recent coastal accretion in the Province of South Sumatra: A preliminary survey. *In* Proceeding, Regional Conference on Geology and Mineral Resources, SE Asia: Jakarta, Indonesia, Indonesian Association of Geologists, 165-174.

CHAMBERS M.J.G & SOBUR A.S.A., 1977 - Problems of Assessing the Rates and Processes of Coastal Changes in the Province of South Sumatra. Research Report 3, Centre for Natural Resource, Management and Environmental Studies, IPB, Bogor.

CHAMBERS M.J.G., 1980 - The environment and geomorphology of deltaic sedimentation. (Some examples from Indonesia). *In* J. Furtado (ed.), *Tropical Ecology and Development*. University of Malaya, Kuala Lumpur, 1091-1095.

CHANG K.C., 1986 - *The Archaeology of Ancient China*. Fourth Edition, Revised and Enlarged. Yale University Press, New Haven, 483 p

CHAPPELL J., & VEEH H.H., 1978 - Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geological Society of America Bulletin*, **89** (3), 356-368.

CHAPPELL J., OMURA A., EZAT T., MCCULLOCH M., PANDOLFI J., OTA Y., & PILLANS B., 1996 - Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep-sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**, 227–236.

CHEN S.T., & SMITH S.Y., 2013 - Phytoliths Variability in Zingiberales: A Tool for the Reconstruction of Past Tropical Vegetation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **370**, 1-12.

CHESNER C.A., & ETTLINGER A.D., 1989 - Composition of volcanic allanite from the Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia. *American Mineralogist*, **74**, 750-758 p.

CHESNER C.A., & ROSE W.I., 1991 - Stratigraphy of the Toba Tuffs and the evolution of the Toba Caldera Complex, Sumatra, Indonesia. *Bulletin of Volcanology*, **53**, 343-356.

CHESNER C.A., ROSE W.I., DRAKE A.D.R., & WESTGATE J.A., 1991 - Eruptive history of Earth's largest

Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, **19**, 200-203

CHESNER C.A., 1998 - Petrogenesis of the toba tuffs, Sumatra, Indonesia. *Journal of petrology*, **39** (3), 397-438.

CHESNER C.A., & LUHR J.F., 2010 - A melt inclusion study of the toba tuffs, Sumatra, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **197**, 259-278.

CHESNER C.A., 2012 - The Toba Caldera Complex. *Quaternary International*, **258**, 5-18.

CLAVERO J.E., SPARKS R.S.J., PRINGLE M.S., POLANCO E.C., & GARDEWEG M.C., 2004 - Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society*, **161** (4), 603-618.

COATES D.R., 1977 - Landslide prospectives. In: D.R. Coates (ed.), *Landslides*. Geological Society of America, 3-38.

COLLINS B.D., DUNNE T., & LEHRE A.K., 1983 - Erosion of tephra-covered hillslopes north of Mount St. Helens, Washington: May 1983-May 1981. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Bund 46*, 103-121.

COLLINS B.D., & DUNNE T., 1986 - Erosion of tephra from the 1980 eruption of Mount St. Helens. *Geological Society of America Bulletin*, **97** (7), 896-905.

COLLINSON J.D., 1996 - Alluvial sediments. In: H.G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 37-82.

COLLURA L.V., & NEUMANN K., 2017 - Wood and bark phytoliths of West African woody plants. *Quaternary International*, **434** (B), 142-159.

CORNER E.J.H., 1978 - *The freshwater swamp-forest of South Johore and Singapore*. Botanic Gardens, Parks and Recreation Department, Singapore, 266 p.

CORTESO A., 1944 - *The Suma Oriental of Tomé Pires*. The Hakluyt Society, London, 2 vol., 578 p.

COSTA A., SMITH V.C., MACEDONIO G., & MATTHEWS N.E., 2014 - The magnitude and impact of the Youngest Toba Tuff super-eruption. *Frontiers in Earth Science*, **2** (16), 1-8.

COUSSOT P., & MEUNIER M., 1996 - Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, **40** (3-4), 209-227.

CRANDELL D.R., 1971 - *Postglacial lahars from Mount Rainier volcano*,

Washington. U.S. Government Printing Off, Washington, 75 p.

CRANDELL D.R., MILLER C.D., GLICKEN H., CHRISTIANSEN R.L., & NEWHALL C.G., 1984 - Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology*, **12** (3), 143-146.

D

DAHLGREN R.M.T., CLIFFORD H.T., & YEO P.F., 1985 - *The families of the monocotyledons: Structure, Evolution, and Taxonomy*. Springer-verlag, New-York, 520 p.

DAHURI R., & PAHIEVI R.S., 1994 - Northern Sumatera, Indonesia. In: Holmgren, S. (ed.), *An Environmental Assessment Of The Bay Of Bengal Region*. Program, Madras, for Swedish Centre for Coastal Development and Management of Aquatic Resources, (SWEDMAR), 13-32.

DAM R.A.C., FLUIN J., SUPARAN P., & VAN DER KAARS., 2001 - Palaeoenvironmental developments in the Lake Tondano area (N. Sulawesi, Indonesia) since 33,000 yrs BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **171**, 147-183.

DAWSON A.G., 1992 - *Ice age earth, late quaternary geology and climate*. Routledge Physical Environment series, London & New York, 293 p.

DE BELIZAL E., 2012 - *Les corridors de lahars du volcan Merapi (Java, Indonésie) : des espaces entre risque et ressource. Contribution à la géographie des risques au Merapi*. Thèse de doctorat en géographie, Université Panthéon-Sorbonne (Paris 1), 414 p.

DE BELIZAL E., 2013 - Les impacts des lahars du volcan Merapi (Java, Indonésie) après l'éruption de 2010. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **19** (4), 463-480.

DE LANGHE E., VRYDAGHS L., DE MARET P., PERRIER X., & DENHAM T., 2009 - Why bananas matter: An introduction to the history of banana domestication. *Ethnobotany Research and Applications*, **7**, 165-177.

DELHON C., 2001 - L'analyse phytolithique : un nouvel outil pour l'étude des paléoenvironnements. *Revue d'Archéométrie*, **25**, 53-63.

DELHON C., & ORLIAC C., 2008 - The vanished palm trees of Easter Island: new radio carbon and phytolith data. In: *The Gotland papers: Selected presentations from the VII international conference on Easter Island and the Pacific Migration, Identity, and Cultural Heritage*. Gotland University Press, 97-110 p.

DENHAM T.P., HABERLE S.G., LENTFER C., FULLAGAR R., FIELD

J., THERIN M., PORCH N., & WINSBOROUGH B., 2003 - Origins of Agriculture at Kuk Swamp in the Highlands of New Guinea. *Science*, **301** (5630), 198-193.

DENHAM T.P., HABERLE S.G., & LENTFER C., 2004 - New evidence and revised interpretations of early agriculture in highland New Guinea. *Antiquity*, **78**, 839-857.

DETROIT F., 2002 - Origine et évolution des Homo sapiens en Asie du Sud-Est: descriptions et analyses morphométriques de nouveaux fossiles. Thèse de doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 444 p.

DICKAU R., WHITNEY B.S., IRIARTE J., MAYLE F.E., J.D., METCALFE P., STREET-PERROTT F.A., LOADER N.J., FICKEN K.J., & KILLEEN T.J., 2013 - Differentiation of neotropical ecosystems by modern soil phytolith assemblages and its implications for palaeoenvironmental and archaeological reconstructions. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **193**, 15-37.

DICKAU R., IRIARTE J., QUINE T., SOTO D., & MAYLE F., 2016 - Reconstructing pre-Colombian agricultural practices in the Bolivian savannah: stratigraphic and phytolith evidence from raised fields at Campo Espana, western

Llanos de Moxos. *Cadernos do LEPAARQ*, **13** (25), 225-267.

DINEHART R.L., 1998 - *Sediment Transport at Gaging Stations near Mount St. Helens, Washington, 1980-1990. Data Collection and Analysis*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1573, 111 p.

DING H., 1958 - Rhizophoraceae. In: Van Steenis, C.G.G.J (ed.), *Flora Malesiana*. Series 1, vol. 5. Noordhoff-kolff N.V., Djakarta, 429-493.

DUCHAUFOR P., 1976 - *Atlas écologiques des sols du monde*. Paris, Masson, 173 p.

DUCHAUFOR P., 1991 - *Pédologie. Sol, végétation, environnement*. Paris, Masson, 289 p.

DURAND-DASTES F., 1978 - Les régimes pluviométriques de Sumatra étudiés à l'aide d'une analyse factorielle des correspondances. *Bulletin de l'Association de géographes français*, **55** (456-457), 339-344.

E

EICHHORN B., NEUMANN K., & GARNIER A., 2010 - Seed phytoliths in West African Commelinaceae and their potential for palaeoecological studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, **298**, 300-310.

EDWARDS MCKINNON E., 1975 - A brief note on the current state of certain of the kitchen middens of east Sumatra. *Sumatra Research Bulletin*, 4/2, 45-50.

EDWARDS MCKINNON E., 1977 - Research at Kota Cina, a Sung-Yüan period trading site in East Sumatra. *Archipel*, **14**, 19-32.

EDWARDS MCKINNON E., 1982 - A Brief Note on Muara Kumpeh Hilir: An Early Port Site on the Batang Hari? *SPAFA Digest* **3** (2), 37-40.

EDWARDS MCKINNON E., 1984 a - New Data For Studying the Early Coastlines in the Jambi Area. *Journal of the Malaysian Branch of the Royal Asiatic Society*, **57** (1), 56-66.

EDWARDS MCKINNON E., 1984 b - Kota Cina: its Context and Meaning in the Trade of Southeast Asia in the Twelfth to Fourteenth Centuries. Unpublished PhD diss., New York, Cornell University. 574 p.

EDWARDS MCKINNON E., 1991 - The Hoabinhian in the Wampu/Lau Biang Valley of north-eastern Sumatra: An update. *Bulletin of Indo Pacific Prehistoric Association*, **10**, 132-142.

EDWARDS MCKINNON E., 2009 - Ceramics, Cloth, iron and Salt: Coastal Hinterland Interaction in the Karo Region

of Northeastern Sumatra. In D. Bonatz, J. Miksic, J.D. Neidel & M.L. Tjoa-Bonatz (eds.), *From Distant Tales: Archaeology and Ethnohistory in the Highlands of Sumatra*. New castle upon Tyne: Cambridge Scholars Publishing, 120-142.

EHRENBERG C.G., 1841 - Über Verbreitung und Einfluss des mikroskopischen Lebens in Süd-und Nord-Amerika. *Monatsberichte der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 139-144.

EHRENBERG C.G., 1854 - *Mikrogeologie*. Voss, Leipzig, 374 p.

EISMA D., 1998 - *Intertidal Deposits: River Mouths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons*. CRC Press, 544 p.

F

FAIRBANKS R.G., 1989 - A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.

FALGUERES C., YOKOYAMA Y., JACOB T., & SEMAH F., 2011 - Advancements in the dating of Solo Man. Actes du XIV^e Congrès de l'Union internationale des sciences préhistoriques et protohistoriques, Liège.

FAO/UNESCO, 1976 - Soil Map of the World. 1: 5 000 000. Vol. 9: Southeast Asia. UNESCO, Paris.

FENWICK R.S.H., LENTFER C., & WEISLER M.I., 2011 - Palm reading: A pilot study to discriminate phytoliths of four Arecaceae (Palmae) taxa. *Journal of Archaeological Science*, **38** (9), 2190-2199.

FERNANDEZ HONAIN M., ZUCOL A., & OSTERRIETH M., 2009 - Phytoliths analysis of Cyperaceae from the Pampean Region, Argentina. *Australian Journal of Botany*, **57** (6), 512-523.

FISHER R.F., BOURN C.N., & FISHER W.F., 1995 - Opal phytoliths as an indicator of the floristics of prehistoric grasslands. *Geoderma*, **68**, 243-255.

FLENLEY J. R., & MORLEY R.J., 1978 - A minimum age for the deglaciation of Mt Kinabalu, East Malaysia. *Modern Quaternary Research in Southeast Asia*, **4**, 57-61.

FLENLEY J. R., 1979 - The equatorial rain forest, a geological history. Butterworths, London, 162 p.

FLENLEY J. R., 1984 - Late Quaternary changes of vegetation and climate in the Malesian Mountains. *Erdwissenschaftliche Forschung*, **18**, 261-267.

FLENLEY J. R., 1988 - Palynological Evidence for Land Use Changes in South-East Asia. *Journal of Biogeography*, **15**, 185-197.

FOLK R.L & WARD W.C., 1957 - Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**, 3-26.

FONTANEL J & CHANTEFORT A., 1978 - *Bioclimats du monde Indonésien (Bioclimates of the Indonesian archipelago)*. Travaux Sec. Sci.Tech. Inst. Fr., Pondichery, 104 p.

FORESTIER H., SIMANJUNTAK T., GUILLAUD D., DRIWANTOTO D., WIRADNYANA K., SIREGAR D., DUE AWE R., & BUDIMAN, 2005 - Le site de Tögi Ndrawa, île de Nias, Sumatra nord : les premières traces d'une occupation hoabinhienne en grotte en Indonésie. *Compte Rendu Palevol*, **4** (8), 727-733.

FORESTIER H., DRIWANTOTO D., GUILLAUD D., BUDIMAN., & SIREGARD D., 2006 - New Data for the prehistoric chronology of South Sumatra. In: T. Simanjuntak, M. Hisyam, B. Prasetyo, T.S. Nastiti (eds.), *Archaeology: Indonesian Perspectives*. R.P. Soejono's Festschrift, Jakarta, Lipi, 177-192.

FORESTIER H., 2007 - Les éclats du passé préhistorique de Sumatra : une très longue histoire des techniques. *Archipel*, **74** (1), 15-44.

FOURNIER J., BONNOT-COURTOIS C., PARIS R., VOLDOIRE O. & LE VOT M., 2012 - *Analyses granulométriques, principes et méthodes*. CNRS, Dinard, 99 p.

FREDLUND G.G., & TIESZEN L.T., 1994 - Modern phytolith assemblages from the North American great plains. *Journal of Biogeography*, **21**, 321-335.

G

GALLEGO L., & DISTEL R.A., 2004 - Phytolith assemblages in grasses native to Central Argentina. *Annals of Botany*, **94**, 865-874.

GARNIER A., 2013 - *La dynamique d'un système fluvial et de ses zones humides associées au cours de l'Holocène : Approches géomorphologique et biogéographique : L'exemple du Yamé au Mali*. Thèse de doctorat. Université de Caen Basse-Normandie, Caen, 464 p.

GARNIER A., NEUMANN K., EICHHORN B., & LESPEZ B., 2013 - Phytolith taphonomy in the middle-to late-Holocene fluvial sediments of Ounjougou (Mali, West Africa). *The Holocene*, **23**, 416-431.

