

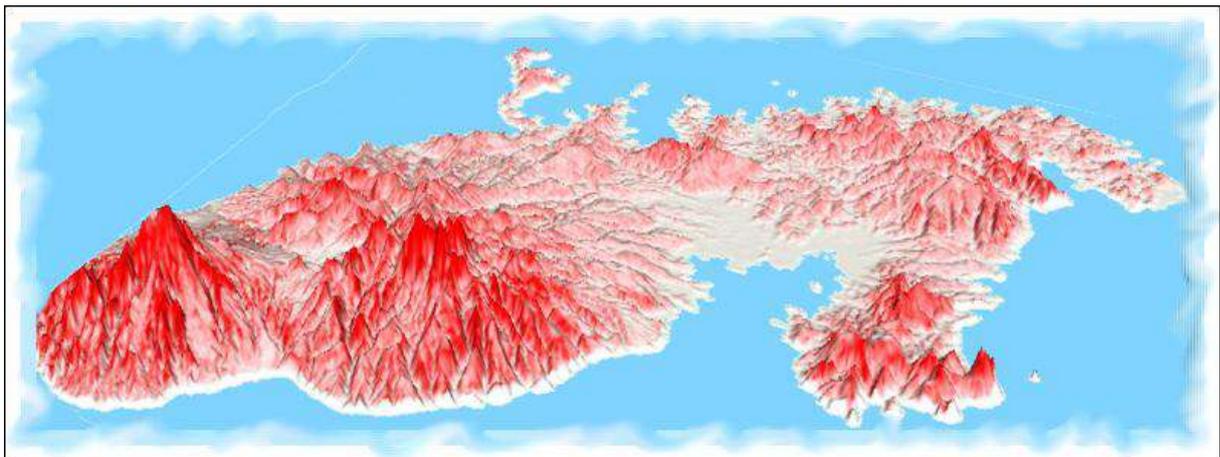
**Dossier pour l'Habilitation à Diriger des Recherches
Ecole Doctorale de l'université Paris-Diderot**

Partie 3 : document inédit

**Introduction à l'hydrogéomorphométrie
Etude des relations entre le modelé des formes de
terrain et les processus hydrologiques dans des
contextes insulaires**

Christian Depraetere

Chargé de Recherche à l'Institut de Recherche pour le Développement



**Soutenu le 8 novembre 2013
à l'université Paris-Diderot**

Devant le jury composé de :

Jean Chorowicz : Professeur à l'Université de Jussieu, PVI	examineur.
Benoit Deffontaines: Professeur à l'ENSG, Marne-la-Vallée	rapporteur.
Emmanuele Gautier: Professeur, CNRS, Meudon-Bellevue	rapporteur.
Derek Karssenberg: Chercheur à l'Université d'Utrecht, Pays-Bas	rapporteur.
Richard Laganier: Professeur à Université Paris Diderot, PVII	rapporteur interne.
Jean-Pierre Peulvast : Professeur émérite à l'Université de Paris-Sorbonne, PIV	président.
Frédérique Seyler : Directeur de Recherche à l'IRD Montpellier	examineur.

Sommaire

Prologue	1
1 Chapitre 1 : vers l'hydrogéomorphométrie	3
1.1 Question de terminologie: hydrogéomorphométrie ou ...	6
1.2 De la morphométrie à la géomorphométrie générale et spécifique	8
1.3 De la géomorphométrie à l'hydrogéomorphométrie	13
1.4 Les MNT en tant que <i>deus ex machina</i> de la (géo)morphométrie	16
1.5 Evolution de la disponibilité des MNT mondiaux	18
1.6 Aperçu sur les outils de traitements hydrogéomorphométriques	28
1.7 Les artefacts des MNT et correction du modèle de drainage	32
2 Chapitre 2 : les méthodes hydrogéomorphométriques	39
2.1 Les méthodes hydrogéomorphométriques	42
2.2 Les fichiers hydrogéomorphométriques dérivés du MNT	42
2.3 Le modèle de drainage et fichiers hydrographiques dérivés	52
2.4 Diagrammes bidimensionnels de fichiers hydrogéomorphométriques	69
2.5 Définition des massifs et des crêtes en fonction du relief inversé	102
2.6 Echelles des formes et résolution du MNT	110
2.7 Hydrogéomorphométrie de bassin et hydrogramme géomorphologique	124
2.8 Autres méthodes d'analyse des objets hydrogéomorphométriques	137
3 Chapitre 3 : exemples d'études hydrogéomorphométriques en Martinique et dans la Caraïbe	145
3.1 Le contexte régional insulaire de la Martinique:	148
3.2 La Martinique en tant que prototype de l'arc volcanique des Petites Antilles:	152
3.3 L'échelles des formes étudiées et MNT utilisés :	157
3.4 Le modelés des bassins versants et érosion :	162
3.5 La question de l'initiation des thalwegs :	191
3.6 Les formes des versants :	208
3.7 La fonction de transfert et hydrogrammes observés :	211
3.8 Comparaison géomorphométrique avec d'autres îles volcaniques :	222
3.9 Hydrogéomorphométrie haute résolution sur le terrain :	236
Conclusion : quelle place pour l'hydrogéomorphométrie?	237
Références	239

Résumé :

Depuis le début des années 80, l'hydrogéomorphométrie procède d'une part de la convergence de besoins en terme de modélisation des relations entre les formes de terrain et les processus hydrologiques, d'autre part de la disponibilité de MNT de plus en plus précis sur l'ensemble de la Terre. Disposant d'un corpus de méthodes et d'outils de traitement, cette approche quantitative du relief ne cesse d'évoluer notamment de par le nouveau paradigme d'analyse que constituent les données LIDAR haute résolution métrique, dont notamment les MNT Litto3D disponible sur la France et les DOM. Cette étude présente quelques exemples d'applications hydrogéomorphométriques sur la Martinique (MNT Litto3D) et sur la Caraïbe (MNT SRTM) dans une perspective de recherche et d'enseignement.

Mot-clés : hydrogéomorphométrie, hydrologie, géomorphologie, Modèle Numérique de Terrain (MNT), modélisation, Martinique, Caraïbe, bassins versants, massifs, fonction de transfert, diagramme bidimensionnel.

Abstract :

Introduction to hydrogeomorphometry :
relationships between landforms and hydrological processes in insular contexts

Fluvial landforms are a dominant characteristic of terrestrial and even some extraterrestrial landscapes. With Digital Elevation Models (DEM) becoming more and more available worldwide since the early eighties, a specific corpus of knowledge alongside tools and methods have been devoted to the study and modeling of hydrologic processes from the topography as depicted by DEM. The present work is a contribution to illustrate such endeavor, especially in the context of the extensive availability of High Resolution LIDAR DEMs that provide a new paradigm for hydrogeomorphometry.

Islands provide an adequate context for the research project as the base level of rivers are all connected to the coast and, therefore, to the general base level of the ocean surface. Furthermore, the availability of the homogenous HR LIDAR DEM "Litto3D" on several islands French Overseas islands including Martinique since 2012, provides a suitable and large set of data on volcanic landforms that are noticeably easier to study in terms of landscape evolution.

A specific set of methods for hydrogeomorphometry are presented in detail. They range from morphological signature of catchment basin to geomorphologic hydrograph, to other applications such as "massif" partitioning and the origination of runoff flow within thalwegs. The robustness of these methods according to the resolution is investigated from 1 to 100 meters at different scales and for different landforms. They are illustrated on a set of catchment basins ranging from few hectares up to 10 km², located on the hill slopes of two recent volcanoes of Montagne Pelée and Pitons du Carbet. The pattern and shape of volcanoes within the Caribbean are also considered from a morpho tectonic point of view within the SRTM DEM and TOPO2 bathymetric data.

The study concludes that hydrogeomorphometry from HR DEM has the potential to be a crucial tool for the calibration of dynamic landscape models, for instance to define the root and evolution of branching river network.

Key-words : hydrogeomorphometry, hydrology, geomorphology, Digital Elevation Model (DEM), modelisation, Martinique, Caribbean, catchments basins, « massifs », transfert fonction, scatter plot.

Prologue :

Chacun porte en soi une conception du monde! C'est par une approche quantitative que j'ai tenté de rendre compte de la multiplicité et de la complexité des formes du relief.

Il y a de cela trente deux années, j'ébauchais des graphes de drainage dérivés de grille d'altitude sur quelques bassins des Alpes de Haute Provence (Depraetere 1981, Figure 1). Je me souviens de la perplexité de mes condisciples et professeurs alors que je m'appliquais à créer ces grilles à partir de carte, en tentant d'établir les lignes d'écoulement en fonction de plus grande pente.

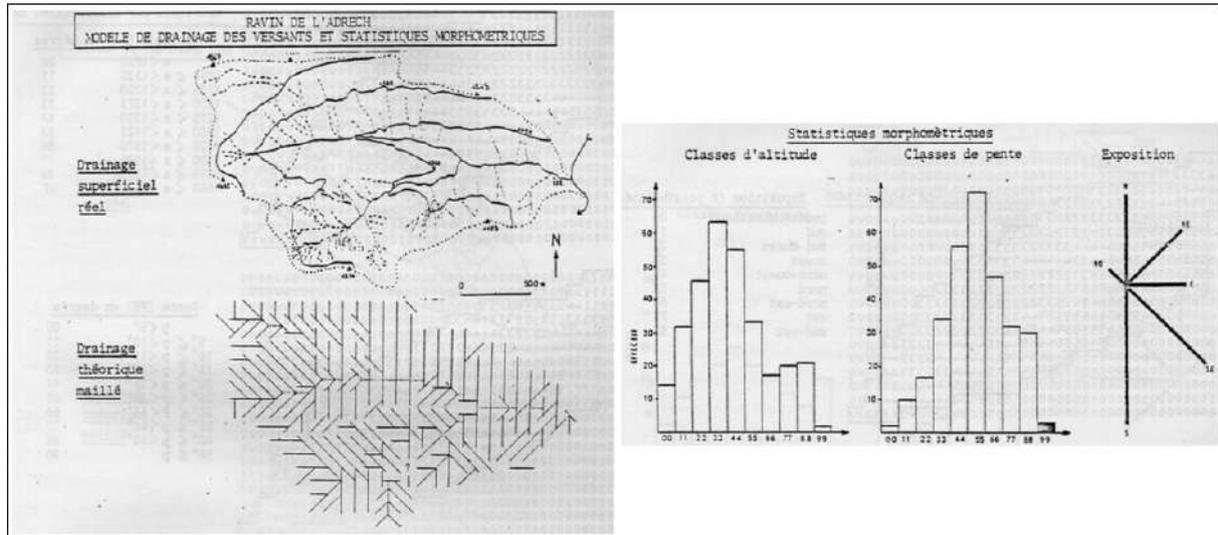


Figure 1: Modèle de drainage dérivé d'un MNT et statistiques morphométriques sur le bassin de l'Adrech dans les Alpes de haute Provence (Depraetere, 1981)

C'est en 1980 que je découvris que les matrices d'altitudes ainsi créées étaient qualifiées de MNT par l'Institut Géographique National (IGN) qui me fit un excellent accueil en la personne de Monsieur Piquet-Pellorce. L'IGN me fournit un MNT sur le bassin du Galabre (Alpes de Haute Provence) sur lequel je pus appliquer le traitement ALPEX (Altitude, Pente, Exposition).