GASPAROTTO G., SPADAFORA E., SUMMA V., & TATEO F., 2000 - Contribution of grain size and compositional data from the Bengal Fan sediment to the understanding of Toba volcanic event. *Marine Geology*, **162** (2-4), 561-572.

GATTI E., DURAND A.J., GIBBARD P.L., & OPPENHEIMER C., 2011 - Youngest Toba Tuff in the Son Valley, India: a weak and discontinuous stratigraphic marker. *Quaternary Science Reviews*, **30** (27-28), 3925-3934.

GEYH M.A., STREIF H., & KUDRASS H.-R., 1979 - Sea-level changes during the late Pleistocene and Holocene in the Strait of Malacca. *Nature*, **278**, 441-443.

GLICKEN H., 1991 - Sedimentary architecture of large volcano-debris avalanches. *Sedimentation in Volcanic Settings* (SEPM, Special Publication), **45**, 99-106.

GLICKEN H., 1996 - *Rockslide-debris avalanche of May 18, 1880, Mount St. Helens volcano, Washington*. Open-file Report, 96-677. Cascades Volcano Observatory, Vancouver, 90 p.

GLICKEN H., 1998 - *Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St.*

Helens volcano, Washington. *Geological Survey of Japan Bulletin*, **49**, 55-106.

GLOVER I.C., 1977 - The Hoabinhian: hunter-gatherers or early agriculturalists in Southeast Asia? In: J.V.S. Megaw (ed.), *Hunters, Gatherers and First Farmers Beyond Europe*. Leicester University Press, Leicester, 145-166.

GLOVER I.C., 1979 a - Prehistoric plant remains from Southeast Asia, with special reference to rice. In: M. Taddei (ed.), *South Asian Archaeology*. Naples: Istituto Universitario orientale, 7-37.

GLOVER I.C., 1979 b - The Late Prehistoric Period in Indonesia. In :E.B. Smith & W. Watson (eds.), *Early South-East Asia*. Oxford University Press, Oxford, 167-184.

GOLSON J., 1977 - No room at the top: Agricultural intensification in the New Guinea Highlands. In: J. Allen, J. Golson, & R. Jones (eds.), *Sunda and Sahul: prehistoric studies in Southeast Asia, Melanesia and Australia*. New York: Academic Press, London, 601-638.

GOLSON J., & HUGHES P.J., 1980 - The Appearance of Plant and Animal Domestication in New Guinea. *Journal de la Société des océanistes*, **36** (69), 294-303.

GORMAN C.F., 1969 - Hoabinhian: a pebble-tool complex with early plant associations in Southeast Asia. *Science*, **163** (3868), 671-673.

GORMAN C.F., 1971 - The Hoabinhian and After. *World Archaeology*, **2**, 300-320.

GOSH R., NASKAR M., & BERA S., 2011 - Phytolith assemblages of grasses from Sunderbans, India and their implications for the reconstruction of deltaic environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **311** (1-2), 93-102.

GRAN K.B., & MONTGOMERY D.R., 2005 - Spatial and temporal patterns in fluvial recovery following volcanic eruptions: channel responses to basin-wide sediment loading at Mount Pinatubo, Philippines. *Geological Society of America Bulletin*, **117** (1), 195-211.

GRIMM E., 1987 - CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*, **13**, 13-35.

GROB A., 1896 - Beitrage zur Anatomie der Epidermis der Gramineenblätter. *Bibliotheca Botanica*, **36**, 1-107.

GU Y., LIU H., LI R., & YU J., 2016 - Phytoliths as a method of identification for three genera of woody bamboos (Bambusoideae) in tropical southwest China. *Journal of Archaeological Science*, **68**, 46-53.

GUILLOT C., WIBISONO S., & PERRET D., 1996 - Le programme franco-indonésien de recherche archéologique sur Barus. *Archipel*, **51**, 35-52.

GUILLOT C., 1998 - *Histoire de Barus. Le site de Lobu Tua, I. Etudes et documents*. Cahiers d'Archipel, **30**, 281 p.

GUILLOT C., 2003 - *Histoire de Barus, Sumatra. Le site de Lobu Tua II : Etude archéologique et Documents*. Cahiers d'Archipel, **30**, 342 p.

GUPTA A., RAHMAN A., WONG P.P & PITTS J., 1987 - The Old Alluvium of Singapore and the Extinct Drainage System to the South China Sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, **12**, 259-275.

H

HABERLANDT G., 1914 - *Physiological plant anatomy*. Macmillan and Co. (eds.), London, 777 p.

HABERLE S., 1994 - Anthropogenic Indicators in Pollen Diagrams: Problems

and Prospects for Late Quaternary Palynology in New Guinea. *In*: Hather, J (ed.), *Tropical Archaeobotany: Applications and New Developments*. London: Routledge, 172-201.

HABERLE S.G., 1998 - Late Quaternary vegetation change in the Tari Basin, Papua New Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137**, 1-24.

HAILE N.S., 1971 - Quaternary shorelines in West Malaysia and adjacent parts of the Sunda Shelf. *Quaternaria*, **15**, 333-344.

HALL R., 2001 - Cenozoic Reconstruction of Southeast Asia and the Southwest Pacific: Changing Patterns of Land and Sea. *In*: Metcalfe, I., Smith, J.M.B., Morwood, M & Davidson, I (eds.), *Faunal and Floral Migrations and Evolution in Southeast Asia-Australasia*. Lisse: Balkema, 35-56.

HAMILTON W., 1979 - Tectonics of the Indonesian region. Geological Survey Professional Paper. United States Government. Printing Office, Washington, DC, 345 p.

HANEBUTH T.J.J., STATTEGGER, K. & GROOTES, P.M., 2000 - Rapid Flooding of the Sunda Shelf: A Late-

Glacial Sea-level Record. *Science*, **288**, 1033-1035.

HART D.M., & HUMPHREYS G.S., 2003 - Phytolith depth functions in surface regolith materials. *In: Advances in regolith: Proc. CRC LEME Regional Regolith Symp., Adelaide, Canberra, and Perth*, 13-28.

HART D.M., & HUMPHREYS G.S., 1997 - The mobility of phytoliths in soils: Pedological considerations. *In: A. Pinilla, J. Juan-Tresserras, M.J. Machado (Eds.), The State-of-the-art of Phytoliths in Soils and Plants*, 93-100.

HAYES S.K., MONTGOMERY D.R., NEWHALL C.G., 2002 - Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geomorphology*, **45** (3-4), 211-224.

HEALY J., 1967 - Recent erosion in Taupo Pumice, central North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **10** (3), 839-854.

HEANEY L.R., 1991 - A synopsis of climatic and vegetational change in Southeast Asia. *Climatic Change*, **19**, 53-61.

HEEKEREN H.R. VAN., 1958 - *The Bronze-Iron Age of Indonesia*. The Hague: Martinus Nijhoff, 108 p.

HEEKEREN H.R. VAN., 1972 - *The Stone Age of Indonesia*. The Hague: Martinus Nijhoff, 311 p.

HEINE-GELDE R., 1972 - The archaeology and art of Sumatra. *In: E.M. Löeb (ed.), Its History and People*. Oxford University Press, London, 305-331.

HESP P.A., HUNG C.C., HILTON M., MING C.L & TURNER I.M., 1998 - A first tentative Holocene sea-level curve for Singapore. *Journal of Coastal Research*, **14**, 308-314.

HOEKSTRA P., 1993 - Humid tropical zone deltas, their potential and limitations for development: examples from Java, Indonesia. *In: R. Kay (ed.), Deltas of the World*. American Society of Civil Engineers, 85-98.

HOPE G., & TULIP J., 1994 - A long vegetation history from lowland Irian Jaya, Indonesia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**, 385-398

HOPE G., 2005 - The Quaternary in Southeast Asia. *In: Gupta, A. (ed.), The Physical Geography of Southeast Asia*. Oxford University Press, America, 24-37.

HORROCKS M., BEDFORD S., & SPRIGGS M., 2009 - A short note on banana (*Musa*) phytoliths in Lapita, immediately post-Lapita and modern period archaeological deposits from Vanuatu. *Journal of Archaeological Science*, **36** (9), 2048-2054.

HORTON B.P., GIBBARD P.L., MINE G.M., MORLEY R.J., PURINTAVARAGUL C., & STARGARDT J.M., 2005 - Holocene sea levels and palaeoenvironments, Malay-Thai Peninsula southeast Asia. *The Holocene*, **15**, 1199-1213.

HOUBRECHTS G., HALLOT E., LEVECQ Y., DENIS A.-C., VAN CAMPENHOUT J., PEETERS A., & PETIT F., 2013 - Images CM de Passegas des rivières ardennaises. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, **61**, 37-68.

HUMPHREYS G.S., HART D.M., SIMONS N., & FIELD R., 2003 - Phytoliths as indicators of process in soils. Phytoliths and starch research in the Australian-Pacific-Asian regions: The state of the art. *Terra australis*, **19**, 93-104.

HUNGR O., & EVANS S.G., 2004 - Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of long run-out mechanism. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, (9-10), 1240-1252.

I

IRIARTE J., & PAZ A.A., 2009 - Phytolith analysis of selected native plants and modern soils from southeastern Uruguay and its implications for paleoenvironmental and archaeological reconstruction. *Quaternary International*, **193** (1-2), 99-1223

IRIARTE J., GLASER B., WALTING J., WAINWRIGHT A., BIRKS J., RENARD D., ROSTAIN S., & MCKEY D., 2010 - Agricultural landscapes of coastal Amazonia: phytoliths and carbon isotope analysis of raised fields from French Guinea savannas. *Journal of Archaeological Science*, **37**, 2984-2994.

J

JANDA R.J., MEYER D.F., & CHILDERS D., 1984 - Sedimentation and geomorphic changes during and following the 1980-1983 eruptions of Mount St. Helens, Washington. *Shin Sabo*, **37** (2), 10-21 and **37** (3), 5-19.

JONES L.H., 1988 - Commercial Development of Oil Palm Clones. *European Journal of Lipid Science and Technology*, **90** (2), 58-61.

JONES S.C., 2010 - Palaeoenvironmental response to the ~74 ka Toba ash-fall in the Jurreru and Middle Son Valleys in

southern and north-central India. *Quaternary Research*, **73** (2), 336-350.

K

KATILI J.A., & TJIA H.D., 1969 - Outline of Quaternary tectonics of Indonesia. *Bulletin National Institute of Geology and Mining*, **211**, 1-10

KEALHOFER L., & PIPERNO D.R., 1994 - Early agriculture in Southeast Asia: Phytoliths evidence from the Bang Pakong Valley, Thailand. *Antiquity*, **68** (260), 564-572.

KEALHOFER L., 1996 - The human environment during the Late Pleistocene and Holocene in Northeastern Thailand: phytolith evidence from Lake Kumphawapi. *Asian Perspect*, **35**, 80-96.

KEALHOFER L., & PENNY D., 1998 - A combined pollen and phytolith record for fourteen thousand years of vegetation change in northeastern Thailand. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **103**, 83-93.

KEALHOFER L., & PIPERNO D.R., 1998 - Opal Phytoliths in Southeast Asian flora. *Smithsonian Contributions to Botany*, **88**, 1-39.

KEALHOFER L., 2002 - Changing perceptions of risk: The development of agro-ecosystems in Southeast Asia. *American Anthropologist*, **104**, 178-194

KEALHOFER L., 2003 - Looking into the Gap: Land Use and the Tropical Forests of Southern Thailand. *Asian Perspectives*, **42** (1), 72-95.

KELLER G.H., & RICHARDS A.F.J., 1967 - *Journal of Sedimentary Petrology*, **37** (1), 102-127.

KERSHAW A.P., PENNY, D., VAN DER KAARS S., ANSHARI G & THAMOTHERAMPILI A., 2001 - Vegetation and Climate in Lowland Southeast Asia at the Last Glacial Maximum. In: Metcalfe, I., Smith, J.M.B., Morwood, M & Davidson, I (eds.), *Faunal and Floral Migrations and Evolution in Southeast Asia-Australasia* (Lisse: Balkema), 227-236.

KOBAYASHI M., 1986 - Motor cell-silica bodies of *Sasa* and allied genera from Hachijojima, Izu Islands, Japan, with a special reference to the origin of *Sasa kurilensis* in the Izu Islands. *Journal of Phytogeography and Taxonomy*, **34** (1), 31-35

KONDO R., CHILDS C., & ATKINSON I., 1994 - *Opal phytoliths of New Zealand*. Manaaki Whenua Press, Lincoln, New Zealand, 80 p.

KÖPPEN W., 1900 - Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geographischen Zeitschrift*, **6**, 593-611.

KOTESWARAM P., 1974 - Climat et météorologie de l'Asie tropicale humide. In: *Ressources naturelles de l'Asie tropicale humide*. Paris, UNESCO, 29-92.

KUENEN Ph. H., 1933 - *Marine geology*. New York, John Wiley, 568 p.

L

LAUMONIER Y., 1997 - *The vegetation and physiography of Sumatra*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 222 p.

LAVAL-MARTIN D., & MAZLIAK P., 1995 - *Physiologie végétale. Vol 1 : Nutrition et métabolisme*. Paris: Hermann, 539 p.

LAVIGNE F., 1998 - *Les lahars du volcan Merapi, Java Central, Indonésie: déclenchement, budget sédimentaire, dynamique, et zonage des risques associés*. Thèse de doctorat en géographie, Université Blaise-Pascal (Clermont-Ferrand 2), 539 p.

LAVIGNE F., & THOURET J.-C., 2000 - Les lahars, dépôts, occurrence et dynamique : une revue des écoulements volcano-hydrologiques. *Bulletin Société géologique de France*, **171** (5), 545-558.

LAVIGNE F., THOURET J.-C., VOIGHT B., SUWA H., SUMARYONO A., 2000 - Lahars at Merapi Volcano: an

overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **100** (1-4), 423-456.

LAVIGNE F., & THOURET J.C., 2002 - Sediment transportation and deposition by rain-triggered lahars at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Geomorphology*, **49** (1-2), 45-69.

LAVIGNE F., & SUWA H., 2004 - Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. *Geomorphology*, **61** (1-2), 41-58.

LEHRE A.K., COLLINS B.D., & DUNNE T., 1983 - Post-eruption sediment budget for the North Fork Toutle River drainage, June 1980-June 1981. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Band **46**, 143-165.

LENTFER C., BOYD W., & TORRENCE R., 2001 - Phytolith research relating to the archaeology of west New Britain Papua New Guinea. In: J.M. Meunier & F. Colin (eds.), *Phytoliths: Applications in Earth Sciences and Human History*. A.A. Balkema Publisher: Tokyo, 213-224.

LENTFER C., 2003 - *Plants, People and Landscapes in Prehistoric Papua New Guinea: A Compendium of Phytolith (and Starch) Analyses*. Unpublished PhD thesis, Southern Cross University, Lismore, 778.

LENTFER C., & GREEN R.C., 2004 - Phytoliths and the evidence for banana cultivation at the Lapita Reber-Rakival Site on Watom Island, Papua New Guinea. *Records of the Australian Museum*, **29**, 75-88.