Puis vînt le départ pour l'Afrique du Sud où je travaillais avec le Professeur Roland Schulze de l'Université du Natal sur les applications hydrographiques des MNT produit par l'Ordonnance Survey de Capetown.

Le hasard fit que j'obtins un poste de coopérant technique dans le cadre de mon Volontariat au Service National Actif (VSNA) à l'Université du Zululand, toujours en Afrique du Sud. J'étais responsable de l'Hydrological Research Unit et ma première publication en Anglais fut faite dans le Zululand Geographer : «Geomorphometrical analysis from digital elevation model : a new approach to landforms studies » (Depraetere, 1983). J'en profitais également pour faire une thèse sur les applications hydrologiques des MNT sud-africains (Depraetere, 1984). C'est ainsi que je revins en France en juin 1984, en ayant le vague sentiment d'être hydrogéomorphomètre!

Morphométrie, géomorphométrie, hydrogéomorphométrie sont trois éléments successifs d'une démarche générale mais précisant de plus en plus son objet au fur et à mesure que se développent les méthodes et les outils: quantifier les relations entre les formes de terrain et les

processus hydrologiques. J'ai longtemps hésité à utiliser le terme d'Hydrogéomorphométrie craignant qu'il apparaisse trop complexe. Le mot n'est pas utilisé sur Internet mais il a pour lui l'existence et une utilisation assez large du mot hydrogéomorphologie (1800 occurrences) ou de son équivalent Anglais (4790). Curieusement en tapant ce dernier, le premier site apparu pointe sur un article intitulé « Hydrogeomorphology: overview of an emerging science » (Sidle and Onda, 2004). Je crois donc légitime d'utiliser le terme hydrogéomorphométrie pour qualifier le corpus méthodologique développé autour des questions touchant à la quantification des relations entre les formes de terrain et les processus hydrologiques. Les éléments majeurs de cette évolution seront indiqués en premier lieu avant d'aborder les principes généraux des méthodes hydrogéomorphologiques puis de donner quelques exemples de traitement.

Le présent document tente de donner un aperçu de l'hydrogéomorphométrie à des fins d'enseignement et de recherche. Il n'existe pas à l'heure actuelle de manuel traitant spécifiquement du sujet comme me le fit remarquer Richard Dikau (Université de Bonn, communication personnelle), même si des ouvrages en donne un aperçu assez large à travers des exemples. Ceci constitue un point critique pour son l'enseignement comme suggéré par Jordan (2007):

« Systematic digital terrain analysis is hampered by: (1) the lack of such studies in the literature and (2) the non uniform description and use of relevant digital methods in different fields of Earth Sciences ».

Ce travail ne prétend pas rendre compte de l'ensemble des développements méthodologiques et des acquis scientifiques de la discipline. L'objectif premier est de faire connaître l'expérience personnelle que nous avons acquise dans le domaine après plus de trente années de pratiques et de recherches. Il s'agit tout au plus d'apporter une meilleure connaissance quant à l'utilisation des MNT en géomorphologie et hydrologie. Cette tâche nous apparaît d'autant plus nécessaire que de plus en plus de SIG mettent à disposition de multiples fonctionnalités hydrogéomorphométriques sans que celles-ci soient explicitées. Le présent document se veut donc une esquisse d'un manuel d'hydrogéomorphométrie à l'usage des étudiants et des chercheurs.

Plus d'un s'étonnera qu'en sous-titre je précise que ce travail se focalisera sur les milieux insulaires. Ne faut-il y voir qu'une coquetterie, une robinsonnade intellectuelle venant à propos adoucir la rudesse d'un sujet a priori austère pour le lecteur? Non il ne s'agit pas de l'une de ces tartarinades que la profession tolère. Bien au contraire, tout est île. Considérons un massif montagneux comme la Chartreuse entourée qu'elle se trouve par de profondes et larges plaines sculptées par les glaciers. Evidence orographique, le massif est assimilable à une île ne serait que dans une logique topographique. La phénoménologie insulaire à ceci de particulier qu'elle se révèle d'autant plus évidente lorsqu'elle se manifeste sur de petites surfaces. Comme nous le verrons, la disponibilité de MNT de plus en plus fins ouvrent de nouveaux horizons scientifiques pour l'étude des microformes, micro îles, micro bassins, micro massifs.

Les traitements et les figures présentées dans ce document ont été réalisées essentiellement avec le module LAMONT¹ de la chaîne de production et de traitement de MNT DEMIURGE² et finaliser avec le SIG MapInfo.

¹ LAMONT : Logiciel d'Applications de Modèles Numériques de Terrain.

² DEMIURGE : Digital Elevation Modeling : Integrated Utilities for Raster Geomorphometry.

Chapitre 1 :

Vers l'hydrogéomorphométrie

« On dit souvent qu'il faut expérimenter sans idée préconçue. Cela n'est pas possible ; non seulement ce serait rendre toute expérience stérile, mais on le voudrait qu'on ne le pourrait pas. Chacun porte en soi sa conception du monde dont il ne peut se défaire si aisément. Il faut bien, par exemple, que nous nous servions du langage, et notre langage n'est pétri que d'idées préconçues et ne peut l'être d'autre chose. Seulement ce sont des idées préconçues inconscientes, mille fois plus dangereuses que les autres ».

Henri Poincaré, La science et l'Hypothèse, collection Camps, Flammarion, 1968, 250 p., Page 159

1. Vers l'hydrogéomorphométrie:

1.1 Question de terminologie: hydrogéomorphométrie ou hydrologie géomorphométrique ou géomorphométrie hydrologique?

C'est à escient que la question de la terminologie sera abordée dès l'abord car le terme d'hydrogéomorphométrie peut paraître inutilement complexe voire abstrus. Il ne faut pas attacher aux mots trop d'importance mais plutôt aux concepts et aux méthodes (Popper 1973). Nous connaissons tous les limites des débats terminologiques qui souvent cachent des écoles de pensées plus basées sur la tradition que sur les faits. Toutefois, ce terme permet de définir précisément tous les développements théoriques et méthodologiques qui ont été fait sur la question des relations quantifiables entre les formes de terrain et les processus hydrologiques.

Nous ne refusons pas cependant le débat autour de ce terme en nous contentant ici de le justifier de façon générale, le reste du document devant confirmer sa stature scientifique. Refuser ou simplement ignorer ce débat serait exposé le terme d'hydrogéomorphométrie à une marginalisation qu'il ne mérite pas et que rien ne justifie. La première remarque tient évidemment à la complexité du mot qui ne contient pas moins que quatre racines. On peut y voir là un signe de transdisciplinarité comme d'autres y verrons au contraire une confusion bien inutile. Sans entrer dans un débat épistémologique autant que terminologique, notre parti pris sera de suggérer qu'un corpus de concepts, de méthodes et d'outils suffisamment circonscrit à un objet d'étude se doit d'avoir un qualificatif général.

Considérons d'abord le terme geomorphométrie qui a maintenant pignon sur rue et ... place sur Internet. La démarche de Richard Pike (2000) dans un article intitulé «*Geomorphometry -diversity in quantitative surface analysis*» affirme sans ambages le caractère composite de la discipline :

"An amalgam of earth science, mathematics, engineering and computer science, the discipline has been revolutionized by the computer manipulation of gridded terrain heights, or digital elevation models. Its rapid expansion continues." (Pike 2000)

La geomorphométrie ainsi définie en tant « qu'amalgame de quatre disciplines manipulant des grilles de données d'altitudes à l'aide d'ordinateur », a de quoi inquiéter les plus modérés partisan d'une définition formelle de la discipline. Nous sommes loin de la géomorphométrie de Evans (1973,1980) et plus modestement de Depraetere (1984) qui cherchait à se montrer plus exigeante sur son objet et ses méthodes.

Et pourtant, cela marche... Outre-Atlantique! Le même Richard Pike a produit une étude intéressante et complète de la géomorphométrie en 2002 (Pike, 2002). Notamment, il présente une analyse détaillée de la fréquence d'utilisation du terme « geomorphometry » et de ses équivalents sur internet (Tableau 1):

Tableau 1 : Classement des descripteurs (« descriptors ») Anglo-américains pour la quantification des surfaces établi à partir de mots clés sur la Toile (d'après Pike 2002).

Index of hits	Search Word(s)
100	Surface Modeling**
72	Surface Topography
57	Morphometry
53	Terrain Modeling**
40	Terrain Analysis
24	Surface Rendering
18	Digital Terrain Modeling**
14	Terrain Rendering
11	Topographic(al) Analysis**
6	Surface Metrology
3,5	Geomorphometry
2,4	Digital Elevation Modeling**
2,3	Digital Terrain Analysis
1,6	Quantitative Geomorphology
1,2	Landform Modeling**

*using the exact-phrase option in the Google search engine, 23 September 2002; Index for each term is number of hits / number of hits (28,100) on 'surface modeling' × 100

**includes the British spellings '... Modelling' and 'Topographical ...'

Entre autres commentaires portant sur les terminologies propres aux disciplines concernées, à l'aspect plus ou quantitatif de l'étude et bien évidemment de l'époque³, il note que le terme « surface modeling » servant de référence est trente fois plus fréquent que « geomorphometry ». Sans doute, faut-il y voir pour partie le fait que le terme « surface » sans l'adjectif topographique n'est pas assez restrictif et donc inclut des domaines n'ayant pas de rapport avec l'objet d'étude. Une autre raison tient à ce que les principaux praticiens sont américains. Or l'habitude de nos collègues d'Outre-Atlantique, contrairement à ceux d'outre-Manche, les portent à utiliser des termes descriptifs usuels (i.e. surface modelling) plutôt que de créer des néologismes dérivés de racines grecs ou latines comme cela reste la tradition en Europe (i.e. Geomorphometry du chercheur anglais Evans)

Le tableau 2 reprend le principe de l'étude ci-dessus en effectuant une comparaison entre les terminologies anglo-saxonne et française. Pour éviter autant que possible les différences linguistiques, le terme de référence sera morphométrie/morphometry. En effet, l'expression « modélisation de surface » est peu fréquente en Français (Index%(F)=0,7) comparé à son équivalent Américain (Index%(F)=34,4). A l'exception de ce dernier, les autres termes Français ont un Indice% (F) de 2 à 3 fois inférieur, ce qui pourrait indiquer une moindre utilisation des méthodes géomorphométriques à partir de MNT dans le monde francophone. De même, il faut noter la plus faible proportion du terme « géomorphométrie », de l'expression « modèle numérique de terrain » ou des abréviations MNT ou MNE par rapport au terme plus ancien et plus général de « morphométrie » comparés aux résultats pour le monde anglophone.