LENTFER C., 2009 - Tracing Domestication and cultivation of Bananas from Phytoliths: An update from Papua New Guinea. *Ethnobotany Research and Applications*, **7**, 247-270.

LIANG X., WEI G., SHAO L., LI X., & WANG R., 2001 - Records of Toba eruptions in the south China sea - Chemical characteristics of the glass shards from ODP 1143A. *Science in China*, **44** (10), 871-878

LOZOUET P., & PLAZIAT J.P., 2008 - *Mangrove Environments and Molluscs: Abatan River, Bohol and Panglao Islands, Central Philippines*. Conchbook, Hackenheim, 160 p.

LU H.-Y., WU N., & LU B., 1997 - Recognition of rice phytoliths. In: A. Pinilla, J. Juan-Tresserras, M.J. Machado (eds.), *Estado Actual de los Estudios de Fitólitos en Suelos y Plantas: The State-of-Art Phytoliths in Soils and Plants*. Centro de Ciencias Medioambientales, 159-174.

LU H.-Y., LIU Z., WU N., BERNE S., SAITO Y., LIU B., & WANG L., 2002 - Rice domestication and climate change:

phytoliths evidence from East China. *BOREAS*, **31** (4), 378-385.

LU H.-Y., & LIU K.-B., 2003 - Morphological variations of lobate phytoliths from grasses in China and the southeastern USA. *Diversity and Distributions*, **9** (1), 73-87.

LU H.-Y., WU N.-Q., YANG X.-D., JIANG H., LIU K.-B., & LIU T.-S., 2006 - Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China I: phytoliths-based transfer functions. *Quaternary Science Reviews*, **25** (9-10), 945-959.

M

MA Y., YANG X., HUAN X., WANG W., MA Z., LI Z., SUN G., JIANG L., ZHUANG Y., & LU H., 2016 - Rice bulliform phytoliths reveal the process of rice domestication in the Neolithic Lower Yangtze River region. *Quaternary International*, **426** (28), 126-132.

MADELLA M., ALEXANDRE A., & BALL T., 2005 - International code for phytolith nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, **96** (2), 253-260.

MADELLA M., JONES M.K., ECHLIN P., POWERS-JONES A., & MOORE M., 2009 - Plant water availability and analytical microscopy of phytoliths: Implications for ancient irrigation in arid

zones. *Quaternary International*, **193**, 32-40.

MADELLA M., & LANCELOTTI C., 2012 - Taphonomy and phytoliths: A user manual. *Quaternary International*, **275**, 76-83.

MAJOR J.J., PIERSON T.C. DINEHART R.L., & COSTA J.E., 2000 - Sediment yield following severe volcanic disturbance - A two decade perspective from Mount St. Helens. *Geology* **28** (9), 819-822.

MAJOR J.J., 2004 - Posteruption suspended sediment transport at Mount St. Helens: Decadal-scale relationships with landscape adjustments and river discharges. *Journal of Geophysical Research*, **109** (F01002), 1-22.

MAJOR J.J., & MARK L.E., 2006 - Peak flow responses to landscape disturbances caused by the cataclysmic 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, **118** (7-8), 938-958.

MAJOR J.J., & YAMAKOSHI T., 2005 - Decadal-scale change of infiltration characteristic of a tephra-mantled hillslope at Mount St. Helens, Washington. *Hydrological Processes*, **19** (18), 3621-3630.

MALONEY B.K., 1980 - Pollen analytical evidence for early forest clearance in North Sumatra. *Nature*, **287**, 324-326.

MALONEY B.K., 1981 - A pollen diagram from Tao Sipinggan, a lake site in the Batak Highlands of North Sumatra, Indonesia. *Modern Quaternary Research in Southeast Asia*, **6**, 57-76.

MALONEY B.K., 1985 - Man's impact on the rainforest of West Malesia: The palynological record. *Journal of Biogeography*, **12**, 537-558.

MALONEY B.K., 1992 - Late Holocene climatic change in Southeast Asia: the palynological evidence and its implications for archaeology. *World Archaeology*, **24** (1), 25-34.

MALONEY B.K., 1994 - The prospects and problems of using palynology to trace the origins of tropical agriculture: the case of Southeast Asia. In J.G. Hather (ed.), *Tropical Archaeobotany: applications and new developments*. London: Routledge, 139-171.

MALONEY B.K., 1996 - Palaeoecological Evidence for Possible Early Dry land and Wet Land Rice Cultivation in Highland North Sumatra. *Asian Perspectives*, **35** (2), 165-192.

MALONEY B.K., & ROVNER I., 1990 - The Phytoliths. In: C.F.W. Higham & R. Bannanurag (eds.), *The Excavation of Khok Phanom Di: A Prehistoric Site in Central Thailand. Volume II: The Biological Remains*. Society of Antiquaries London, Thames and Hudson Ltd., 135-138 p.

MANGERUD J., 1972 - Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. *Boreas*, **1**, 143-172.

MANGUIN P.-Y., 1982 - The Sumatran Coastline in the Straits of Bangka: New Evidence for its Permanence in Historical Times, *SPAFA Digest* **3** (2), 24-28.

MANGUIN P.-Y., 1989 - The trading ships of insular Southeast Asia: New evidence from Indonesian archaeological sites. *Proceedings, Pertemuan Ilmiah Arkeologi V, Yogyakarta, Jakarta, Ikatan Ahli Arkeologi Indonesia*, **1**, 200-220.

MANGUIN P.-Y., 1993 - Trading Ships of the South China Sea. Shipbuilding Techniques and Their Role in the History of the Development of Asian Trade Networks. *Journal of the Economic and Social History of the Orient*, **36** (3), 253-280.

MANGUIN P.-Y., 2000 - Les cités-Etats de l'Asie du Sud-Est côtière. De l'ancienneté et de la permanence des

formes urbaines. *Bulletin de l'Ecole française d'Extrême-Orient*, **87** (1), 151-182.

MANNING A., EDWARDS MCKINNON E., & TRELOAR F.E., 1980 - Analysis of Gold Artifacts from the Kota Cina Site, near Medan, Sumatra. *Journal of the Malaysian Branch of the Royal Asiatic Society*, **53**, No.2 (238), 102-116.

MANVILLE V., 2002 - Sedimentary and geomorphic responses to a large ignimbrite eruption: readjustment of the Waikato River in the aftermath of the A.D. 181 Taupo eruption, New Zealand. *Journal of Geology*, **110** (5), 519-542.

MANVILLE V., & WILSON C.J.N., 2004 - The 26.5 ka Oruanui eruption, New Zealand: A review of the roles of volcanism and climate in the post-eruptive sedimentary response. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **47** (3), 525-547.

MANVILLE V., NEWTON E.H., & WHITE J.D.L., 2005 - Fluvial responses to volcanism: resedimentation of the 1800a Taupo ignimbrite eruption in the Rangitaiki River catchment, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, **65** (1-2), 49-70.

MANVILLE V., SEGSCHNEIDER B., NEWTON E., WHITE J.D.L.,

HOUGHTON B.F., & WILSON C.J.N., 2009 - Environmental impact of the 1,8 ka Taupo eruption, New Zealand: Landscape responses to a large-scale explosive rhyolite eruption. *Sedimentary Geology*, **220** (3-4), 318-336.

MARSDEN W., 1783 - *The History of Sumatra*. Cambridge University Press. 373 p.

MARSDEN W., 1966 - *The History of Sumatra*. Oxford University Press, Kuala Lumpur, 3ème edition, révisée, 479 p.

MATTHEWS N.E., SMITH V.C., COSTA A., DURANT A.J., PYLE D.M., PEARCE N.J.G., 2012 - Ultra-distal tephra deposits from super-eruptions: Examples from Toba, Indonesia and Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Quaternary International*, **258**, 54-79.

MBIDA C.H., VAN NEER W., DOUTRELEPONT H., & VRYDAGHS L., 2000 - Evidence for banana cultivation and animal husbandry during the first millennium B.C. in the forest of southern Cameroon. *Journal of Archaeological Science*, **27**, 151-162.

MBIDA C.H., DOUTRELEPONT H., VRYDAGHS L., SWENNEN R.O., SWENNEN R.U., BEECKMAN H., DE LANGHE E., & DE MARET P., 2001 - First archaeological evidence of banana cultivation in central Africa during the

third millennium before present. *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**, 1-6.

MCGUIRE W.J., 1996 - Volcano instability: a review of contemporary themes. *Geological Society, London, Special Publications*, **110** (1), 1-23.

MERCADER J., ASTUDILLO F., BARWORTH M., BENNETT T., ESSELMONT C., KINYANJUI R., GROSSMAN D.L., SIMPSON S., & WALDE D., 2010 - Poaceae phytoliths from the Niassa Rift, Mozambique. *Journal of Archaeological Science*, **37**, 1953-1967.

METCALFE C.R., 1960 - *Anatomy of the monocotyledons. I. Gramineae*. Oxford University Press, London, 1960 p.

MEYER D.F., & JANDA R.J., 1986 - Sedimentation downstream from the 18 May 1980 North Fork Toutle River debris avalanche deposit, Mount St. Helens, Washington. In: S.A.C. Keller (ed.), *Mount St. Helens: Five years later*. Eastern Washington University Press, Cheney, 68-86.

MEYER D.F., & MARTINSON H.A., 1989 - Rates and processes of channel development and recovery following the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Journal of the Hydrological Sciences*, **34** (2), 115-127.

MIALL., 1996 - *The geology of fluvial deposits. Sedimentary Faciès, Basin Analysis and Petroleum Geology.* Springer - Verlag, Berlin Heidelberg, 582 p.

MIKSIC J.N., 1977 - Archaeology and Palaeogeography in the Straits of Malacca. In: Hutterer K.L. (ed.), *Economic Exchange and Social Interaction in Southeast Asia.* Ann Arbor University of Michigan, Papers on South and Southeast Asia No.13, 155-176.

MIKSIC J.N., 1979 - *Archaeology, Trade and Society in Northeast Sumatra.* Unpublished PhD diss., Cornell University, Ithaca, 335 p.

MIKSIC J.N., 1980 - Classical Archaeology in Sumatra. *Indonesia*, **30**, 43-66.

MILLIMAN J.D., & MEADE R.H., 1983 - World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *The Journal of Geology*, **91**, 1-21.

MILLIMAN J.D., & SYVITSKI J.P.M., 1992 - Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology*, **100**, 525-544.

MILNER A.C., EDWARDS MCKINNON E., & LUCKMAN SINAR T., 1978 - A Note on Aru and Kota Cina. *Indonesia*, **26**, 1-42.

MILNER A.C., 1982 - *Kerajaan: Malay Political Culture on the Eve of Colonial Rule.* The University of Arizona Press, Tucson, 178 p.

MIMURA K., KAWACHI S., FUJIMOTO M., TANEICHI M., HYUGA T., ICHIKAWA S., & KOIZUMI M., 1982 - Debris avalanche hills and their natural remanent magnetization - Nirasaki debris avalanche, central Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **88** (8), 653-663.

MORLEY R.J., 1980 - Changes of dry-land vegetation in the Kerinci area of Sumatra during the late Quaternary period. *IV International Palynological Conference, Lucknow*, **3**, 2-10.

MORLEY R.J., 1982 - A palaeoecological interpretation of a 10,000 year pollen record for Danau Padang, Central Sumatra, Indonesia. *Journal of Biogeography*, **9**, 151-190.

MORLEY R.J., & FLENLEY J.R., 1987 - Late Cainozoic Vegetational and Environmental Changes in the Malay Archipelago. In : T.C. Whitmore (ed.), *Biogeographical Evolution of the Malay Archipelago.* Clarendon Press, Oxford, 50-59.

MULHOLLAND S.C., 1989 - Phytolith shape frequencies in North Dakota grasses:

A comparison to general patterns. *Journal of Archaeological Science*, **16**, 489-511.

MULHOLLAND S.C., & RAPP G. Jr., 1992 - A morphological classification of grass silica-bodies. In: G. Jr. Rapp & S.C. Mulholland (eds.) *Phytolith systematics: Advances in archaeological and museum science*. New York: Plenum Press, 65-89.

MURAI I., 1961 - A study of the textural characteristics of pyroclastic flow deposits in Japan. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, **39**, 133-248.

N

NEHLIG P., DARDON A., FREOUR G., HUGUET D., & LEYRIT H., 2001 - Les dépôts d'avalanches de débris du Cantal (France) : témoins de la construction du plus grand strato-volcan européen d'âge miocène. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2** (7), 107-120.

NETOLITZKY F., 1929 - Die Kieselkörper : die Kalksalze als Zellinhaltskörper. *Linsbauer's Handbuch der Pflanzenanatomie*, **3** (1), 1-19.

NEUMANN K., FAHMY A., LESPEZ L., BALLOUCHE A., & HUYSECOM E., 2009 - The Early Holocene palaeoenvironment of Ounjougou (Mali):

phytoliths in a multiproxy context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **276**, 87-106.

NEWHALL C.G., & PUNONGBAYAN R.S., 1996 - *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. University of Washington Press, Seattle, 1126 p.

NICHOLS M.M., & BIGGS, R.B., 1985 - Estuaries. In: Davis, R. A (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 77-186.

NICHOLS G., 2009 - *Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd ed. Wiley-Blackwell. 419 p.

NINKOVICH D., SHACKLETON N.J., ABDEL-MONEM A.A., OBRADOVICH J.D., & IZETT G., 1978 a - K-Ar age of the late Pleistocene eruption of Toba, north Sumatra. *Nature*, **276** (5688), 574-577.

NINKOVICH D., SPARKS R., & LEDBETTER M., 1978 b - The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra: An example of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool. *Bulletin of Volcanology*, **41** (3), 286-298.

NINKOVICH D., 1979 - Distribution, age and chemical composition of tephra layers in deep-sea sediments off western

Indonesia. *Journal of Volcanology and Gethermal Research*, **5** (1-2), 67-86.

NOVELLO A., BARBONI D., BERTI-EQUILLE L., MAZUR J.C., POILECOT P., & VIGNAUD P., 2012 - Phytolith signal of aquatic plants and soils in Chad, Central Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **178**, 43-58.

O

OBDEIJN V., 1941 - Zuid-Sumatra volgens de oudste berichten, I. De Geomorfologische gesteldheid van Zuid-Sumatra in verband met de opvatting der ouden. *Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, 2^e reeks, **58**, 190-216.

OBDEIJN V., 1942 - De oude zeehandelsweg door de Straat van Malaka in verband met de geomorfologie der Selat-Eilanden. *Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, tweede serie, **59**, 742-770.

OLLENDORF A.L., 1992 - Toward a classification scheme of sedge (Cyperaceae) phytoliths. In: G. J.R Rapp, S.C. Mulholland (eds.), *Phytolith systematics. Emerging issues*. Plenum Press, New York, pp. 91-106.