Faut-il y voir un retard de ce côté-ci de l'Atlantique ou bien au contraire l'interpréter comme une réserve de bon aloi dans l'adoption trop facile d'un nouveau terme venu dans les Sciences de la Terre? Il faut tenir pour acquis que la recherche francophone hormis quelques démarches individuelles isolées est restée en retrait dans le domaine de l'exploitation des MNT.

³ Pas de « Digital Elevation Model » avant 1975 !

Plus spécifiquement sur le volet «hydro» de la géomorphométrie, il est notoire que les applications hydrologiques ont été un domaine privilégié qui a permis de faire connaître les MNT à d'autres disciplines moins enclines à avoir une approche quantitative. A travers quelques applications scientifiques emblématiques⁴ et le développement d'outils et d'approches novatrices, c'est l'hydrologie qui a le plus contribué à ce que la géomorphométrie ne soit pas qu'une simple géométrisation et quantification des formes de terrain. A ce titre, l'hydrogéomorphométrie apparaît comme un corpus scientifique déjà riche capable de jouer un rôle notable dans la fusion en cours des sciences de l'environnement.

Tableau 2 : Comparaison de quelques termes et expressions faisant référence à la géomorphométrie/geomorphometry sur la toile (www)

<i>Termes anglo-américains* (A)</i>	<i>fréquence</i>	<i>Indice% (A)</i>	<i>Termes Français* (F)</i>	<i>Indice% (F)</i>
<i>Morphometry</i>	579000	100,0	<i>Morphométrie</i>	100,0
<i>Surface modeling**</i>	199200	34,4	<i>Modélisation de surface</i>	0,7
<i>Geomorphometry</i>	6700	1,2	<i>Géomorphométrie</i>	0,4
<i>Digital Elevation Model</i>	681000	117,6	<i>Modèle numérique de terrain</i>	47,2
<i>Digital Elevation Modeling**</i>	3500	0,6	<i>Modélisation numérique du terrain</i>	0,1
<i>DEM+ (Elevation)</i>	1990000	343,7	<i>MNT***+ (Terrain)****</i>	181,0
<i>DTM+ (Terrain)</i>	323000	55,8	<i>MNA*** + (Altitude)****</i>	18,8

* le terme dans sa globalité a été utilisé avec le moteur de recherche Google, 28 Octobre 2008

L'Indice est la fréquence relative en % par rapport au terme morphométrie/morphometry

**inclut les variantes orthographiques américaines et anglaises

*** MNT vs. MNA : les MNT représentent les altitudes du sol, les MNA celles du sursol (également MNE pour elevation)

**** Afin d'éviter la confusion avec d'autres sigles le terme entre parenthèse a été ajouté.

1.2 De la morphométrie à la géomorphométrie générale et spécifique :

La quantification du relief et des formes qui le composent n'est pas chose nouvelle. Elle est sans doute aussi ancienne que la géomorphologie que ce soit à des fins cartographique, technique ou scientifique. L'usage fut de qualifier cette démarche de « morphométrie » qui resta cependant marginale dans la pratique essentiellement naturaliste et cartographique. La géomorphologie en tant que science étudiant les rapports entre le relief de la Terre et les processus morphogéniques procède à une quantification plus ou moins explicite, plus ou moins élaborée des caractéristiques des formes de terrain en tant qu'élément de diagnostic. Toutefois, on note, tout particulièrement dans la géomorphologie française, une tendance à considérer cette démarche comme accessoire et marginale par rapport au corpus méthodologique de la discipline. On peut y voir des causes historiques en particulier le rattachement de la géomorphologie à la Géographie elle-même rattachée à l'Histoire au sein des facultés des lettres et donc coupée des sciences de la nature (Tricart, 1962).

Le terme de géomorphométrie semble avoir été employé pour la première fois par Tricart en 1947 sans que cela puisse être considéré comme un acte de naissance. Dans les années 30, la théorie du cycle d'érosion davisien par exemple trouvait une expression toute géomorphométrique en utilisant « l'intégrale hypsométrique ». De même, la morphométrie de Horton (1945) bien que conçue en dehors d'une perspective géomorphologique n'a fait que formaliser des lois implicitement connues sur une base non quantitative. Il est probable que

⁴ Travaux de Keith Beven et de Rodríguez-Iturbe notamment

ces idées ont été influencées par des travaux antérieurs dont celui de Belgrand en 1872 qui proposait dans le cadre d'une étude hydrologique sur la Seine d'utiliser un indice « hydro-géomorphométrique » faisant le rapport entre le nombre de cours d'eau et la superficie des bassins (Belgrand 1872).

En France, Péguy dans les Alpes (1942), Taillefer dans les Pyrénées (1948), Loup dans le Valais (1963), Merlin en Afrique du Nord (1966), Mercier dans les Vosges (1976) présentèrent des résultats sur la base de leur terrain d'étude. Des études ou essais méthodologiques plus généraux ont été tentés : Tricart (1947), Merlin (1965), Le Carpentier (1974). Il est indiscutable qu'ils furent peu suivis, laissant sans doute sceptiques leurs contemporains sur l'intérêt de cette approche, soit du fait de l'ampleur des mesures manuelles devant être faites à partir de cartes, soit par les moyens techniques nécessaires. A cet égard, les réserves que Baulig affirmait en 1957 sont représentatives de l'esprit de l'époque : « la géomorphométrie n'a guère aidé jusqu'alors à la compréhension des formes et des processus ».

Il faut à nouveau se reporter à Tricart pour formaliser les relations étroites entre l'approche quantitative du relief et les processus hydrologiques puisqu'il leur consacre un chapitre intitulé « morphométrie et hydrologie » dans son ouvrage « l'épiderme de la terre : esquisse d'une géomorphologie appliquée » (Tricart 1962, p.49). Ce dernier évoque alors la « complexité de la nature » et se fait l'apologue de la morphométrie pour relever le défi :

« La méthode analytique est en défaut par suite de la trop grande complexité des phénomènes dans la nature. C'est là que les méthodes morphométriques, fondées sur l'analyse statistique du relief, peuvent intervenir » (Tricart 1962, p.50).

Bien que le terme hydrogéomorphométrie ne soit pas utilisé, elle est donc clairement identifiée comme un moyen de mieux évoquer les synergies évidentes entre l'hydrologie et la géomorphologie.

A la fin des années cinquante, la grande évolution technique, numérique et méthodologique de la (géo)morphométrie reste encore à venir même si quelques articles tentent de signaler qu'elle est en marche, notamment celui de Miller et Laflamme « The digital terrain model » (1958). C'est dans les années 60 que sont constitués de larges grilles de données altimétriques ainsi que des programmes de traitement *ad hoc* notamment pour des applications militaires. Diverses réflexions méthodologiques générales sont proposées dont celles de Doornkamp et King (1971) et Krcho (1973). Il faut attendre 1972 pour que Ian Evans pose les fondements des principes généraux de la « géomorphométrie générale ». Sa démarche s'inscrit dans un souci de formaliser une méthodologie à la fois simple, générique et opérationnelle:

"Le géomorphologue peut analyser la surface topographique comme il le ferait pour toute surface continue et rugueuse (rough dans le texte) dont on aurait relevé un échantillon de points. Une telle géomorphométrie "générale" permet d'éviter complètement les problèmes relatifs à la définition des formes et de leurs limites. La subjectivité ainsi que la variabilité en fonction de l'opérateur sont ainsi fortement réduites sans pour autant être totalement éliminées. Les problèmes majeurs liés à la méthode procèdent de la sensibilité des résultats au regard de la résolution et de la structure de l'échantillon de points de mesures originels." (Evans 1972, traduction CD)

Parlant de résolution et de structure de l'échantillonnage de point de la surface, Evans fait implicitement référence à une structure de type grille d'altitudes échantillonnant de façon homogène et continue le relief : le Modèle Numérique de Terrain (MNT). Les autres types d'échantillonnage ou de représentation de la topographie, qu'il s'agisse de semis de points

(réseau géodésique, Triangular Irregular Network TIN, ...) ou d'isohypses (cartes topographique) ne satisfont pas ce critère d'homogénéité de l'information altimétrique. Le calcul des propriétés géomorphométriques est plus complexe sur ces types de données. De plus, du fait de l'inhomogénéité de l'information topographique, il est plus difficile d'en faire une analyse statistique, les mesures locales faisant référence à des surfaces variables. Dans la pratique, ce sont donc les MNT qui seront adoptés comme « modèles » appropriés pour les mesures géomorphométriques, la densité d'information dépendant de l'espacement entre les points de la grille. Outre la résolution spatiale du MNT, il faut tenir compte de la précision des altitudes dont va dépendre celle des mesures géomorphométriques dérivées de la surface. La mesure des propriétés dans un voisinage local ($n \times n$ pixels) fera référence à des surfaces semblables, ce qui est satisfaisant d'un point de vue statistique.

Une des contributions majeures de la Géomorphométrie générale à partir de MNT fut de définir les mesures permettant de caractériser les formes de terrain, en particulier les courbures de type « profile convexity » et « plan convexity ». Ces termes ont été traduits en français par « convexité verticale » et « convexité horizontale » (Depraetere, 1984), puis en Allemand « verticale Krümmung » et « horizontale Krümmung ». En effet, la convexité verticale fait référence à la courbure de la ligne de plus grande pente ou ligne de gradient ($\max \Delta z$) alors que la convexité horizontale reflète la courbure des lignes de niveau ($\Delta z=0$) :

"Une description pertinente des formes de terrain est donnée par les altitudes et les propriétés locales des dérivées de la surface, soit la pente et la convexité (courbure). Chaque dérivée est une expression vectorielle que l'on peut décomposer en composantes verticale et horizontale. La "pente", qui est la dérivée première de la surface, inclut en fait la pente proprement dite (gradient d'altitude le long de la ligne de plus grande pente) et l'orientation (direction de la ligne de plus grande pente). La dérivée seconde mesure le gradient de pente soit une courbure et est également décomposée en ses composantes verticale, la convexité verticale (« profile convexity »), et horizontale, la convexité horizontale (« plan convexity »). La convexité verticale mesure le gradient de pente le long de la ligne de plus grande pente. La convexité horizontale rend compte du gradient d'orientation le long d'une ligne de niveau." (adapté de Evans, 1981)

Il en résulte une dichotomie convexe/concave appliquée aux lignes de niveau et aux lignes de gradient qui peut être mis en rapport direct avec les caractéristiques d'accélération/divergence qui vont influencer les propriétés des processus morphogéniques de surface. Ces deux mesures de convexité appliquées aux lignes de gradient et de niveau apparaissent comme des descripteurs génériques des surfaces topographiques (Figure 2A). L'approche hydrogéomorphométrique à partir de MNT rend possible une étude détaillée des relations entre ces deux convexités et de les mettre en relation avec les formes de vallée, de versant et d'interfluve (Figure 2B). Ces mesures de courbures sont des marqueurs géomorphologiques complémentaires liés à la structure géologique tout autant qu'aux processus, notamment hydrologiques. Ces points seront développés et illustrés dans ce document.

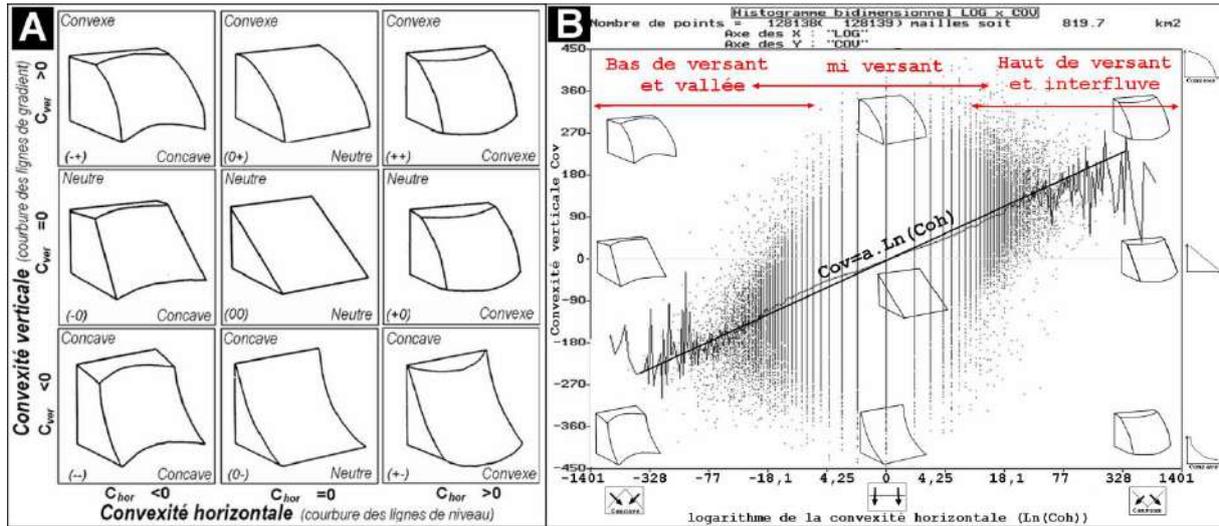


Figure 2 : A./ Principaux types de forme de terrain issus de combinaisons élémentaires de convexités horizontale et verticale (adapté de Ruhe 1975).

B./ Relations statistiques entre les deux types de convexités établies à partir d'un MNT

D'autres mesures et classifications seront proposées dont celle de Peucker et Douglas (1975). Depraetere (1984) proposent des classifications permettant la localisation de points et de lignes caractéristiques de la surface (sommets, cols, crêtes, talwegs ...); Le Carpentier (1974, 1979), Steyn (1976) et Collins (1979) pour les calculs géomorphométriques à partir de grille d'altitude; Dufour et Abgrall (1983), Dufour (1984) conçoivent des mesures de courbure rendant compte de la rugosité de la surface notamment la courbure moyenne quadratique.

Ces mesures et classifications ont été développées dans des outils informatiques mise à disposition de la communauté scientifique (Evans 1980, Guth 1987, Depraetere 1989) puis intégrées dans des logiciels gratuits ou commerciaux tels TOPOGRAPHY (1982), IDRISI, GRASS et ArcInfo.

De façon complémentaire, il a fallu développer ce que le même Evans qualifie de « géomorphométrie spécifique » qui suppose une définition a priori des formes à étudier, quitte à leurs appliquer ultérieurement les mesures et classifications que permet la géomorphométrie générale. En effet, les surfaces topographiques ne sont pas des surfaces abstraites quelconques auxquelles seraient appliquées empiriquement les propriétés de fonctions mathématiques aussi sophistiquées soient-elles. Toute forme de terrain procède d'une double contrainte:

- une contrainte structurale : certains éléments de la surface peuvent être l'expression directe des structures géologiques. Elles sont alors qualifiées de formes structurales. Une planèze sur un édifice volcanique, par exemple, rend compte de la forme originelle du volcan. La structure s'exprime plus volontiers sur les crêtes et les interfluves qui constituent « l'empreinte en relief » d'un ensemble de massifs topographiques.
- une contrainte liée aux processus de surface et de sub surface en particulier hydrologiques : les surfaces sont également façonnées par les processus morphogéniques qui les affectent. Le principal agent est l'eau qui est responsable du modelé fluvial. Un réseau de talweg se déploie sur la surface comme le font des nervures sur une feuille. Cette propriété des surfaces émergées est d'autant plus

notable qu'elle s'observe depuis l'échelle des continents jusqu'à celle d'un versant, voire du simple talus. Des exceptions notables existent à cette "logique hydrologique" de la surface : zone karstique bien sûr, mais aussi les zones désertiques, glacières et périglaciaires. A l'inverse de la contrainte structurale, c'est dans les fonds de vallée et le long des talwegs que se manifeste la contrainte hydrologique. Il s'agit de « l'empreinte en creux » d'un ensemble de bassins versants topographiques.

La géomorphométrie spécifique nécessite donc la définition et la délimitation d'objets géographiques dont les propriétés et la genèse sont connues: cirques glaciaires, drumlins, karst, cône de déjection, terrasses alluviales ... Elle permet une connaissance explicite des formes étudiées mais a l'inconvénient d'introduire de la subjectivité dans la démarche lors de la délimitation des objets géographiques. Les deux approches générale et spécifique sont largement reconnues bien que dans la pratique elles tendent à se compléter de façon dialectique, les résultats de l'une permettant de mieux définir l'autre. Cette imbrication des deux approches géomorphométriques est particulièrement sensible pour les formes dont la définition n'est que topographique sans référence à un contexte morpho structural ou climatique : crêtes et talwegs, bassins versants et massifs, plaines et plateau. Il en résulte souvent des méthodes de classification dites supervisées ou semi-automatiques.

Avant de conclure, il nous paraît utile de revenir sur la dichotomie entre l'empreinte en relief dominée par la structure et l'empreinte en creux davantage liée aux processus hydrologiques. Cette dichotomie peut être mise en parallèle avec d'autres : amont/aval, érosion/déposition, écoulement diffus/écoulement concentré, convexe/concave, divergence/convergence, massif/bassin, etc. Comme nous le développerons par la suite, la plupart des surfaces topographiques terrestres ne sont pas « inversibles » en ce sens que les deux empreintes ne sont pas semblables en termes d'organisation des formes autour des points hauts (sommets, crêtes) et des lignes de point bas (dépressions, talwegs). En effet, les sommets et les crêtes ne sont pas les équivalents des dépressions et des talwegs dans le relief inversé ou « anti-relief ». Les crêtes qui correspondent peu ou prou à des interfluves convergent vers les sommets au sein de massifs (principe de la « montée maximale »). Du fait de l'exoréisme de la plupart des paysages terrestres, les talwegs ne convergent pas vers des dépressions mais vers des exutoires au sein de bassins versants (principe hydrologique de la « descente maximale »). Ainsi, les surfaces topographiques présentent une double signature morphologique reflétant les deux empreintes que l'on pourrait également qualifier de géologique (géodynamique interne) et d'hydrologique (géodynamique externe). La recherche des signatures morphologiques notamment celles liées aux processus hydrologiques est au cœur de la démarche hydrogéomorphométrique. Ces signatures incluent à la fois l'importance des reliefs mais plus encore le modelé des formes et l'organisation du tracé des talwegs et des formes de versant.

Ce chapitre a permis d'esquisser l'évolution de la géomorphométrie *sensu stricto* à partir de la morphométrie. Pour plus de détail, on se reportera à la synthèse faite par Pike (2002). Parallèlement, le développement de la géomorphométrie, de par le foisonnement méthodologique mais aussi théorique dont elle a été l'objet, a fortement contribué à la modélisation du fonctionnement des bassins versants et à la compréhension des relations entre les formes de terrain et les processus hydrologiques.

Il faut également noter un second intérêt de la géomorphométrie comme nous avons tenté de le faire dans ce qui précède. La démarche impose une réflexion théorique sur les dispositifs topographiques. Cet effort d'abstraction par rapport à un contexte morpho structural et morpho climatique précis induit la formalisation des propriétés génériques des formes du relief terrestre, notamment par rapport à la prééminence des processus

hydrologiques. Ainsi, la démarche devrait permettre à la géomorphologie de reconsidérer les fondements de la discipline et de son enseignement car elle propose *de facto* une base théorique pour aborder les différentes branches de la géomorphologie qu'elle soit dynamique, structurale ou génétique.

1.3 De la géomorphométrie à l'hydrogéomorphométrie :

L'hydrogéomorphométrie procède du calcul des lignes de plus grande pente (ou lignes de gradient ou encore « descente maximale ») à partir du champ d'altitude. Dans la pratique, cela revient à établir un graphe de drainage de la surface à partir d'un MNT suffisamment dense et précis pour refléter les systèmes de pente. Sur l'exemple de la figure 3, le drainage est déterminé en fonction de la ligne de plus grande pente à une échelle hectométrique (résolution μ du MNT) sur un bassin dont le calibre des vallées λ_v est kilométrique. Il est utile de réfléchir sur le rapport entre ces deux grandeurs.