OLLIER C.D., 1985 - The Geological Background to Prehistory in Island Southeast Asia. *Modern Quaternary Research in Southeast Asia*, **9**, 25-42.

ONGKOSONGO O.S.R., 2010 - Indonesia. In: E.C.F. Bird (ed.), *Encyclopedia of the World's Coastal Landforms*. Springer-Verlag, New York Inc., 1157-1170.

OPPENHEIMER C., 2002 - Limited global change due to largest known Quaternary eruption, Toba \approx 74 kyr BP? *Quaternary Science Review*, **21** (14-15), 1593-1609.

OSTERRIETH M., MADELLA M., ZURRO D., & FERNANDA ALVAREZ M., 2009 - Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. *Quaternary International* **193**, 70-79.

P

PARK C., & SCHMINCKE H.U., 1997 - Lake Formation and Catastrophic Dam Burst during the Late Pleistocene Laacher See eruption (Germany). *Naturwissenschaften*, **84** (12), 521-525.

PARR J.F., & SULLIVAN L., 2005 - Soil carbon sequestration in phytoliths. *Soil Biology and Biochemistry*, **37** (1), 117-124.

PARRY D.W., & SMITHSON F., 1958b - Silification of bulliform cells in grasses. *Nature*, **181**, 1549-1550.

PARRY D.W., & SMITHSON F., 1966 - Opal silica in the inflorescences of some

British grasses and cereals. *Annals of Botany*, **30**, 525-538.

PASSEGA R., 1957 - Texture as Characteristic of Clastic Deposition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **41**, 1952-1984.

PASSEGA R., 1964 - Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *Journal of Sedimentary Research*, **34**, 830-847.

PATTAN J.N., SHANE P., & BANAKAR V.K., 1999 - New occurrence of youngest Toba tuff in abyssal sediments of the central Indian Basin. *Marine Geology*, **155** (3-4), 243-248.

PATTAN J.N., SHANE P., PEARCE N.J.G., BANAKAR V.K., & PARTHIBAN G., 2001 - An occurrence of ~74 ka youngest Toba tephra from western continental margin of India. *Current Science*, **80** (10), 1322-1326.

PEARSALL D.M., 1982 - Phytolith analysis: applications of a new paleoethnobotanical technique in archeology. *American Anthropologist*, **84**, 862-871

PEARSALL D.M., 1989 - *Paleoethnobotany: A handbook of procedures*. Emerald Group Publishing Ltd, 725p.

PEARSALL D.M., PIPERNO D.R., DINAN E.H., UMLAUF R., ZHAO Z.J., & BENFER R.A., 1995 - Distinguishing rice (*Oryza sativa* Poaceae) from wild *Oryza* species through Phytolith analysis: Results of preliminary research. *Economic Botany*, **49** (2), 183-196.

PEARSALL D.M., 2000 - *Paleoethnobotany: A Handbook of Procedures*. Academic Press, San Diego, 700 p.

PEARSON M.L., 1986 - Sediment yields from the debris avalanche for water years 1980-1983. In: S.A.C. Keller (ed.), *Mount St Helens: Five Years Later*. Spokane, Eastern Washington University Press, 87-107.

PELZER K.J., 1978 - *Planters and Peasant, Colonial Policy and the Agrarian Struggle in East Sumatra 1863-1947*. Martinus Nijhoff, 163 p.

PENNY D., 1999 - Palaeoenvironmental analysis of the Sakon Nakhon Basin, Northeast Thailand: Palynological perspectives on climate change and human occupation. *Bulletin of the Indo-Pacific Prehistory Association*, **18**, 139-149.

PENNY D., 2001 - A 40 000 year palynological record from north-east Thailand: implications for biogeography and palaeo-environmental reconstruction.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **171** (3-4), 97-128.

PERINOTTO H., 2014 - *Dynamique de mise en place des avalanches de débris sur les flancs aériens des volcans insulaires : le cas de La Réunion*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux, 300 p.

PERRET D., 1994 - De la forêt primaire aux plantations coloniales : les deux ruptures politiques et socio-économiques de la côte est de Sumatra-Nord. *Bulletin de l'Ecole française d'Extrême-Orient*, **81** (1), 153-179.

PERRET H., SURACHMAN H., KOESTORO L.P & SUSETYO S., 2007 - Le programme archéologique franco-indonésien sur Padang Lawas (Sumatra Nord). Réflexions préliminaires. *Archipel*, **74**, 45-82

PERRET D & SURACHMAN H., 2009 - *Histoire de Barus (Sumatra). Regards sur une place marchande de l'océan indien (XIIe-milieu du XVIIe s.) Vol. III*. Cahiers d'Archipel, **38**, 701 p.

PERRET D., 2012 - *Mission Kota Cina (Sumatra Nord, Indonésie)*. *Projet de recherche 2014-2016*. Non publié. Ecole Française d'Extrême-Orient, 17 p.

PERRET D., SURACHMAN H., SOEDEWO E., OETOMO R.W. & MUDJIONO., 2013 - The French-Indonesian Archaeological project in Kota

Cina (North Sumatra) : Preliminary Results and Prospects. *Archipel*, **86**, 73-111.

PERRET D., SURACHMAN H., OETOMO R.W., NASOICHAH C., SUTRISNO D., & MUDJIONO., 2016 - The French-Indonesian Archaeological project in Kota Cina (North Sumatra): the 2014-2015 excavations. *Archipel*, **91**, 3-26.

PERRIER X., DE LANGHE E., DONOHUE M., LENTFER C., VRYDAGHS L., BAKRYA F., CARREEL F., HIPPOLYTEA I., HORRYA J.-P., JENNY C., LEBOTH V., RISTERUCCIA A.-M., TOMEKPEA K., DOUTRELEPONTE H., BALLI T., MANWARINGI J., DE MARETJ P., & DENHAMK T., 2011 - Multidisciplinary perspectives on banana (*Musa* spp.) domestication. *Proceedings of National Academy Science of the United States of America*, **108** (28), 11311-11318.

PERSOON G.A., 2012 - Le bois d'aloès, « le Bois des Dieux ». *Revue d'ethnoécologie*, **1**, 1-12.

PIERSON T.C., 1985 - Initiation and flow behavior of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, **96** (8), 1056-1069.

PIERSON T.C., & SCOTT K.M., 1985 - Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated

streamflow. *Water Resources Research*, **21** (10), 1511-1524.

PIERSON T.C., & COSTA J.E., 1987 - A rheological classification of subaerial sediment-water flows. In: J.E. Costa & G.F. Wieczorek (eds.), *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, **7**, 1-12.

PIERSON T.C., JANDA R.J., UMBAL J.V., & DAAG A.S., 1992 - *Immediate and long-term hazards from lahars and excess sedimentation in rivers draining Mt. Pinatubo, Philippines*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 92-4039, 183-203.

PIERSON T.C., 1995 - Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **66** (1-4), 283-294.

PIERSON T.C., PRINGLE P.T., & CAMERON K.A., 2011 - Magnitude and timing of downstream channel aggradation and degradation in response to a dome-building eruption at Mount Hood, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, **123** (1-2), 3-20.

PIERSON T.C., & MAJOR J.J., 2014 - Hydrogeomorphic effects of explosive

volcanic eruptions on drainage basins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **42** (1), 469-507.

PIPERNO D.R., 1985 - Phytolith analysis and tropical paleo-ecology: production and taxonomic significance of siliceous forms in the new world plant domesticates and wild species. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **45**, 185-228.

PIPERNO D.R., & BECKER P., 1996 - Vegetational history of a site in the central Amazon basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. *Quaternary Research*, **45**, 202-209.

PIPERNO D.R., 1988 - *Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective*. San Diego, Academic Press, 280 p.

PIPERNO D.R., & PEARSALL D.M., 1998 - *The origins of agriculture in the lowland Neotropics*. Emerald Group Publishing, 400 p.

PIPERNO D.R., 2001 - Phytoliths. In: J.P. Smol, H.J.B. Birks, & W.M., Last (eds.), *Tracking environmental change using lake sediments, Terrestrial, algal, and siliceous indicators*, vol. 3, Dordrecht: Kluwer Academic, 235-251.

PIPERNO D.R., 2006 - *Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists*. Oxford, AltaMira Press, 238 p.

PIPERNO D.R., 2009 - Identifying crop plants with phytoliths (and starch grains) in Central and South America: A review and an update of the evidence. *Quaternary International*, **193** (1-2), 146-159.

POSTEK M.T., 1981 - The occurrence of silica in the leaves of *Magnolia grandiflora* L. *Botanical Gazette*, **142**, 124-134.

PRAWIRODIRDJO L., BOCK Y., MCCAFFREY R., GENRICH J., CALAIS E., STEVENS C., PUNTODEWO S.S.O., SUBARYA C., RAIS J., ZWICK P., & FAUZI., 1997 - Geodetic observations of interseismic strain segmentation at the Sumatra subduction zone. *Geophysical Research Letters*, **24**, 2601-2604.

PRENTICE M.L., & DENTON G.H., 1988 - Deep-Sea Oxygen Isotope Record, The Global Ice Sheet System, and Hominid evolution. In: F. Grine (ed.) *The evolutionary history of the robust Australopithecines*, New York. pp. 383-403.

R

RANGKUTI N., 2014 - Sebaran Situs Pra Sriwijaya Di Rawa Pasang Surut : Kajian Arkeologi Ruang Di Kawasan Karangagung Tengah, Sumatera Selatan. *Jurnal Berkala Arkeologi*, **34** (1), 55-64.

RAPP G. Jr., & MULHOLLAND S.G., 1992 - *Phytolith systematics: Emerging issues* (Vol. 1). Rapp, G. Jr., Mulholland, S.C. (Eds.), Springer, 350 p.

RAVEN J.A., 1983 - The transport and function of silicon in plants. *Biological Reviews*, **58**, 179-207.

RAVEN J.A., 2003 - Cycling silicon - the role of accumulation in plants. *New Phytologist*, **158** (3), 419-421

REIMER P.J., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., GROOTES P.M., GUILDERTSON T.P., HAFLIDASON H., HAJDAS I., HATTŽ C., HEATON T.J., HOFFMANN D.L., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MANNING S.W., NIU M., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., STAFF R.A., TURNEY C.S.M., & VAN DER PLICHT J., 2013 - IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55** (4), 1869-1887.

RICHTER H.G., 1980 - Occurrence, morphology, and taxonomic implications of crystalline and siliceous inclusions in the secondary xylem of the Lauraceae and related families. *Wood Science and Technology*, **14**, 35-44.

ROCK N.M.S., SYAH H.H., DAVIS A.E., HUTCHISON D., STYLES M.T., & RAHAYU LENA., 1982 - Permian to recent volcanism in Northern Sumatra, Indonesia: A Preliminary study of its distribution, chemistry, and peculiarities. *Bulletin of Volcanology*, **45** (2), 127-152

ROSE W.I., & CHESNER C.A., 1987 - Dispersal of ash in the great Toba eruption, 75 ka. *Geology*, **15** (10), 913-917.

ROSE W.I., & CHESNER C.A., 1990 - Worldwide dispersal of ash and gases from Earth's largest known eruption: Toba, Sumatra 75 Ka. *Global and Planetary Change*, **3** (3), 269-275.

ROSEN A.M., MACPHAIL R., LIU L., CHEN X., & WEISSKOPF A., 2017 - Rising social complexity, agricultural intensification, and the earliest rice paddies on the loess Plateau of northern China. *Quaternary International*, **437**, 50-59.

ROVNER I., 1971 - Potential of Opal Phytoliths for use in Paleoecological reconstructions. *Quaternary Research*, **1**, 343-359.

RUNGE F., 1999 - The opal phytolith inventory of soils in central Africa-quantities, shapes, classification, and spectra. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **107**, 23-53.

RUTTEN L.M.R., 1938 - *Le paysage des Indes Orientales et Occidentales*. C.R. Congrès International de Géographie, Amsterdam, v.1, 58-77.

S

SARAGIH B., 1980 - *Economic Organization Size and the Relative Efficiency: the case of Oil Palm Plantations in Northern Sumatra, Indonesia*. University Microfilms, 190 p.

SASE T., & KONDO R., 1947 - The study of opal phytoliths in the humus horizon of buried volcanic ash soils in Hokkaido. *Research Bulletin of Obihiro University*, **8**, 465-483 (in Japanese with English summary)

SATHIAMURTHY E., & VORIS H.K., 2006 - Maps of Holocene Sea Level Transgression and Submerged Lakes on the Sunda Shelf. *The Natural History Journal of Chulalongkorn University*, **2**, 1-44.

SCHULZ H., VON RAD U., ERLLENKEUSER H., 1998 - Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature*, **393** (6680), 54-57.

SCOTT K.M., & VALLANCE J.W., PRINGLE P.P., 1995 - *Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at*

Mount Rainier, Washington. USGS Professional Paper 1547, 56 p.

SCOTT K.M., HOBLITT R.E., TORRES R.C., SELF S., MARTINEX M.M.L., NILLOS J.R.T., 1996 - Pyroclastic flows of the June 15, 1991, climactic eruption of Mount Pinatubo. *In: C.G. Newhall & R.S. Punongbayan (eds.), Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Phillipines.* University of Washington Press, Seattle, 545-570.

SEMAH F., 1986 - Le peuplement ancien de Java. Ebauche d'un cadre chronologique. *L'Anthropologie*, **90**, 359-400.

SHACKLETON N.J., 1987 - Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, **6**, 183-190.

SHACKLETON N.J., & OPDYKE N.D., 1973 - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, **3**, 39-55.

SHELF S., & BLAKE S., 2008 - Consequences of explosive supereruptions. *Elements*, **4** (1), 41-46.

SHREVE R.L., 1968 - The Blackhawk landslide. *Geological Society of America Special Paper*, **108**, 1-47.

SIEBERT L., 1984 - Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **22** (3-4), 163-197.

SIMANJUNTAK T., & FORESTIER H., 2004 - Research Progress on the Neolithic in Indonesia: Special Reference to the Pondok Silabe Cave, South Sumatra. *In: V. Paz (ed.), Southeast Asian Archaeology, Wilhelm G. Solheim II Festschrift.* Diliman, Quezon City, Manila, University of the Philippines Press, 104-118.

SIMANJUNTAK T., JATMIKO., & PRASETYO B., 2005 - Gens des karts au Néolithique à Sumatra. Dossier d'Archéologie n° 302 Spécial Asia du Sud-Est, 46-49.

SMITH G.A., & LOWE D.R., 1991 - Lahars: volcano-hydrologic events deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings* (SEPM, Special publication), **45**, 59-70.

SOEKARDJO S., & KARTAWINATA K., 1979 - Mangrove forest of Banyuasin, Musi River estuary, South Sumatra. *In: Symposium on Mangrove and Estuarine vegetation in Southeast Asia.* Bogor, Biotrop Spec. Pub. 10: 61-77.

SOEKMONO R., 1963 - Geomorphology and the Location of Ciriwijaya. *Madjalah Ilmu-Ilmu Sastra Indonesia*, **1** (1), 79-90.