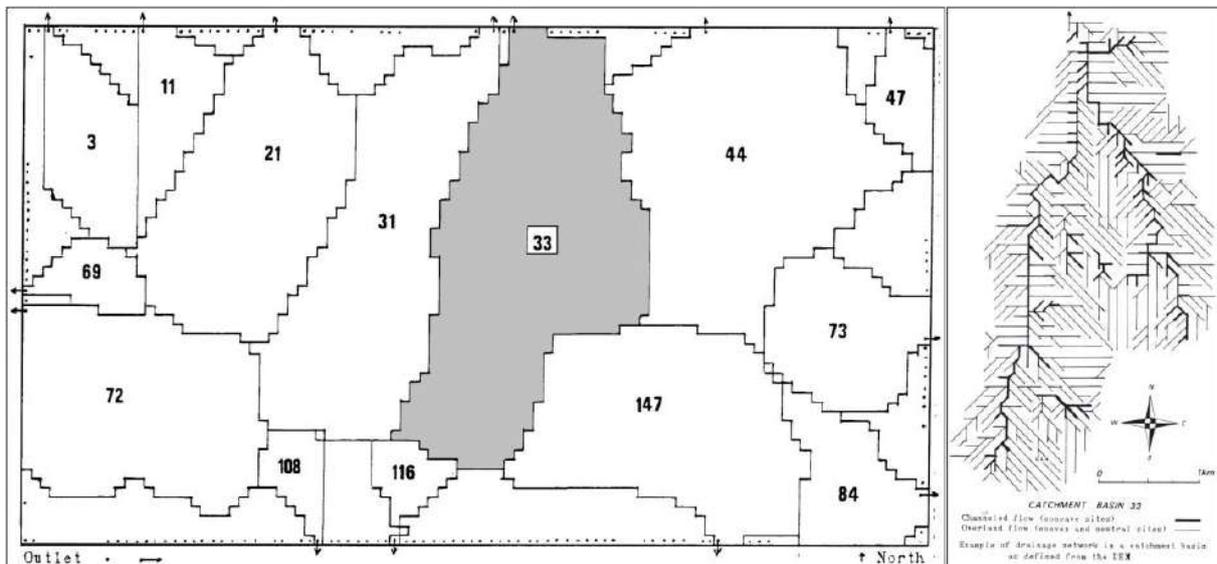


Figure 3 : Graphe de drainage dérivé d'un MNT et partitionnement en bassins versants en tant qu'élément de base de l'hydrogéomorphométrie. MNT de résolution 100 mètres sur la région du Swartkop dans les Midlands du Natal, Afrique du Sud (Depraetere 1982).

Dans une région où le modelé fluvial est dominant, la résolution spatiale μ doit être inférieure à la largeur moyenne des vallées λ_v et au moins égale à la longueur des versants (L_{versant}), soit $\mu < L_{\text{versant}} \approx \frac{1}{2} \lambda_v$. La précision suppose que l'erreur moyenne ε_z par rapport aux altitudes réelles Z_r (altitude connue $Z = Z_r \pm \varepsilon_z$) est inférieure au commandement des versants H_{versant} équivalent à la dénivelée entre les crêtes et les talwegs, soit $\varepsilon_z < \frac{1}{2} H_{\text{versant}}$. Les caractéristiques μ et ε_z du MNT sont déterminantes pour des systèmes de pente qui incluent à la fois les déclivités sur versants et le long des talwegs, les premiers se raccordant aux seconds pour former les unités hydrologiques fonctionnelles que sont les bassins versants. La notion de MNT satisfaisant pour l'hydrologie dépend également de l'échelle des formes hydrologiques majeures constituant un paysage, notamment les vallées et les interfluvies. De façon générale, les modelés fluviaux se caractérisent pas un espacement kilométrique

($\lambda_v \approx 1\text{km}$) et un commandement décamétriques ou hectométriques ($n.10\text{ m} < H_{\text{versant}} < n.100\text{m}$), soit des pentes de versant l'ordre de 2% à 50%.

Ainsi, les MNT de résolution hectométrique et de précision infra décamétrique qui correspondent *de facto* à un produit standard tant à l'échelle mondiale (type MNT SRTM) qu'au niveau national (IGN en France, USGS aux Etats-Unis) sont exploitables hydrogéomorphométriquement. En revanche, d'autres familles de MNT notamment certains produits kilométriques ou infra kilométriques américain (GTOPO30 30'' d'arc) ou russes (SKIMPEX 15'' ou 30'' d'arc) constituent des cas limites ou s'avèrent insuffisants pour permettre une telle exploitation (Depraetere et Coste 1999, Depraetere 2000). Certains contextes morfo structuraux ou climatiques générant des formes de modelé plus fin (i.e. badlands, roubines) ou plus ample (i.e. glacis en zone semi-désertique) apparaissent comme des exceptions échappant à cette règle. Enfin, les zones de relief peu marqué de type plaine ou vallée alluviale avec chenaux divaguant ne sont pas couvertes pas des MNT suffisamment précis en altitude pour permettre une juste approximation des longueurs et des pentes d'écoulement. C'est notamment le cas des MNT SRTM 3'' d'arc qui ne peuvent être considérés comme hydrologiquement exploitables lorsque la pente d'ensemble est inférieure à 6% (Depraetere et Riazanoff, 2004).

Le caractère transdisciplinaire associant l'hydrologie à la géomorphologie fait que les hydrologues et les problématiques qui leurs sont familières ont été l'élément moteur de l'évolution de l'hydrogéomorphométrie, dont on peut situer la naissance à la charnière des années 70 et 80 : Beven et Kirkby (1979) pour l'estimation des aires contributives dans les bassins versants, Rodriguez-Iturbe (1979) pour le concept d'hydrogramme geomorphologique, Seyhan et Keet (1981) en modélisation multivariée, O'Loughlin (1986) liant une étude fine de la topographie avec les zones de saturation, Tarboton (1988, 1993) pour la structure fractale des rivières. En France, on peut citer quelques pionniers notamment Moniod en hydrologie (1983), Chorowicz et Riazanoff en traitement d'image (1992), Puech en télédétection appliquée à l'hydrologie (1993, 2000 et 2004), Mérot en agro-hydrologie (1988), Moussa en hydrologie (1991). J'eus pour ma part la chance de travailler avec Frédéric Moniod sur le développement de méthodes d'estimation des hydrogrammes géomorphologiques à partir de MNT; la méthode TOPASE (Depraetere et Moniod 1991) et la méthode FTM (Serrat, Depraetere et Moniod 1995, Onibon H., Depraetere C., 1999).

Il faut insister sur le rôle clé que tiennent les formes de relief et les processus hydrologiques qui les façonnent dans les paysages terrestres, voire extraterrestres. Comme suggéré par la géomorphométrie générale, la topographie peut être assimilée à une surface délimitant l'interface lithosphère/atmosphère même si elle se compose *in fine* d'un patchwork de formes élémentaires qui sont l'objet de la géomorphométrie spécifique. De par sa position, cette enveloppe qui est le "support" du paysage, son squelette en somme, acquiert des caractéristiques qui sont l'aboutissement dans le long terme de l'interaction des forces endogène (tectonique) et exogène (climat). Ces phénomènes dynamiques en constante interaction trouvent leur expression dans les formes du relief à des échelles de temps et d'espace fort différentes. On passe de l'échelle de millions d'années pour une orogénèse affectant une surface de plusieurs millions de km², à celle de la minute et de l'hectare pour un glissement de terrain affectant un versant. Le relief est donc le résultat d'une longue et complexe évolution établie à partir d'un état initial qui ne peut être connu, sauf dans le cas des reliefs volcaniques. Le paysage tel que nous le voyons doit être conçu comme un système puisque les éléments qui le constituent ne procèdent pas de rapports de causalité simple mais d'interactions complexes à différentes échelles et donc à différents pas de temps. Le concept d'équilibre dynamique est né de l'impossibilité de dissocier les formes de terrain des processus systèmes morphogéniques (Figure 3).

En hydrogéomorphologie, rivières et talwegs apparaissent indissociables. Il serait vain de rechercher la cause première de leur localisation (sauf encore une fois en contexte volcanique): est-ce la vallée qui détermine le chemin de rivière ou l'inverse? Dans le même ordre d'idée, il serait souhaitable d'ajouter à la notion de profil d'équilibre d'une rivière l'adjectif dynamique : à tout moment les forces endogènes et exogènes ou les autres facteurs en jeu au sein du paysage peuvent voir leurs caractéristiques changées, ce qui ne manquera pas de modifier l'évolution en cours du système. En fait, il s'agit plutôt d'un « déséquilibre » dynamique permanent où interfèrent la tectonique, les mouvements isostatiques et eustatiques, les changements climatiques et leurs implications morphogéniques enfin les bouleversements qu'impliquent les activités humaines.

Les bassins versants, les talwegs et rivières sont les empreintes hydrologiques du paysage et dépendent de l'évolution des niveaux de base au niveau global, régional et local (Figure 4), le cas d'une île considérée globale étant un des plus simple. L'ensemble constitue un système emboîté et hiérarchisé qui est au cœur de la pratique hydrogéomorphométrique notamment dans la modélisation hydrologique distribuée. Ainsi, les attendus de l'hydrogéomorphométrie sont de fournir les méthodes permettant de spatialiser les objets hydrologiques (versants, bassins, réseau hydrographique ...) mais aussi les paramètres morphologiques et hydrodynamiques contrôlant les fonctions de production (quantité) et de transfert (vitesse de déplacement) des écoulements au sein des arborescences de sous-bassins et de chenaux.