SONG S.R., CHEN C.H., LEE M.Y., YANG T., LIZUKA Y., & WEI K.Y., 2000 - Newly discovered eastern dispersal of the youngest Toba Tuff. *Marine Geology*, **167** (3-4), 303-312.

SOSEF M.S.M., HONG L.T. & PRAWIROHATMODJO S., 1998 - *Plant resources of South-East Asia No. 5(3). Timber trees: lesser-known timbers.* Backhuy Publisher, Leiden, 861 p.

STAUB J.R., & ESTERLE J.S., 1993 - Provenance and sediment dispersal in the Rajang River delta/coastal plain system, Sarawak, East Malaysia. *Sedimentary Geology*, **85** (1-4), 191-201.

STRÖMBERG C.A.E., 2002 - The origin and spread of grass-dominated ecosystems in the late Tertiary of North America: preliminary results concerning the evolution of hypsodonty. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **177** (1), 59-75.

STRÖMBERG C.A.E., 2003 - The origin and spread of grass-dominated ecosystems during the Tertiary of North America and how it relates to the evolution of hypsodonty in equids. *Palaeogeography,*

Palaeoclimatology, Palaeoecology, **177**, 59-75.

STRÖMBERG C.A.E., 2004 - Using phytolith assemblages to reconstruct the origin and spread of grass-dominated habitats in the great plains of North America during the late Eocene to early Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **207**, 239-275.

STEENIS C.G.G.J. VAN., 1958 - Vegetation map of Malaysia. 1: 5 000 000. UNESCO, Paris.

STUIJTS I-L.M., 1984 - Palynological study of Situ Bayongbong, *Modern Quaternary Research in Southeast Asia*, **8**, 17-29.

STUIJTS I-L.M., NEWSOME J.C., & FLENLEY J.R., 1988 - Evidence for late quaternary vegetational change in the Sumatran and Javan highlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **55**, 207-216 p.

STUIJTS I-L.M., 1993 - *Late Pleistocene and Holocene Vegetation of West Java, Indonesia.* Rotterdam: A.A. Balkema, 173 p.

SUGIYAMA S., & FUJIWARA H., 1986 - The Shape of Silica Bodies in the Motor Cells of Bambusoideae. *Archaeology and Natural Science*, **19**, 69-84.

SUGIYAMA S., 1987 - The Shape of Silica Bodies in the Motor Cells of Bambusoideae. *The Reports of the Fuji Bamboo Garden*, **31**, 70-83.

SUN X., LI X., LUO Y. & CHEN X., 2000 - The Vegetation and Climate on the Emerged Continental Shelf of the South China Sea. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **160**, 301-316.

SWISHER C.C., CURTIS G.H., JACOB T., GETTY A.G., SUPRIJO A., & WIDIASMORO, 1994 - Age of the Earliest Known Hominids in Java, Indonesia. *Science*, **263**, 1118-1121.

SWISHER C.C., RINK W.J., ANTON S.C., SCHWARCZ H.P., CURTIS G.H., SUPRIJO A., & WIDIASMORO, 1996 - Latest *Homo erectus* of Java : Potential Contemporaneity with *Homo sapiens* in Southeast Asia. *Science*, **274**, 1870-74

T

TANARRO L.M., ANDRES N., ZAMORANO J.J., PALACIOS D., & RENSCHLER C.S., 2010 - Geomorphological evolution of a fluvial channel after primary lahar deposition : Huiloac Gorge, Popocatepetl volcano (Mexico). *Geomorphology*, **122** (1-2), 178-190.

TJIA H.D., ASIKIN S., & SOERIA ATMADJA R., 1968 - Coastal accretion in western Indonesia. *Bulletin of National Institute of Geology and Mining*, **1** (1), 15-45.

TJIA S., KIGOSHI K., SUGIMURA A., & ZAKARIA T., 1974 - Late Quaternary uplift in eastern Indonesia. *Tectonophysics* **23**,427-433.

TJIA S., FUJII S., & KIGOSHI K., 1977 - Changes of sea-level in the southern South China Sea area during Quaternary times. *In: Proceedings Symposium Quaternary Geology Malay-Indochina. Coast Offshore Areas*, CCOP/TP5, 11-36.

TJIA H.D., 1980 - The Sunda Shelf, Southeast Asia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NS24/4, 405-427.

TJIA H.D., FUJII S., & KIGOSHI K., 1983 - Holocene shorelines of Tioman Island in the South China Sea. *Geologie en Mjinbouw*, **62**, 599-604.

TJIA H.D., 1996 - Sea-level changes in the tectonically stable Malay-Thai Peninsula. *Quaternary International*, **31**, 95-101.

TODD S.P., 1996 - Process deduction from fluvial sedimentary structures. *In: P.A. Carling & M.R. Dawson (eds.), Advances in Fluvial Dynamics and*

Stratigraphy. John Wiley & Sons Ltd., 299-350.

TOMLINSON P.B., 1961 - *Anatomy of monocotyledons. II. Palmae*. Oxford: Clarendon Press, 453 p.

TORRES R.C., SELF S., & MARTINEZ M., 1996 - Secondary pyroclastic flows from the 15 June 1991 ignimbrite of Mount Pinatubo. *In: C.G. Newhall & R.S. Punongbayan, (eds.), Fire and Mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 665-678.

TRAORE D., GU Y., LIU H., SHEMSANGA C., & GE J., 2015 - Vegetation types and climate conditions reflected by the modern phytoith assemblages in the subalpine Dalaoling Forest Reserve, central China. *Frontiers of Earth Science*, **9** (2), 268-275.

TSUJI K., GHAZALLI M.N.F., ARIFFIN Z., NORDIN M.S., KHAIDIZAR M.I., DULLOO M.E., & SEBASTIAN L.S., 2011 - Biological and Ethnobotanical Characteristics of Nipa Palm (*Nypa fruticans* Wurmb): A Review. *Sains Malaysiana*, **40** (12), 1407-1412.

TSUKADA M., 1966 - Late Pleistocene vegetation and climate in Taiwan (Formosa). *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **55** (3), 543-548.

TWISS P.C., SUESS E., & SMITH R.M., 1969 - Morphological classification of grass phytoliths: *Proceedings of the Soil Science Society of America*, **33**, 109-115.

TWISS P.C., 1992 - Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. *In: G. Jr. Rapp & S.C. Mulholland (Eds.), Phytolith Systematics: Emerging Issues*. New York: Plenum Press, pp. 113-128.

U

UDDEN J.A., 1914 - Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, **25**, 655-744.

UI T., 1983 - Volcanic dry avalanche deposits – Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **18** (1-4), 135-150.

UI T., & GLICKEN H., 1986 - Internal structural variations in a debris-avalanche deposits. *In: J.H. Latter (ed.), Volcanic Hazards*. IAVCEI Proceedings in Volcanology, 201-209.

UI T., KAWACHI S., & NEALL V.E., 1986 - Fragmentation of debris avalanche material during flowage - Evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **27** (3-4), 255-264.

UI T., TAKARADA S., & YOSHIMOTO M., 2000 - Debris avalanches. In: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer & J. Stix (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 617-626.

V

VALLANCE J.W., 2000 - Lahars. In: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer & J. Stix (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 601-616.

VAN DER KAARS S., 1991 - Palynology of Eastern Indonesian Marine Piston-Cores: A Late Quaternary Vegetational and Climatic record for Australia. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **85**, 239-302.

VAN DER KAARS S., & DAM M.A.C., 1995 - A 135 000 Year Record of Vegetational and Climatic Change from the Bandung Area, West Java, Indonesia; *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **117**, 55-72.

VAN DER KAARS S & DAM M.A.C., 1997 - Vegetation and Climate Change in West Java, Indonesia during the last 135 000 years. *Quaternary International*, **37**, 67-71.

VAN DER KAARS S., WANG X., KERSHAW P., GUICHARD F., & SETIABUDI D.A., 2000 - A Late Quaternary palaeoecological record from the Banda Sea, Indonesia: patterns of vegetation, climate and biomass burning in Indonesia and northern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **155** (1-2), 135-153.

VAN DER KAARS S., 2001 - Late Quaternary Paleocology, Palynology, and Palaeolimnology of a tropical Lowland Swamp: Rawa Danau, West Java, Indonesia. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **171**, 185-212.

VERSTAPPEN H. TH., 1960 - Geomorphological observations on the North Moluccan - Northern Vogelkop Islands arcs: Nova Guinea. *Geology*, **3**, 13-37.

VERSTAPPEN H. TH., 1961 - Some "volcano-tectonic" depressions of Sumatra, their origin and more of development. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Amsterdam, Series B, 428-443.

VERSTAPPEN H. TH., 1964 a - Geomorphology in Delta studies. ITC. Delft Publication, 24 p.

VERSTAPPEN H. TH., 1973 - *A Geomorphological reconnaissance of Sumatra and adjacent islands (Indonesia)*. Groningen, Wolters-Noordhoff Publishing, 182 p.

VERSTAPPEN H. TH., 1975 - On Palaeo Climates and Landform Development in Malesia. *Modern Quaternary Research in Southeast Asia*, **1**, 3-35.

VOIGHT B.H., GLICKEN H., JANDA R.J., & DOUGLASS P.M., 1981 - Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: P.W. Lipman & D.R. Molineaux (eds.), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. Professional Paper. U.S. Geological Survey, 347-377.

VOIGHT B., KOMOROWSKI J.-C., NORTON G.E., BELOUSOV A., BELOUSOVA M., BOUDON G., FRANCIS P.W., FRANZ W., HEINRICH P., SPARKS R.S.J., & YOUNG S.R., 2002 - The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills 249 Références volcan, Montserrat. In: T.H. Druitt & B.P. Kokelaar (eds.), *The Eruption of Soufrière Hills Volcano,*

Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London. Memoires, **21**, 363-407.

VORIS H.K., 2000 - Maps of Pleistocene Sea Levels in Southeast Asia: Shorelines, River Systems and Time Durations. *Journal of Biogeography*, **27**, 1153-1167.

VRYDAGHS L., & DE LANGHE E., 2003 - The Musa phytolith: an opportunity to rewrite history. *INIBAP Annual Report 2002*, 14-17.

VRYDAGHS L., BALL T., VOLKAERT H., VAN DEN HOUWE I., MANWARING J., & DE LANGHE E., 2009 - Differentiating the Volcaniform Phytoliths of Bananas: *Musa acuminata*. *Ethnobotany Research and Applications*, **7**, 239-246.

W

WALKER D., & FLENLEY J., 1979 - Late Quaternary Vegetational History of the Enga Province of Upland Papua New Guinea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **286**, 265-344.

WALKER D., 1982 - Speculations on the Origin and Evolution of Sunda Sahul Rain Forests. In: Prance, G (ed.), *Biological Diversification in the Tropics*. Columbia University Press, New York, 554-575.

WANG Y.J., & LU H.Y., 1993 - *The Study of Phytolith and its Applications*. China Ocean Press, Beijing, 228 p.

WATSON J.G., 1928 - Mangrove forests of the Malay Peninsula. *Malayan forest records*, **6**, 275 pp.

WALTING J., & IRIARTE J., 2013 - Phytoliths from the coastal savannas of French Guinea. *Quaternary International*, **287**, 162-180.

WALTING J., IRIARTE J., WHITNEY B.S., CONSUELO E., MAYLE F., CASTRO W., SCHAAN D., & FELDPAUSCH T.R., 2016 - Differentiation of neotropical ecosystems by modern soil phytolith assemblages and its implications for palaeoenvironmental and archaeological reconstructions II: southwestern Amazonian forests. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **226**, 30-43.

WENTWORTH C.K., 1922 - A Scale of Grade and Glass Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, **30**, 377-392.

WESTERVELD J., 1947 - *On the origin of the acid volcanic rocks around Lake Toba, North Sumatra; a further contribution to the knowledge of welded rhyolite-tuffs deposited along the Sumatran longitudinal fault-trough system, and a*

critical examination of data concerning the formation of the great Toba cauldron. Amsterdam, Noord-Hollandsche Uitgeverij-Maatschappij, 51 p.

WESTERVELD J., 1953 - Eruptions of acid pumice tuffs and related phenomena along the Sumatran fault trough system. *Proceedings of the Pacific Science Congress*, 7th, 411-438.

WHITE J.P., & ALLEN J., 1980 - Melanesian prehistory: some recent advances. *Science*, **207**, 728-734.

WHITE J.C., PENNY D., KEALHOFER L., & MALONEY B., 2004 - Vegetation changes from the late Pleistocene through the Holocene from three areas of archaeological significance in Thailand. *Quaternary International*, **113** (1), 111-132.

WHITMORE T.C., 1975 - *Tropical Rain Forests of the Far East*. Oxford University Press, 282 p.

WHITTEN A.J., DAMANIK S.J., ANWAR J. & HISYAM N., 1984 - *The Ecology of Sumatra*. Gadjahmada University Press, Jogjakarta, 583 p.

WILLIAM M.A.J., & ROYCE K., 1983 - Alluvial history of the Middle Son Valley, North Central India. In: G.R. Sharma & Clark J.D. (eds.), *Paleoenvironments and Prehistory in the Middle Son Valley, Madhya Pradesh*,

North-Central India. A.H. Wheeler and Co, Allahabad, 9-21.

WILLIAMS M.A.J., PAL J.N., JAISWAL M., & SINGHVI A.K., 2006 - River response to Quaternary climatic fluctuations: evidence from the Son and Belan valleys, north central India. *Quaternary Science Reviews*, **25** (19-20), 2619-2631.

WILSON S.M., 1985 - Phytolith analysis at Kuk, an early agricultural site in Papua New Guinea. *Archaeology in Oceania*, **20**, 90-97.

WOLTERS O.W., 1967 - *Early Indonesian commerce: a study of the origins of Sriwijaya*. Ithaca, N.Y.: Cornell University Press, 404 pp.

WOLTERS O.W., 1975 - Landfall on the Palembang Coast in Medieval Times. *Indonesia*, **20**, 1-57.

WOLTERS O.W., 1979 - A Reconstitution of the Historical Geography of the Palembang Region. *Indonesia*, **27**, 33-50.

WOODROFFE C.D., 1993 - Late Quaternary Evolution of Coastal and Lowland Riverine Plains of Southeast Asia and Northern Australia: An Overview. *Sedimentary Geology*, **83**, 163-173.

WOODROFFE C.D., 2000 - Deltaic and Estuarine Environments and their Late

Quaternary Dynamics on the Sunda and Sahul Shelves. *Journal of Asian Earth Sciences*, **18**, 393-413.

WOODROFFE C.D., 2005 - Southeast Asian deltas. In: Gupta, A. (ed.), *The Physical Geography of Southeast Asia*. Oxford University Press, America, 219-236.

WOODROFFE S.A., & HORTON B.J., 2005 - Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*, **25**, 29-43.

WYATT-SMITH J., 1963 - Manual of Malaysian silviculture for inland forests. *The Malayan Forester*, **23**, 32-45.

Y

YACONO-JANOUEIX D., & PERARD J., 1978 - Pluviosité et régimes pluviométriques à Sumatra. *Bulletin de l'Association de géographes français*, **55**, No. 456, 329-338.

YANG H.R., & XIE Z.R., 1984 - Sea-level changes along the east coast of China over the last 20,000 years. *Oceanología et Limnología Sínica*, **15** (1), 1-13.

YARNOLD J.C., 1993 - Rock-avalanche characteristics in dry climates and the effect of flow into lakes: Insights from mid-Tertiary sedimentary breccias near Artillery Peak, Arizona. *Geological*

Society of America Bulletin, **105** (3), 345-360.

YOST C.L., & BLINNIKOV M.S., 2011
- Locally diagnostic phytoliths of wild rice (*Zizania palustris* L.) from Minnesota, USA: comparison to other wetland grasses and usefulness for archaeobotany and paleoecological reconstructions. *Journal of Archaeological Science* **38** (8), 1977-1991.

Z

ZHAO Z., PEARSALL D.M., BENFER R.A & PIPERNO D.R., 1998 - Distinguishing rice (*Oryza sativa* poaceae) from wild *Oryza* species through phytolith analysis, II Finalized method. *Economic Botany*, **52** (2), 134-145.

ZHENG Y., MATSUI A., & FUJIWARA H., 2003 - Phytoliths of Rice detected in the Neolithic Sites in the Valley of the Taihu Lake in China. *Environmental Archaeology*, **8** (2), 177-183

ZHAO B., 2016 - Etude préliminaire des tessons de céramique de style chinois trouvés à Kota Cina (fouilles franco-indonésiennes de 2011 à 2014). *Archipel*, **91**, 27-54.

ZHENG Z., & LEI, Z.Q., 1999 - A 400,000 year record of vegetational and climatic changes from a volcanic basin, Leizhou Peninsula, southern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **145**, 339-362.

Liste des figures

Figure I.1.1 - Localisation du site de Kota Cina et de la vallée de Deli (Sumatra Nord, Indonésie) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	12
Figure I.2 - Approche méthodologique déployée dans la thèse (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	13
Figure 1.1 - Courbe des fluctuations du niveau marin pour les derniers 140 ka BP, basées sur les données isotopiques de carottages marins profonds et confirmées par les données des récifs coralliens soulevés de la Péninsule de Huon (Papouasie Nouvelle-Guinée) (d'après Shackleton, 1987 ; Chappell <i>et al.</i> , 1996, modifié).	23
Figure 1.2 - Carte de localisation des sites évoqués dans le texte pour la reconstitution des fluctuations du niveau marin en Asie du Sud-Est au cours du Quaternaire (d'après Woodroffe & Horton, 2005, adapté).....	24
Figure 1.3 - Plateau continental de la Sonde (A) au LGM (21 ka BP), (B) à l'Holocène ancien (9,53 ka BP), (C) à l'Holocène moyen (4,2 ka BP), (D) de nos jours (d'après Voris, 2000 ; Sathiamurthy & Voris, 2006, modifié).	26
Figure 1.4 - Carte de localisation des études polliniques réalisées en Asie du Sud-Est et évoquées dans le texte (les points rouges se réfèrent aux sites de montagnes, et les points bleus aux sites de plaines ou côtiers) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	30
Figure 1.5 - Carte du système tectonique indonésien de zone de subduction (d'après Hamilton, 1979) et localisation des traces laissées par les mouvements tectoniques dans le paysage côtier indonésien, évoquées dans le texte (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	35
Figure 1.6 - Progradation côtière (1903-1945) de l'île de Yos Sudarso, sur la côte sud-ouest de la Papouasie (d'après Vertsappen, 1964 a).....	37
Figure 1.7 - Le delta de Mamberamo sur la côte nord de la Papouasie (d'après Verstappen, 1964 a).	40
Figure 1.8 - Carte du système volcanique indonésien de zone de subduction, et localisation des volcans évoqués dans le texte (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	42
Figure 1.9 - Le Krakatau et ses environs avant et immédiatement après l'éruption de 1883 (in Bird & Ongkosongo, 1980, adapté).	44
Figure 1.10 - Sites préhistoriques et enregistrements polliniques des perturbations anthropiques à Sumatra, évoqués dans le texte (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	47

Figure 1.11 - Carte de localisation des traces d'occupation humaines historiques et des plantations coloniales évoqués dans le texte (A) dans la région de Deli (B) dans le reste de province de Sumatra Nord (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	54
Figure 1.12 - Plantation de tabac en terrasses, sur des pentes ravinées, dans les hautes terres de Sumatra Nord. En raison de l'érosion accélérée, ces plantations ont perdu une grande partie de leur sol volcanique très fertile (DPV, in Pelzer, 1978).	59
Figure 1.13 - Migration sédimentaire et variations du niveau marin: le Delta de Makaham (Bornéo) (A) Forte transgression, (B) faible transgression et progradation deltaïque, (C) transgression et recul de la sédimentation, (D) stabilisation et progradation deltaïque (d'après Carbonel & Moyes, 1987).	60
Figure 1.14 - Carte de localisation des traces laissées par les variations marines holocènes sur les littoraux sumatranais et évoqués dans le texte. La localisation de ces traces est donnée à titre indicative, exceptée pour les accumulations de coquilles (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	62
Figure 1.15 - Carte de localisation des études de changements côtiers sur la côte orientale de Sumatra, et présentées dans le texte (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	68
Figure 1.16 - Evolutions géomorphologiques côtières près de l'embouchure de la rivière Peusangan, après le détournement de la rivière (d'après Verstappen, 1964 a).....	70
Figure 1.17 - Changements côtiers au cours de la période historique, dans la région de Jambi et de Palembang, dans la partie sud-est de l'île de Sumatra (d'après Obdeijn, 1941, 1942).	72
Figure 2.1 - (A) Localisation de la vallée de Deli. (B) Bassin versant de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	76
Figure 2.2 - (A) Carte géomorphologique du bassin versant de Deli et des différents styles fluviaux de la rivière. (B) Organisation longitudinale du système fluvial de Deli et de ses différents styles fluviaux (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	80
Figure 2.3 - (A) Carte géologique de la région de Medan. (B) Carte géomorphologique du bassin versant de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	82
Figure 2.4 - (A) Vue sur la chaîne des bas Barisan depuis la moyenne vallée de Deli. (B) Volcan Sinabung (2460 m). (C) Volcan Sibayak (2212 m).....	84
Figure 2.5 - (A) Vue sur les piémonts collinéens de la moyenne vallée de Deli. (B) Piémonts élevés au niveau du village de Sembahe. (C) Piémonts de faible altitude au niveau du site S3.	86
Figure 2.6 - (A) Affleurement d'ignimbrites de tufs rhyolitiques ponceux du Toba dans la haute vallée de Deli, (B) dans la moyenne vallée, au niveau du site S2.....	88

Figure 2.7 - (A) Carte géomorphologique du site S6. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	89
Figure 2.8 - (A) Carte géomorphologique du site S5. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	91
Figure 2.9 - (A) Carte géomorphologique du site S4. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	95
Figure 2.10 - (A) Carte géomorphologique du site S3. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	98
Figure 2.11 - (A) Versant entaillé par le chemin. (B) Roche volcanique roulée. (C) Lobe de convexité de la rive droite et unités géomorphologiques associées. (D) Paléoméandre de la rive droite. (E et F) Extraction de galets dans le lit de la rivière Deli.....	100
Figure 2.12 - (A) Carte géomorphologique du site S2. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	102
Figure 2.13 - (A) Carte géomorphologique de Tugu. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	105
Figure 2.14 - (A) Tugu en 2001. (B) En 2009. (C) Terrasses et élargissement du chenal en rive droite. (D) Matériel décaissé de la plaine et bancs de galets. (E) Elargissement du chenal et barrage de galets anthropique. (F) Extraction rocheuse en rive gauche.	108
Figure 2.15 - (A) Littoral marécageux de la rivière Ular (30 km à l'est de la rivière Deli). (B) Plaine humide convertie en rizières. (C) Ville de Medan.....	109
Figure 2.16 - (A) Carte géomorphologique du site S1. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	111
Figure 2.17 - (A) Carte géomorphologique du site S0. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	114
Figure 2.18 - (A) Carte géomorphologique d'Avros. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	116
Figure 2.19 - (A) Carte géomorphologique du site S-1. (B) Profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	118
Figure 2.20 - Diagramme ombrothermique de Medan pour la période (1961-1990) (Source : Organisation Météorologique Mondiale).....	119
Figure 2.21 - Circulations atmosphériques entre novembre-avril et entre mars-octobre en Asie du Sud-Est (d'après Koteswaram, 1960). (Le sens de la circulation atmosphérique est représenté par les flèches bleues).....	120
Figure 2.22 - Organisation longitudinale de la végétation dans la vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	122

Figure 2.23 - Types de végétation rencontrés dans la vallée de Deli, de l'amont à l'aval.....	125
Figure 2.24 - Synthèse de l'organisation longitudinale du système fluvial de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017)	131
Figure 2.25 - (A) Carte géomorphologique de la vallée de Deli. (B) Carte géomorphologique de la région de Kota Cina, dans la basse vallée de la rivière Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017)	133
Figure 2.26 - Carte géomorphologique du village de Kota Cina (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	135
Figure 2.27 - Planche photographique de l'environnement actuel du village de Kota Cina. .	136
Figure 2.28 - Carte du site de Kota Cina. Fouilles et sondages de 2011 à 2016 (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015, adaptée)	148
Figure 2.29 - Dégagement de mur en briques en zone B (Cliché : D. Perret, 2013).	149
Figure 2.30 - Fouilles en zone C (D. Perret, 2012).	150
Figure 2.31 - Relevé d'un possible niveau d'occupation en zone de fouille C (Cliché : D. Perret, 2012).....	150
Figure 2.32 - Vestiges de poteaux en bois en zone D (Cliché : D. Perret, 2015).....	153
Figure 2.33 - Couches multiples de dépôts coquilliers en zone de fouille H (Cliché : D. Perret, 2015).	153
Figure 2.34 - Relevé de concentration d'os de tortues en zone H (Cliché : D. Perret, 2015).	154
Figure 2.35 - Dégagement d'un niveau coquiller en zone F (Cliché : D. Perret, 2014).	155
Figure 2.36 - Possibles trous de poteaux en zone F (Cliché : D. Perret, 2014).....	155
Figure 2.37 - Dégagement de vestiges de débarcadère en zone A (Cliché : D. Perret, 2016).	157
Figure 2.38 - Dégagement d'un squelette humain en zone H (Cliché : D. Perret, 2016).	157
Figure 2.39 - Vestiges de structure en bois en zone H (Cliché : D. Perret, 2016).	158
Figure 3.1 - Approche méthodologique déployée dans la thèse (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	163
Figure 3.2 - Sites étudiés lors des campagnes de terrain de 2013 à 2015 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	164
Figure 3.3 - Observations stratigraphiques directes au travers de coupes dans la moyenne vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	169
Figure 3.4 - Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques par sondages à la tarière dans la basse vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	171
Figure 3.5 - Carte du site de Kota Cina. Fouilles et sondages de 2011 à 2016 (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015, adaptée).	173

Figure 3.6 - Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques par l'étude de profils stratigraphiques de carrés archéologiques à Kota Cina, en 2014 et 2015.....	174
Figure 3.7 - Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques par forage à Kota Cina, en 2015.....	176
Figure 3.8 - Image CM originale de Passegae (d'après Passega, 1964).....	182
Figure 3.9 - Processus de formation des phytolithes et cycle du silicium dans les plantes (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	189
Figure 3.10 - Diagramme théorique des processus taphonomiques pré et post-désopotoniens intervenants dans l'enregistrement des assemblages phytolithiques (d'après Osterrieth <i>et al.</i> , 2009).....	191
Figure 3.11 - Localisation des échantillonnages modernes (M11 à M17) réalisés en dehors de Kota Cina, dans la vallée de Deli. (A) Localisation par sites des échantillonnages modernes réalisés en dehors de Kota Cina, dans la vallée de Deli, entre 2013 et 2015. (B) Carte de localisation des sites de prélèvements dans la vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	197
Figure 3.12 - Environnements échantillonnés (M11 à M17) en dehors du site de Kota Cina.	198
Figure 3.13 - Localisation des échantillonnages modernes (M1 à M10) réalisés à Kota Cina (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	199
Figure 3.14 - Environnements échantillonnés (M1 à M9) à Kota Cina.	200
Figure 3.15 - Localisation des carrés archéologiques KC22 et KC26 et du sondage KC33-S1, dans lesquels les échantillonnages fossiles de Kota Cina ont été réalisés (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015, adaptée).	202
Figure 3.16 - Classification des morphotypes diagnostiques associés aux scléréides.	207
Figure 3.17 - Classification des morphotypes diagnostiques associés aux globulaires.	209
Figure 3.18 - Classification des GSCP (<i>Grass Short Cells Phytoliths</i>).	212
Figure 3.19 - Classification des morphotypes de familles spécifiques.	219
Figure 3.20 - Classification des morphotypes allongés.....	224
Figure 3.21 - Classification des phytolithes bulliformes.....	226
Figure 3.22 - Classification des trachéides.....	227
Figure 4.1 - Investigations menées dans la moyenne et basse vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	235
Figure 4.2 - Carte géomorphologique du site S5 et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	236
Figure 4.3 - Description de la coupe cp1 du site S5 (Réalisation: Y. Chabot, 2017).	237

Figure 4.4 - Image CM des dépôts du site S5 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	239
Figure 4.5 - Description de la coupe cp.2 du site S5 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	242
Figure 4.6 - Carte géomorphologique du site S4 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	245
Figure 4.7 - Coupe cp.1 du site S4 (Photo: Y. Chabot, 2017).....	247
Figure 4.8 - Description de la coupe cp.1 du site S4 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	248
Figure 4.9 - Carte géomorphologique du site S3 et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	252
Figure 4.10 - Coupes cp. 1, cp.2 cp. 3 et cp.4 du transect 1 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	254
Figure 4.11 - (A) Transect 1. (B) Description de la coupe cp.3 du transect 1 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	255
Figure 4.12 - Image CM des dépôts du transect 1 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	257
Figure 4.13 - Coupes cp. 4, cp. 5 et cp. 6 du transect 2 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	262
Figure 4.14 - Description de la coupe cp.5 du transect 2 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	265
Figure 4.15 - Image CM des dépôts de la coupe cp.5 du transect 2 du site S3 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	266
Figure 4.16 - (A) Probables dépôts de tufs volcaniques du Toba (coupe cp.6 du site S3) (B) Ignimbrites de tufs Toba érodés près du Lac Toba (Photo A : Y. Chabot, 2014 ; Photos B : in Verstappen, 1973).....	270
Figure 4.17 - Carte géomorphologique du site S2 et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	273
Figure 4.18 - Description de la coupe cp.1 du site S2 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	275
Figure 4.19 - Image CM des dépôts de la coupe cp.1 du site S2 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	276
Figure 4.20 - Carte géomorphologique du site de Tugu et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	279
Figure 4.21 - Complexe de terrasses enherbées en rive droite de la rivière Deli.	280
Figure 4.22 - Description de la coupe cp.1 du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017). ...	281
Figure 4.23 - Image CM des dépôts de la coupe cp.1 du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	282
Figure 4.24 - Coupes cp. 4, cp. 5, cp. 2, cp.6 et cp. 3 du transect du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	288