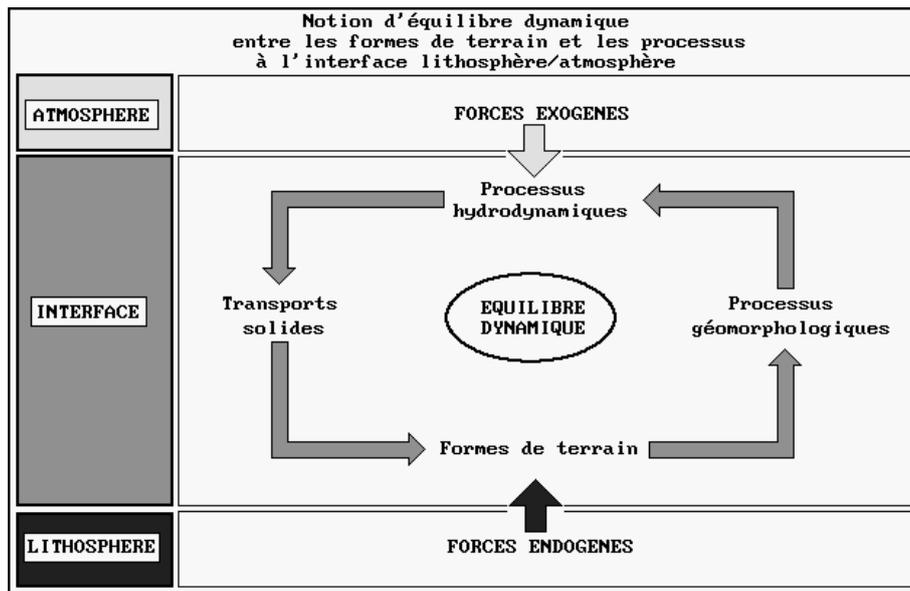


Figure 4: Notion d'équilibre dynamique entre les formes de terrain et processus

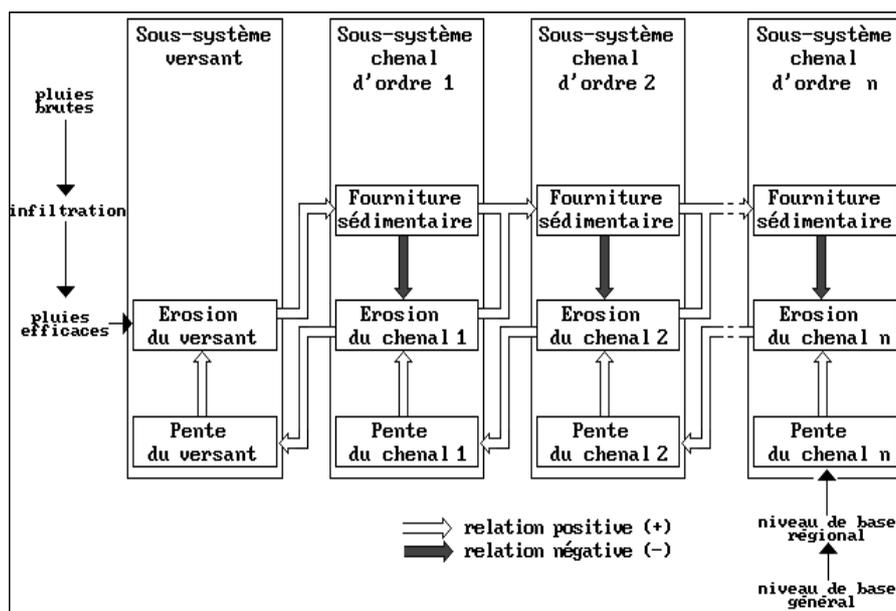


Figure 5 : Ensemble de sous-systèmes hiérarchisés de versant, de chenaux et de bassins contrôlés par des processus rétroactifs et des changements de niveau de base (d'après Petts et Bravard, 1993)

1.4 Les MNT en tant que *deus ex machina* de la (géo)morphométrie:

Quel que soit le degré de sophistication des méthodes hydrogéomorphométriques, le résultat dépend de la qualité de la donnée topographique de base, notamment des MNT (altitude du sol) ou des MNE (altitude du sursol) utilisés. Cette remarque pour évidente qu'elle soit, mérite pourtant pleine attention tant est grand le risque d'attribuer un résultat insatisfaisant à un défaut de méthode plutôt qu'à l'inadéquation du MNT au regard de l'objectif hydrologique visé. Cette question de la « qualité hydrologique » des MNT est fondamentale (cf. Puech, 2004). En dépit de sa grande simplicité, le MNT qui n'est qu'une matrice d'altitudes relevés aux nœuds d'une maille régulière, recèle cependant divers défauts (ou artefacts) qui sont propres à son mode de production et à ses spécifications (Figure 6).

L'utilisation de MNT à des fins hydrologiques suppose donc une connaissance précise de leurs filières de production et des types d'artefacts qui en résultent. Ces derniers diffèrent d'une filière à l'autre et la qualité des traitements hydrogéomorphométriques en dépend. Ce point sera repris ultérieurement afin qu'il soit clairement présent à l'esprit des utilisateurs de MNT.

Le point fondamental à retenir est que pour les applications nécessitant le calcul des gradients de pente, des directions de drainage et de courbures de terrain, l'erreur relative sur les altitudes est bien plus importante que l'erreur sur les altitudes absolues (figure 7). En conséquence, les indicateurs classiques du type RMSE ne présagent en rien de la qualification d'un MNT pour nos applications. Quant bien même un MNT serait parfait au sens de la RMSE⁵, la modélisation hydrologique de la surface n'en serait pas pour autant indemne d'incohérente puisque ce MNT pourrait comporter des dépressions parasites (*spurious pits*) le long des talwegs.

⁵ RMSE=0, c'est-à-dire que toutes les altitudes des points de la grille seraient rigoureusement égales à celle de la surface topographique en ce point.

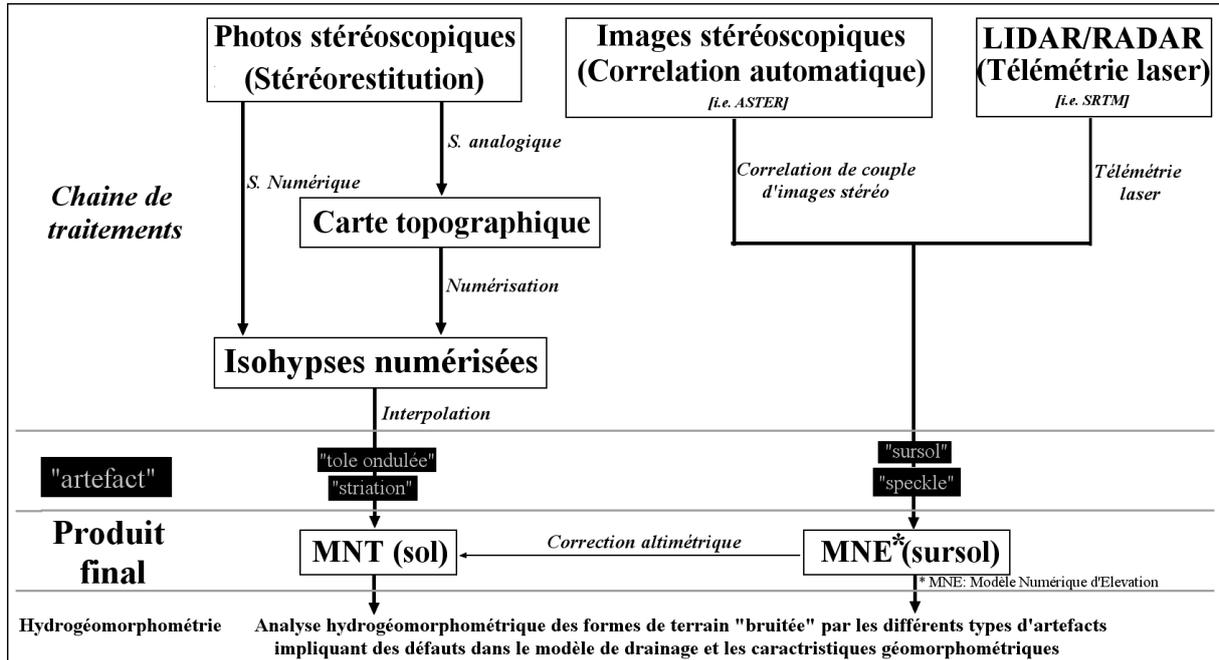


Figure 6 : Filières de production de MNT

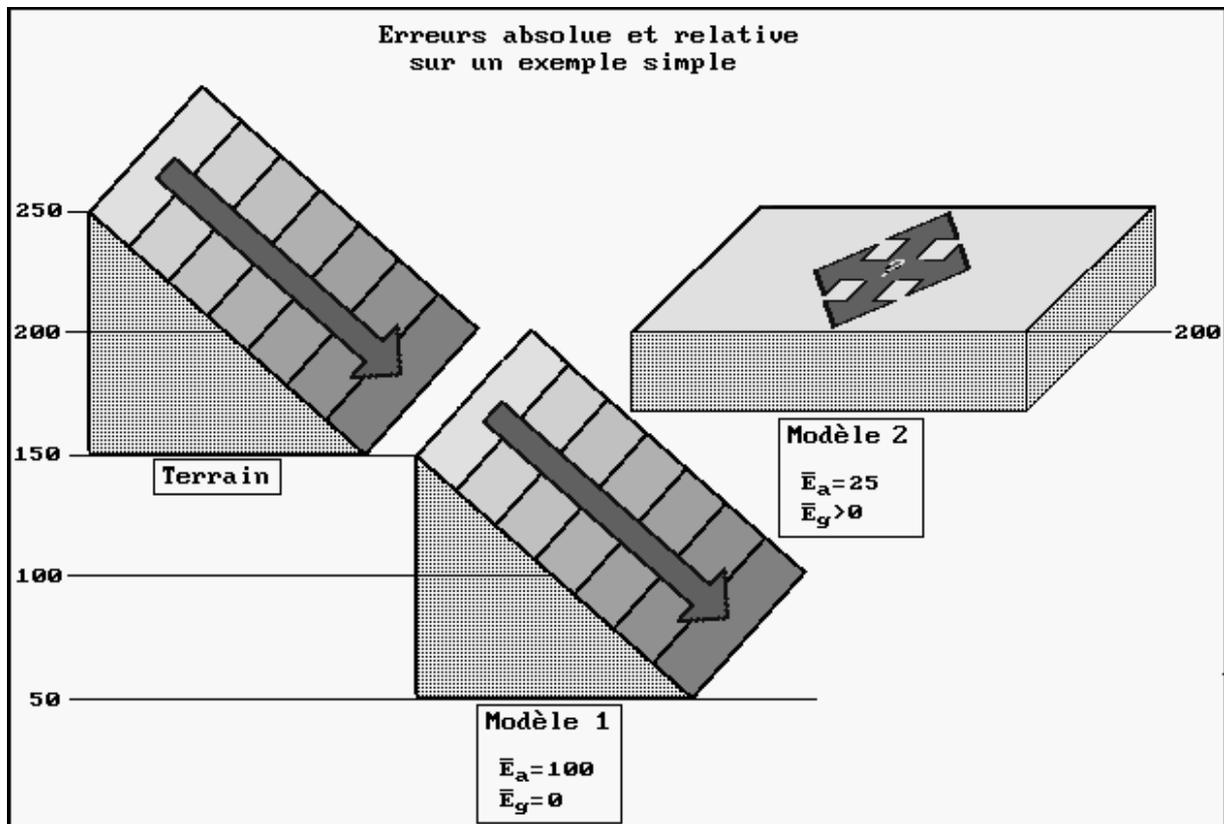


Figure 7: erreur absolue et erreur relative sur un exemple simple

1.5 Evolution de la disponibilité des MNT mondiaux :

Cette analyse nous amène à donner un aperçu rapide de l'évolution des MNT depuis les années 1960 jusqu'à nos jours, en insistant particulièrement sur les MNT mondiaux. Il est en effet patent que le développement des applications de l'hydrogéomorphométrie notamment dans les pays du sud dépend des données couvrant l'ensemble du monde délivrées pour l'essentiel par diverses agences américaines. Le premier fichier mondial DMA date du milieu des années 1980 avec une résolution de 5km ne permet qu'une visualisation globale du relief. Le tableau 3 résume la chronologie des différents MNT globaux mis à la disposition des utilisateurs sur les terres émergées, les fonds océaniques (ETOPO2) et sur la planète Mars (EGDRs). Tous ces MNT présentent des erreurs par rapport aux valeurs de terrain, l'importance de cette erreur étant quantifiée sous la forme de la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE déjà évoquée). La figure 8 rend compte sur un cas théorique de l'effet de cette erreur sur le rendu du relief originel.