Figure 4.25 - Transect de coupes du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	290
Figure 4.26 - Description de la coupe cp.7 du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017). ...	300
Figure 4.27 - Image CM des dépôts de la coupe cp.7 du site de Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	301
Figure 4.28 - Investigations menées dans la basse vallée de Deli (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	311
Figure 4.29 - Carte géomorphologique du site 0 (Deli Tua) et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	313
Figure 4.30 - Coupes cp. 1 à cp.9 du transect du site S0 (Réalisation : Y. Chabot, 2017). ...	315
Figure 4.31 - Transect de coupes du site S0 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	316
Figure 4.32 - Image CM des dépôts du transect de coupes du site S0 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	319
Figure 4.33 - Carte géomorphologique du site Avros (Medan) et profil en travers (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	324
Figure 4.34 - Description du sondage S1 du site d'Avros (Medan) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	325
Figure 4.35 - Image CM des dépôts du sondage S1 du site d'Avros (Medan) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	327
Figure 4.36 - Carte de localisation du site « <i>Pusat Arkeologi</i> » (Medan).	331
Figure 4.37 - Description du sondage S1 du site « <i>Pusat Arkeologi</i> » (Medan) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	333
Figure 4.38 - Image CM des dépôts du sondage S1 du site « <i>Pusat Arkeologi</i> » (Medan) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	334
Figure 5.1 - Présentation du terrain d'étude. (A) Localisation de la Province de Sumatra Nord et carte géomorphologique de la vallée de Deli. (B) Carte géomorphologique de la région de Kota Cina (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	343
Figure 5.2 Carte du site de Kota Cina. Fouilles et sondages de 2011 à 2015 (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015, adaptée).	346
Figure 5.3 - Principales unités de faciès sédimentaires observées à Kota Cina.	349
Figure 5.4 - Image CM des échantillons fossiles prélevés à Kota Cina (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	350
Figure 5.5 - Transects du remplissage sédimentaire de Kota Cina (A) Transect nord/sud. (B) Transect est/ouest. (C) Transect nord. (D) Carré de fouille KC33 (jusqu'à 1,75 m), complété avec un sondage à la tarière (jusqu'à 2,25 m) (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	354

Figure 5.6 - Principaux vestiges archéologiques observés à Kota Cina.....	360
Figure 5.7 - Analyse multiplot des datations radiocarbone (Réalisation : Y. Chabot, 2017). La datation la plus récente (échantillon KC-33012-1) est en dehors du cadre chronologique de l'étude.	363
Figure 5.8 - Reconstitution synthétique de l'évolution paléoenvironnementale de Kota Cina et de ses environs, entre le début du dernier millénaire à nos jours (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	368
Figure 6.1 - Location map of the studied area. (A) Location of the North Sumatra Province and Deli Valley. (B) Geomorphological map of the Kota Cina region in the lower valley of the Deli River (Realisation: Y. Chabot, 2017).	382
Figure 6.2 - Map of the fossil sampling conducted at Kota Cina (Kota Cina EFEO/PPAN Project, 2015).	385
Figure 6.3 - Phytolith morphotypes observed in this study. (A) Sclereids; (B) Globular phytoliths; (C) Grass short cell phytoliths; (D) Family specific.	389
Figure 6.4 - (A) Phytolith percentage diagram from modern surface samples. (B). Transect of surface samples from the Deli catchment area. (C). Transect of surface samples from Kota Cina (Realisation: Y. Chabot, 2017).	393
Figure 6.5 - Phytolith percentage diagram from the stratigraphic sequence of Kota Cina. (A) From the excavation square KC22. (B) From the excavation square KC26 (Realisation: Y. Chabot, 2017).	398
Figure 6.6 - Phytolith percentage diagram from the stratigraphic sequence of Kota Cina from the auger hole KC33-S1 (Realisation: Y. Chabot, 2017).	401
Figure 6.7 - Satellite images illustrating the environmental changes due to the anthropisation and having disturbed the vegetation recording of modern samples (M3), (M4), (M5), (M7), (M8) and (M15). (A) At Kota Cina between 2003 and 2014. (B) At Tugu between 2001 and 2015. (Source: Google Earth).	404
Figure 6.8 - Reconstruction of the vegetation changes in Kota Cina from the beginning of the last millenium AD to nowadays. (A) Before the XI th century AD. (B) At the XI th century AD. (C) Between the XII-XIII th centuries. (D) After the XIII th century AD. (Realisation: Y. Chabot, 2017).	407
Figure 7.1 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur les sites S3 et Tugu, et de la vallée, il y a 74 ka BP, suite à l'éruption du volcan Toba (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	416
Figure 7.2 - (A) Carte de localisation du Toba. (B) Illustration de l'éruption du Toba il y a 74 ka BP (source inconnue ; document provenant de Wikimedia Commons). (C) Eruption du	

Toba il y a 74 ka BP. (B) Caldeira d'effondrement post-éruptive. (C) Régénération volcanique et évolution de la caldeira (adapté de Van Bemmelen, 1939).....	418
Figure 7.3 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur les sites S4 et Tugu, et de la vallée, au Pléistocène récent, en lien avec l'activité du volcan Sibayak. (A) Coulée laharique. (B) Coulée de dépôts pyroclastiques ponceux remaniés (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	422
Figure 7.4 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur les sites S0 et Avros, et de la vallée, il y a 74 ka BP, suite à l'éruption du volcan Toba (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	429
Figure 7.5 - Affleurements des tufs Toba sur le site S0, dans la basse vallée de Deli. (A) Cavité d'érosion dans les tufs du Toba. (B) Séquence de tufs Toba d'environ 20 m d'épaisseur.	430
Figure 8.1 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site S3 et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Réactivation du système fluvial et alluvionnement détritique grossier. (B) Incision verticale et migration latérale du système fluvial et mise en place d'un système de terrasses (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	440
Figure 8.2 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site S4 et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Réactivation du système fluvial et alluvionnement détritique grossier. (B) Incision verticale et migration latérale du système fluvial et mise en place d'un système de terrasses (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	441
Figure 8.3 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site de Tugu et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Développement du système fluvial dans les tufs du Toba associé à un alluvionnement détritique grossier. (B) Poursuite de l'incision verticale et de la migration latérale du système fluvial dans les tufs du Toba et de l'édification du système de terrasses (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	443
Figure 8.4 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site de Tugu et la vallée au cours de la période Pléistocène récent/Holocène ancien. (A). Réactivation supposée du système fluvial dans les dépôts de l'avalanche de débris volcaniques. (B) Incision des dépôts de l'avalanche de débris volcaniques et mise en place d'un système fluvial tressé ou méandrique. (C). Poursuite de l'incision dans les dépôts de l'avalanche et comblement du système fluvial tressé ou méandrique (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	445

Figure 8.5 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site S0 et la vallée avant 1470 +/-30 ans BP (1405-1305 cal. BP). (A) Mise en place d'un système fluvial énergétique et d'un alluvionnement détritique grossier. (B). Mise en place d'une sédimentation sableuse en lien avec le développement probable d'un système fluvial tressé ou méandriforme. (C) Installation d'une phase d'instabilité hydro-sédimentaire (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	454
Figure 8.6 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site d'Avros et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Alluvionnement fin et grossier. (B) Alluvionnement grossier de sables noirs. (C) Incision de la rivière Deli et mise en place d'un système de terrasses (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	458
Figure 8.7 - Reconstitution schématique du système fluvial de Deli sur le site <i>Pusat Arkeologi</i> et la vallée au cours de la période (Pléistocène récent/Holocène ancien ?). (A) Alluvionnement grossier de sables noirs. (B) Alluvionnement fin argileux. (C) Alluvionnement grossier de sables noirs (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	460
Figure 8.8 - Reconstitution schématique de l'évolution paléoenvironnementale du site de Kota Cina et de ses environs avant le XI ^{ème} siècle AD (Réalisation : Y. Chabot, 2017)	465
Figure 9.1 - Reconstitution schématique de l'évolution paléoenvironnementale du site de Kota Cina et de ses environs au XI ^{ème} siècle AD (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	481
Figure 9.2 - Reconstitution schématique de l'évolution paléoenvironnementale du site de Kota Cina et de ses environs du XII ^{ème} au XII ^{ème} siècle AD (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	485
Figure 9.3 - Reconstitution schématique de l'évolution paléoenvironnementale du site de Kota Cina et de ses environs après le XIII ^{ème} siècle AD (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	489
Figure 9.4 - Kota Cina et ses environs de nos jours (Réalisation : Y. Chabot, 2017).....	491
Figure 9.5 - Evolution côtière de la région de Deli entre 1989-2016 (modifié de Barbier, étudiant L3, 2017. Sources : USGS et Google). Earth).	493

Liste des tableaux

Tableau 3.1 - Coupes réalisées en intra-sites au sein de la vallée de Deli entre 2014 et 2015. (MV : Moyenne Vallée ; BV : Basse Vallée).	168
Tableau 3.2 - Echantillonnage sur coupes réalisé entre 2014 et 2015 dans la moyenne/basse vallée de Deli.	170
Tableau 3.3 - Principaux transects de sondages réalisés à Kota Cina entre 2011 et 2016. (* : Transects de sondages réalisés par les archéologues ; ** : Transects de sondages que nous avons réalisés, avec l'aide des villageois et du topographe).....	172
Tableau 3.4 - Carrés de fouille et profils stratigraphiques étudiés à Kota Cina, en 2014 et 2015.....	175
Tableau 3.5 - Echantillonnage réalisé entre 2014 et 2015 dans la basse vallée de Deli.	177
Tableau 3.6 - Indice de tri (σ) (d'après Folk & Ward, 1957).	179
Tableau 3.7 - Indice d'asymétrie (d'après Folk & Ward, 1957).	180
Tableau 3.8 - Datations AMS réalisées dans la vallée de Deli.	185
Tableau 3.9 - Classification des phytolithes scléréides et globulaires, diagnostiques des dicotylédones ligneuses et herbeuses (d'après Chabot & Garnier, soumis).	206
Tableau 3.10 - Classification des GSCP (<i>Grass Short Cells Phytoliths</i>) (d'après Chabot & Garnier, soumis).....	211
Tableau 3.11 - Classification des morphotypes de familles spécifiques (d'après Chabot & Garnier, soumis).....	218
Tableau 3.12 - Classification des morphotypes allongés, bulliformes et trachéides (d'après Chabot & Garnier, soumis).	223
Tableau 4.1 - Description du remplissage volcano-sédimentaire du transect de coupes du site Tugu (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	293
Tableau 4.2 - Description du remplissage volcano-sédimentaire du transect de coupes du site S0 (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	318
Tableau 5.1 - Séquences stratigraphiques de Kota Cina et unités de faciès sédimentaires identifiés (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	348
Tableau 5.2 - Datations radiocarbone réalisées dans cette étude (Réalisation : Y. Chabot, 2017).	351

Table des Matières

Introduction générale.....	9
Première partie : CONTEXTE GENERAL ET APPROCHES METHODOLOGIQUES.....	18
Chapitre 1 - CONTEXTE D'ETUDE.....	20
Introduction	20
1.1. Les changements environnementaux en Asie du Sud-Est au cours du Quaternaire.....	21
1.1.1. Les variations du niveau marin.....	21
1.1.1.1. Pléistocène inférieur et moyen (de 2,5 Ma BP à 140 ka BP)	21
1.1.1.2. Pléistocène supérieur (de 36 ka BP à 11 ka BP).....	22
1.1.1.3. La transgression marine holocène (10 ka BP à nos jours).....	25
1.1.2. Fluctuations climatiques et réponses environnementales en Indonésie.....	26
1.1.2.1. Constat général	27
1.1.2.2. Refroidissement et assèchement climatique au Pléistocène récent	27
1.1.2.3. Des conditions climatiques plus chaudes et plus humides à l'Holocène.....	31
1.1.3. Néotectonisme et impacts côtiers	33
1.1.3.1. Les récifs coralliens et les terrasses de récifs élevées.....	34
1.1.3.2. Les plages quaternaires soulevées et les dépôts marins	36
1.1.3.3. Les terrasses fluviales élevées	37
1.1.3.4. Les mouvements de subsidence.....	39
1.1.4. Volcanisme et impacts sur les changements côtiers.....	41
1.2. Homme et milieu à Sumatra au Quaternaire	45
1.2.1. Les relations Homme-Milieu au cours de la période préhistorique.....	45
1.2.1.1. Les premiers hominidés (Pléistocène moyen).....	45
1.2.1.2. L'arrivée et le peuplement de l'Homme moderne (Pléistocène récent/Holocène ancien)	45
1.2.1.3. Le Hoabinhien et l'enregistrement des premières interactions avec le milieu (Pléistocène récent/Holocène ancien).....	46
1.2.1.4. Les hominidés modernes du Néolithique (Holocène moyen à récent).....	49
1.2.1.5. Les Hommes de la période des métaux (Holocène récent).....	51
1.2.2. Les impacts humains sur la côte-est de Sumatra Nord au cours de la période historique ...	52
1.2.2.1. Cultures traditionnelles et commerce international.....	52
1.2.2.2. Les plantations autochtones précoloniales et les premiers grands défrichements	55
1.2.2.3. Les plantations coloniales européennes.....	57
1.3. Les changements côtiers à Sumatra.....	60

1.3.1. Les traces des anciennes lignes de rivages sumatranaises.....	61
1.3.1.1. Les crêtes de plages.....	61
1.3.1.2. Les terrasses côtières.....	63
1.3.1.3. Les récifs coralliens émergés.....	64
1.3.1.4. Les accumulations coquillières marines.....	65
1.3.2. Principaux travaux et état des connaissances sur les changements côtiers à Sumatra.....	66
1.3.3. Quelques exemples de changements côtiers et de reconstitutions, sur la côte orientale sumatranaise.....	69
Conclusion.....	74
Chapitre 2 - LA VALLEE DE DELI ET LE SITE DE KOTA CINA.....	76
Introduction.....	76
2.1. Spécificités géographiques et fonctionnement du système fluvial de Deli.....	78
2.1.1. Investigations de terrain et travail cartographique.....	78
2.1.2. Description géologique et géomorphologique du système fluvial de Deli et de son fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique actuel.....	81
2.1.2.1. La haute vallée montagneuse.....	83
2.1.2.2. Les piémonts collinéens de la moyenne vallée.....	85
2.1.2.2.1. Le site S6 (la zone amont de la moyenne vallée).....	88
2.1.2.2.2. Le site S5 (la zone médiane de la moyenne vallée).....	90
2.1.2.2.3. Le site S4 (la zone médiane de la moyenne vallée).....	93
2.1.2.2.4. Le site S3 (la zone médiane de la moyenne vallée).....	97
2.1.2.2.5. Le site S2 (la zone aval de la moyenne vallée).....	101
2.1.2.2.6. Le site Tugu (la zone aval de la moyenne vallée).....	104
2.1.2.3. La plaine côtière humide de la basse vallée.....	109
2.1.2.3.1. Le site S1 (la partie amont de la basse vallée).....	110
2.1.2.3.2. Le site S0 (la partie amont de la basse vallée).....	113
2.1.2.3.3. Le site d'Avros (la partie médiane de la basse vallée).....	115
2.1.2.3.4. Le site S-1 (la partie aval de la basse vallée).....	117
2.1.2.4. Le contexte hydro-climatique de la vallée de Deli et de sa région.....	119
2.1.2.5. La diversité paysagère du bassin versant de Deli.....	122
2.1.2.5.1. La diversité paysagère de la haute vallée.....	123
2.1.2.5.2. La diversité paysagère de la moyenne vallée.....	123
2.1.2.5.3. La diversité paysagère de la basse vallée.....	127

2.1.2.6. Synthèse géomorphologique du fonctionnement et des spécificités du système fluvial de Deli	130
2.2. Le village de Kota Cina.....	132
2.2.1. Présentation géographique et géomorphologique du site	132
2.2.2. Les recherches archéologiques à Kota Cina : contexte et état des connaissances actuelles	137
2.2.2.1. Les sources historiques et les légendes de Kota Cina	137
2.2.2.2. La redécouverte du site et les recherches initiales des années 1970-1980	138
2.2.2.2.1. Premières investigations et recherches pionnières	138
2.2.2.2.2. Les principales découvertes archéologiques.....	140
2.2.2.2.3. Synthèse et interprétations préliminaires des découvertes pionnières.....	143
2.2.2.3. La période de relance archéologique de 2011 à 2016.....	144
2.2.2.3.1. Contexte et nouvelles investigations	144
2.2.2.3.2. Le programme de recherche « Le site d’habitat ancien de Kota Cina, Sumatra Nord, Indonésie »	145
2.2.2.3.3. Campagnes de fouilles et résultats préliminaires de 2011 à 2013	146
2.2.2.3.4. Campagnes de fouilles et résultats préliminaires de 2014 et 2015	151
2.2.2.3.5. Campagne de fouilles et résultats préliminaires de 2016	156
.....	158
2.2.2.3.6. Synthèse des principales découvertes archéologiques au cours de la période 2011-2016.....	159
Conclusion.....	160
Chapitre 3 - METHODOLOGIE ET STRATEGIE D’ACQUISITION DES DONNEES	162
.....	
Introduction	162
3.1. Les missions de terrain à Sumatra	164
3.1.1. La campagne de terrain de 2013.....	164
3.1.1.1. La campagne de terrain de 2014.....	165
3.1.1.2. La campagne de terrain de 2015.....	166
3.2. Chrono-stratigraphie du fonctionnement hydro-sédimentaire et volcanique de la vallée de Deli	167
3.2.1. Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques dans la moyenne vallée.....	168
3.2.1.1. Etude de coupes stratigraphiques	168
3.2.1.2. Echantillonnage	169
3.2.2. Acquisition des archives sédimentaires et volcaniques dans la basse vallée.....	170

3.2.2.1. Les sondages à la tarière.....	170
3.2.2.2. Etude de profils stratigraphiques en carrés de fouille.....	174
3.2.2.3. Forage profond à pression hydraulique	175
3.2.2.4. Echantillonnage	176
3.2.3. Caractérisation des dépôts	178
3.2.3.1. Traitement des échantillons	178
3.2.3.2. Traitement des données	179
3.2.4. Datation des dépôts	183
3.3. Analyse phytolithique des paysages végétaux du site de Kota Cina	186
3.3.1. Présentation du bio-indicateur phytolithe.....	186
3.3.1.1. Définition générale	186
3.3.1.2. Bref historique de la méthode.....	186
3.3.1.3. Processus de formation des phytolithes.....	188
3.3.1.4. La taphonomie des enregistrements phytolithiques.....	190
3.3.1.4.1. Les facteurs naturels et anthropiques pré-dépositionnels affectants l'enregistrement des phytolithes.....	190
3.3.1.4.2. Les facteurs naturels et anthropiques post-dépositionnels affectants l'enregistrement des phytolithes.....	192
3.3.1.5. Etudier les phytolithes : intérêt, avantage et limite	193
3.3.2. Application méthodologique sur le site de Kota Cina et sa vallée	196
3.3.2.1. Stratégies d'échantillonnages	196
3.3.2.2. Travail en laboratoire : extraction, identification et comptage des phytolithes.....	203
3.3.3. Description, classification et signification taxonomique des phytolithes.....	204
3.3.3.1. Les phytolithes diagnostiques des dicotylédones ligneuses et herbeuses.....	204
3.3.3.1.1. Les scléréides	204
3.3.3.1.2. Les globulaires.....	208
3.3.3.2. Les phytolithes diagnostiques produits par les Poaceae : les « <i>Grass Short Cells</i> <i>Phytoliths</i> » (GSCP)	210
3.3.3.2.1. Les GSCP « <i>lobate</i> »	212
3.3.3.2.2. Les GSCP « <i>saddle</i> »	214
3.3.3.2.3. Les GSCP « <i>rondel</i> »	215
3.3.3.2.4. Les GSCP « <i>trapeziform</i> ».....	216
3.3.3.3. Les phytolithes diagnostiques produits par des familles de plantes spécifiques	216
3.3.3.3.1. Les Areaceae.....	216
3.3.3.3.2. Les Cyperaceae.....	217

3.3.3.3.3. Les Commelinaceae.....	220
3.3.3.3.4. Les Musaceae	220
3.3.3.3.5. Les Marantaceae.....	221
3.3.3.3.6. Les Costaceae	221
3.3.3.4. Les phytolithes non diagnostiques.....	222
3.3.3.4.1. Les phytolithes allongés (« <i>elongate</i> »).....	222
3.3.3.4.2. Les phytolithes bulliformes (« <i>bulliform</i> »).....	224
3.3.3.4.3. Les trachéides	227
3.3.4. Interprétation des assemblages phytolithiques	228
3.3.4.1. L'approche générale	228
3.3.4.2. L'approche par indices ou spécifique.....	228
Conclusion.....	230
Deuxième partie : RESULTATS ET INTERPRETATIONS.....	232
Chapitre 4 - DESCRIPTION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE ET RECONSTITUTION DES DYNAMIQUES DU SYSTEME FLUVIAL DE DELI	234
Introduction	234
4.1. Description chrono-stratigraphique des archives volcano-sédimentaires de la moyenne vallée	234
4.1.1. Le site S5	235
4.1.1.1. La coupe cp.1	235
4.1.1.2. La coupe cp.2	240
4.1.1.3. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site S5	244
4.1.2. Le site S4	245
4.1.2.1. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site S4	250
4.1.3. Le site S3	251
4.1.3.1. Le transect 1 (cp.1 à cp.3)	251
4.1.3.2. Interprétation des archives sédimentaires du transect 1 (cp.1 à cp.3)	258
4.1.3.3. La coupe cp.4	259
4.1.3.4. Interprétation des archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.4	260
4.1.3.5. Le transect 2 (cp.4 à cp.6)	261
4.1.3.5.1. La coupe cp.5.....	261
4.1.3.5.2. Interprétation des archives sédimentaires de la coupe cp.5.....	267
4.1.3.5.3. La coupe cp.6.....	268

4.1.3.5.4. Interprétation des archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.6.....	271
4.1.3.6. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site S3	271
4.1.4. Le site S2	272
4.1.4.1. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site S2	277
4.1.5. Le site de Tugu	278
4.1.5.1. La coupe cp.1	278
4.1.5.2. Interprétation des archives volcano-sédimentaires de la coupe cp.1	284
4.1.5.3. Transect (cp.2, cp.3, cp.4, cp.5 et cp.6)	284
4.1.5.4. Interprétation des archives volcano-sédimentaires du transect	297
4.1.5.5. La coupe cp.7	297
4.1.5.6. Interprétation des archives sédimentaires du transect de la coupe cp.7	307
4.1.5.7. Synthèse et interprétation de l'évolution du système fluvial du site Tugu.....	308
4.1.6. Synthèse et interprétation générale des étapes de l'évolution du système fluvial de Deli dans la moyenne vallée.....	309
4.2. Description chrono-stratigraphique des archives volcano-sédimentaires de la basse vallée de Deli	310
4.2.1. Le site 0 (Deli Tua)	311
4.2.1.1. Interprétation des archives sédimentaires du transect de coupes du site S0.....	322
4.2.2. Le site d'Avros (Medan)	323
4.2.2.1. Interprétation des archives sédimentaires du site d'Avros (Medan)	330
4.2.3. Le site « <i>Pusat Arkeologi</i> » (Medan).....	330
4.2.3.1. Interprétation des archives sédimentaires du site « <i>Pusat Arkeologi</i> » (Medan).....	336
4.2.4. Synthèse et interprétation générale des étapes de l'évolution du système fluvial de Deli dans la basse vallée.....	336
Conclusion.....	337
Chapitre 5 - INTERACTIONS HOMMES-MILIEUX EN ZONE HUMIDE CÔTIÈRE TROPICALE : LA SÉQUENCE HOLOCÈNE DU SITE DE KOTA CINA.....	340
Introduction	342
5.1. Méthodologie.....	344
5.1.1. Acquisition des archives sédimentaires.....	344
5.1.2. Analyse et caractérisation des dépôts échantillonnés	345
5.1.3. Etablissement du cadre chronologique	350
5.2. Résultats	352
5.2.1. Description lithostratigraphique de la séquence de Kota Cina	352
5.2.2. Données archéologiques.....	359
5.2.3. Chronologie	362
5.3. Interprétation et discussion.....	365

5.3.1. Une phase volcanique (séquence sédimentaire I).....	365
5.3.2. Une phase marécageuse estuarienne à mangrove (séquence sédimente II).....	366
5.3.3. Une phase de comblement progressif (séquence sédimentaire III)	371
Conclusion.....	375
Chapitre 6 - PHYTOLITH ANALYSIS FROM THE ARCHAEOLOGICAL SITE OF KOTA CINA (NORTH SUMATRA, INDONESIA).....	378
Introduction	379
6.1. Study context.....	381
6.1.1. Environmental setting.....	381
6.1.2. Palaeoenvironmental setting	381
6.1.3. Archaeological setting.....	381
6.2. Material and methods	383
6.2.1. Sampling.....	383
6.2.2. Phytolith preparation	384
6.2.3. Phytolith counting and classification.....	386
6.2.4. Phytolith data analysis.....	391
6.3. Results and interpretation	392
6.3.1. Modern assemblages from non-cultivated environments.....	392
6.3.2. Modern assemblages from cultivated environments	395
6.3.3. Fossil assemblages in Kota Cina	397
6.3.3.1. Excavation square KC22	397
6.3.3.2. Excavation square KC26	399
6.3.3.3. The auger hole KC33-S1	400
6.4. Discussion	402
6.4.1. Contribution of the modern approach.....	402
6.4.2. Vegetation dynamics in Kota Cina from the beginning of the XI th century AD to nowadays	405
Conclusion.....	409
Troisième partie : DYNAMIQUES GEOMORPHOLOGIQUES DE LA VALLEE DE DELI ET RECONSTITUTIONS PALEOENVIRONNEMENTALES DU SITE DE KOTA CINA.....	412
Chapitre 7 - UN REMPLISSAGE VOLCANIQUE PLEISTOCENE	414
Introduction	414
7.1. Le remplissage volcanique de la moyenne vallée	415
7.1.1. Les tufs volcaniques du Toba.....	415
7.1.2. Les dépôts volcaniques du Sibayak.....	419

7.1.2.1. Le remplissage volcanique du site S4 (zone médiane de la moyenne vallée)	420
7.1.2.2. Le remplissage volcanique du site Tugu (zone aval de la moyenne vallée).....	423
7.2. Le remplissage volcanique pléistocène des sites S0 et d'Avros (zone amont et médiane de la basse vallée)	428
7.3. Les impacts post-éruptifs sur le paysage environnant	431
7.3.1. Les impacts du remplissage volcanique des ignimbrites de tufs Toba	431
7.3.2. Les impacts liés à l'activité volcanique du volcan Sibayak	433
Conclusion.....	435
Chapitre 8 - UNE INCISION MAJEURE ET ANCIENNE.....	437
Introduction	437
8.1. L'incision du système fluvial dans la moyenne vallée de Deli	437
8.1.1. L'incision des sites S4 et S3 (zone médiane de la moyenne vallée)	438
8.1.2. L'incision du site Tugu (zone aval de la moyenne vallée)	442
8.1.3. Des observations similaires et des études comparatives	447
8.1.3.1. A Sumatra Nord.....	447
8.1.3.2. Ailleurs dans le monde	448
8.1.3.2.1. Constat général	448
8.1.3.2.2. Exemples d'évolutions de systèmes de drainages post-éruptifs comparatifs à l'évolution du système fluvial de Deli.....	449
8.2. Le remplissage post-incision du système fluvial de la basse vallée de Deli	453
8.2.1. Le remplissage volcano-sédimentaire du site S0 (zone amont de la basse vallée).....	453
8.2.2. Le remplissage volcano-sédimentaire du système fluvial des sites d'Avros et « Pusat Arheologi » (zone médiane de la basse vallée)	457
8.3. Le remplissage volcano-sédimentaire du site de Kota Cina (zone côtière).....	462
Conclusion.....	469
Chapitre 9 - UN REMPLISSAGE ALLUVIAL HISTORIQUE	471
Introduction	471
9.1. Le remplissage alluvial du système fluvial de la moyenne vallée de Deli : les sites S5, S3 et S2	472
9.2. Le remplissage alluvial du système fluvial de la basse vallée de Deli : les sites S0 et Avros..	476
9.3. Le remplissage alluvial de la zone côtière au cours du dernier millénaire AD: le site de Kota Cina	480
9.3.1. Un environnement marécageux estuarien à mangrove au XI ^{ème} siècle AD.....	480
9.3.2. Un comblement progressif aux XII-XIII ^{ème} siècles AD	484
9.3.3. Un comblement qui se poursuit et s'exacerbe après le XIII ^{ème} siècle AD.....	487
9.3.4. L'évolution côtière de la région de Deli au cours du dernier millénaire AD	490
9.3.5. L'évolution côtière récente de la région de Deli	492

Conclusion.....	495
Conclusion générale	497
Références bibliographiques	501
Liste des figures	542
Liste des tableaux	552
Table des Matières	553