Tableau 3 : Chronologie des principaux types de MNT mondiaux depuis 1990

MNT globaux	Date	Producteur	μ géo	μ mètres	EQM*	Bathymétrie	Artefacts
DMA	vers 1990	Defense Mapping Agency	5' d'arc	10000	50m?	Oui	NA
GOTO30	1997	U.S. Geological Survey USGS	30" d'arc	1000	10m	Non	Divers
EGDRs	2001	Mars Global Surveyor (MGS) NASA	30" d'arc	465	5m	NA	NA
ETOPO2	2001	National Imagery and Mapping Agency (NIMA)	2' d'arc	3600	10m	Oui	Stripping
SRTM	2003	German Aerospace Center DLR, the Italian Space Agency ASI, and NASA JPL (USA).	1" d'arc	30	5m	Non	Speckle
ASTER	2009	Ministry of Economy, Trade, and Industry (METI) of Japan and the United States National Aeronautics and Space Administration (NASA)	1" d'arc	30	5m	Non	Speckle, trous

* Erreur quadratique moyenne (voir aussi Racine de l' Erreur Quadratique Moyenne REQ_M)

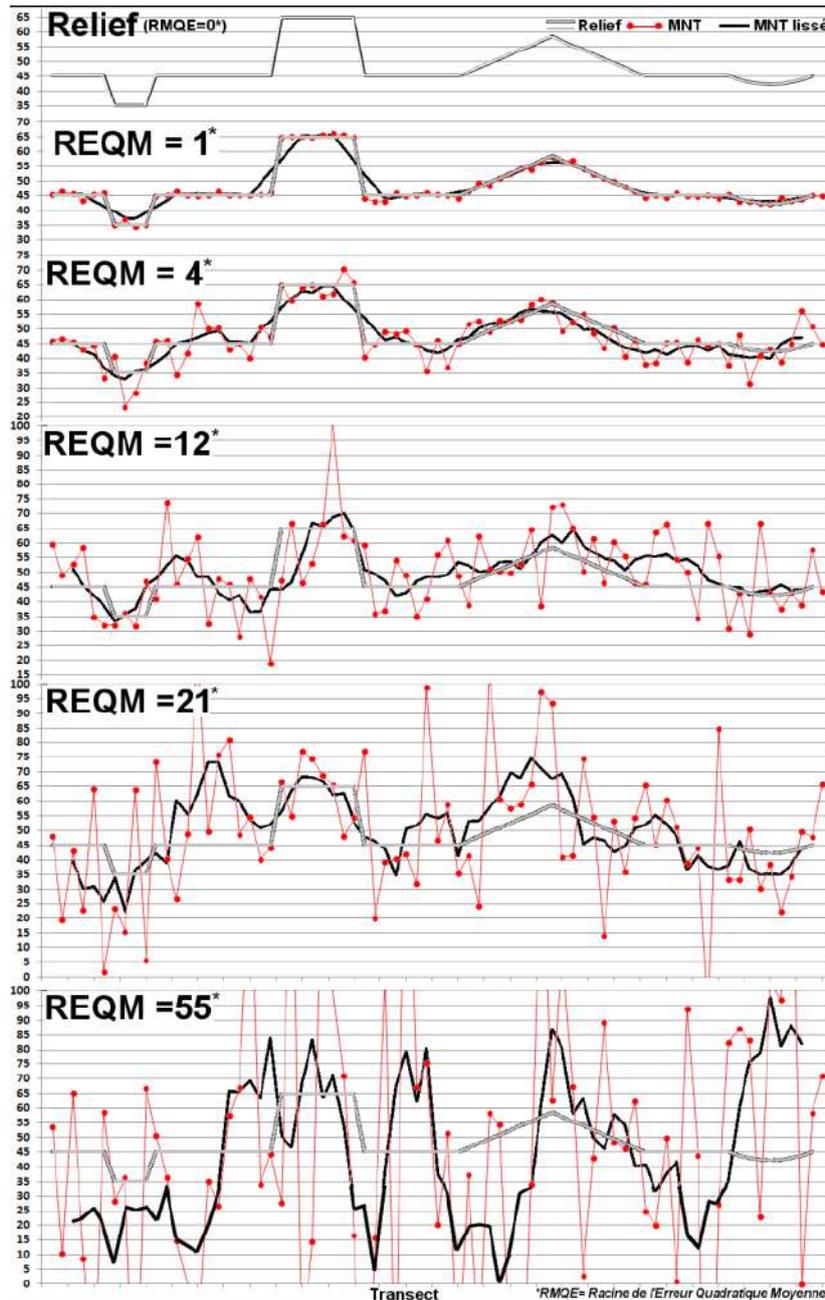


Figure 8: Effet de la REQM sur le rendu du relief sur un transect (en gris le relief réel, en rouge le MNT affecté par un bruit conforme au REQM, e, noir valeur lissées).

Un constat s'impose sur l'évolution depuis vingt ans de la résolution μ et de façon concomitante de la précision (de l'ordre de $\mu^{0,75}/10$) des MNT disponibles à l'échelle mondiale (Figure 9) : elle est passée progressivement d'une résolution multi kilométrique (DMA, 1990) à hectométrique (SRTM puis ASTER). Un MNT décamétrique devrait être produit en 2014 (MNT issus de radars TerraSAR et TanDEL-X). Si cette tendance devait se maintenir, il est loisible d'envisager un produit métrique de précision centimétrique vers 2020. Des produits de cette qualité sont d'ailleurs d'ores et déjà disponibles localement comme par exemple le High Resolution Imaging Science Experiment (HiRESE) sur la planète Mars et plus près de nous le MNT Litto3D de l'IGN sur les zones côtières françaises. Les

résultats obtenus par le HiRESE apparaissent particulièrement liés à une problématique de type hydrogéomorphométrique puisque la question centrale tenait à l'existence d'eau de surface sur la Planète rouge (figure 10). Le Litto3D issu de campagnes LIDAR aéroportées a pour vocation de permettre une meilleure gestion du littoral métropolitain et des DOM. Le MNT Litto3D qui couvre l'ensemble de l'île de Martinique sera d'ailleurs analysé en détail dans la suite de ce document. L'élément principal à retenir dès à présent tient à ce que cette évolution quantitative des produits MNT implique un bouleversement dans les méthodes d'approches des « objets » hydrogéomorphométriques. Alors que les MNT kilométriques voyaient leur intérêt limité à quelques applications cartographiques tenant plus à la structure géologique qu'à l'hydrologie, les résolutions métriques permettent d'accéder à la mesure de formes de terrain reflétant de façon directe et identifiable des processus hydrodynamiques. Par analogie avec la télédétection haute résolution, la notion d'objet hydrogéomorphométrique replacer dans un contexte morphologique identifiable apparaît comme un atout majeur pour l'avenir la discipline sur la base de ces produits métriques.

Ces divers MNT présentent des artefacts de calcul qui peuvent également notablement affecter des traitements tels que l'hydrogramme géomorphologique pour l'estimation de la fonction de transfert (Rodriguez-Iturbe et Valdès 1979), Rodriguez Iturbe 1993) ou l'indice de saturation potentielle en eau pour la fonction de production (Beven et Kirkby 1979).

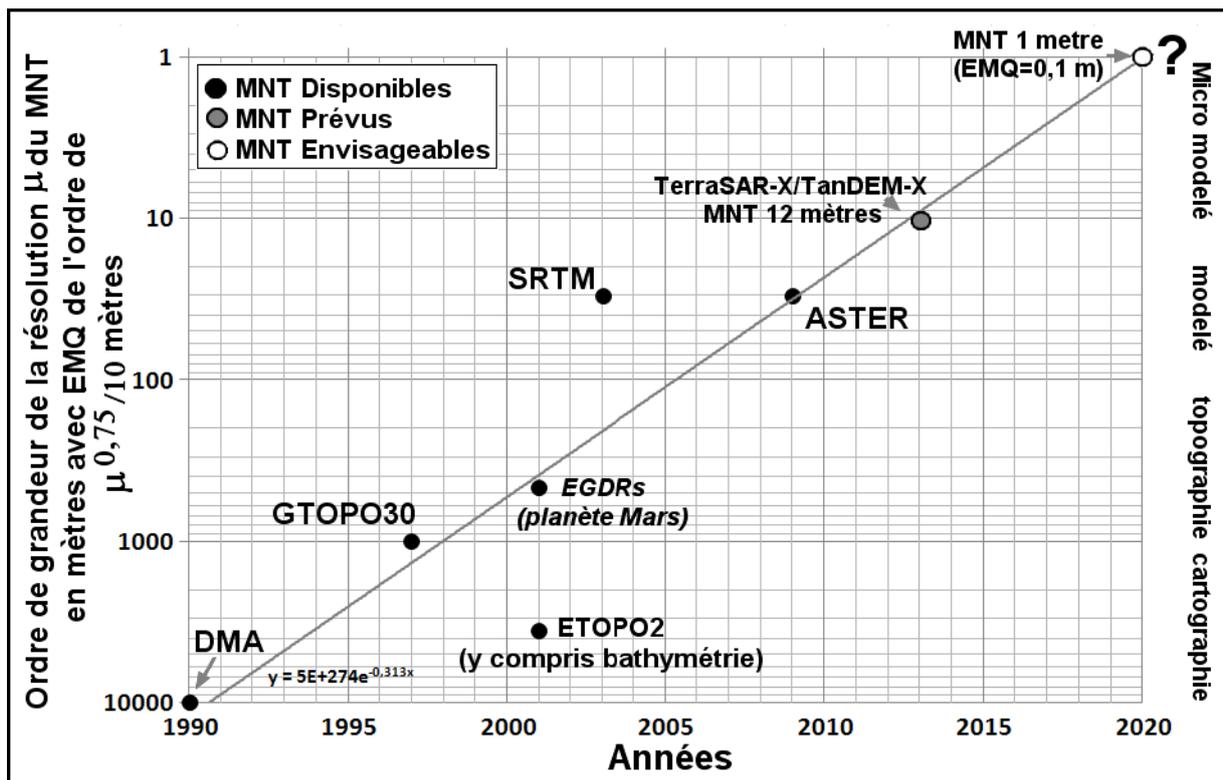


Figure 9 : évolution de la disponibilité des MNT mondiaux depuis 1990

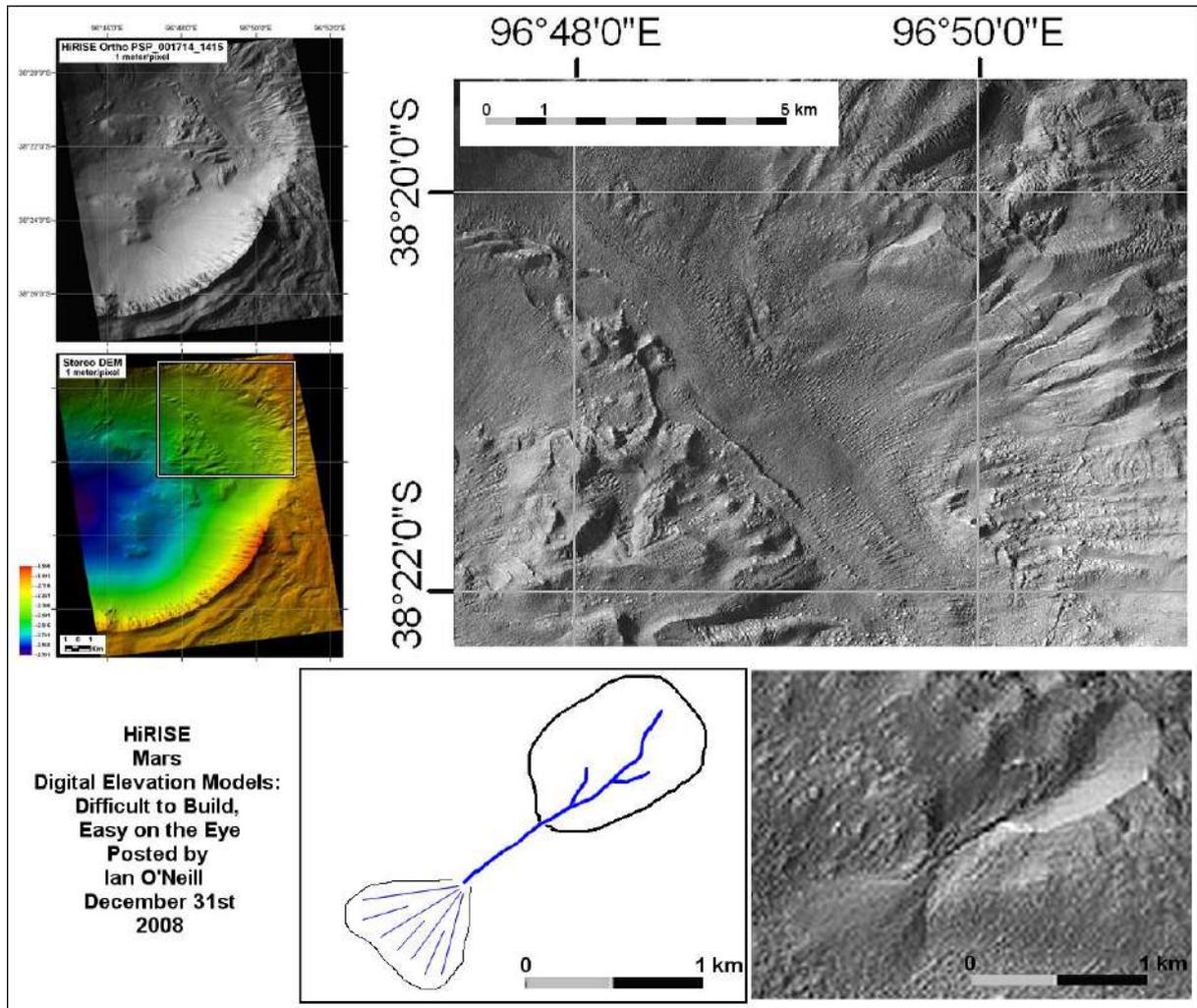


Figure 10 : Observations d'un glissement de terrain et de processus hydrologiques sur le flan d'un cratère d'impact sur la planète Mars à partir du MNT métriques HiRISE en 2008.

A défaut de disposer de tels MNT métriques, il était possible de simuler l'effet du micro modelé sur les propriétés des écoulements de surface et de sub surface sur un cas théorique calibré sur des observations faites sur des versants en Afrique soudanienne. La figure 11 illustre ce que pourrait permettre un MNT métrique de précision centimétrique pour mettre en relation le micro-modelé et la structure des écoulements sur versant notamment les indices de saturation potentielle en eau. La structure et l'étagement des saturations potentielles en eau sont influencés par les microformes alors que la forme générale du versant est la même et correspond au cas moyen observé sur la haute vallée de l'Ouémé au Bénin. Il apparaît donc que le micro modelé influence notablement les fonctions de production et de transfert sur les versants.

Des MNT métriques sont d'ores et déjà disponibles, soit à l'échelle locale dans le cadre de projet, soit à l'échelle régionale voire nationale. Il en va ainsi du MNT Litto3D produit conjointement par l'IGN et le SHOM sur l'ensemble des zones côtières de métropole et des DOM. Disponible depuis décembre 2011, ce produit préfigure ce dont pourra disposer l'hydrogéomorphométrie d'ici quelques années sur l'ensemble des terres émergées, ce qui justifie encore davantage l'investissement méthodologique et scientifique qui est mis en avant dans le cadre des recherches présentées dans ce document. Le MNT Litto3D sera largement

utilisé dans la suite de ce document en prenant comme site d'étude l'île de la Martinique qui est entièrement couverte par ce type de produit.

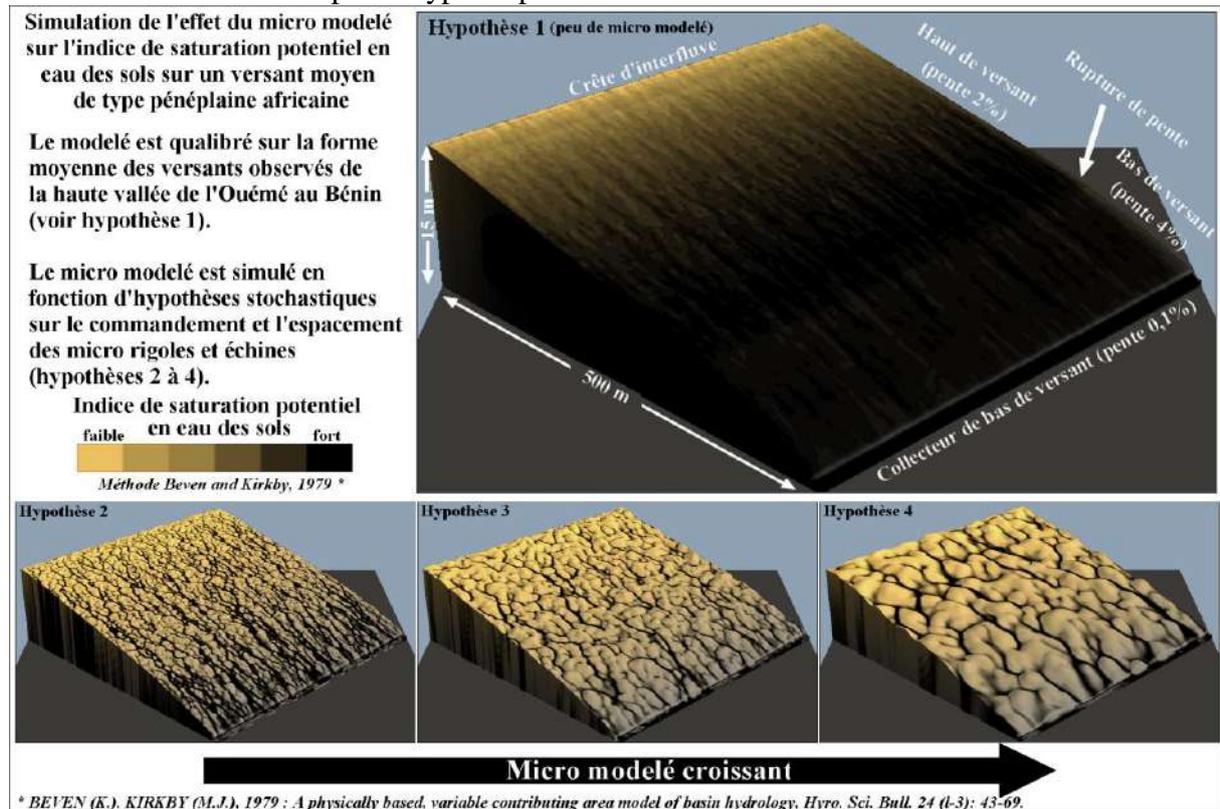


Figure 11 : Simulation de l'effet du micro modelé sur l'indice de saturation potentiel en eau des sols (méthode Beven et Kirkby, 1979) sur un MNT métrique. La structure et l'étagement des saturations potentielles en eau sont influencés par les microformes alors que la forme générale du versant est la même et correspond au cas moyen observé sur la haute vallée de l'Ouémé (Bénin).

La figure 12 reprend une partie de ce qui a été exposé précédemment sur un petit bassin versant de la Martinique de 24 hectares. Elle présente l'évolution du rendu du modelé des formes depuis le SRTM (figure 12A, $m \approx 90$ mètres) jusqu'au Litto3D (figure 12D, $m = 1$ mètre) en passant par le ASTER (figure 12C, $m \approx 30$ mètres) et le MNT issu de l'IGN (figure 12B, $m \approx 25$ mètres). On notera que les MNT ASTER et IGN sont de résolution quasi identique de l'ordre de 25 mètres mais se distinguent par un fort lissage des formes avec ASTER. Le dernier représentant le sursol (en fait MNE), est issu de la filière corrélation automatique de couples stéréoscopiques d'images satellitaires, alors que le MNT IGN provient de l'interpolation d'une grille à partir des courbes de niveau de la carte au 1/25000. Le MNT LITTO3D en pleine résolution de 1 mètre (Figure 12D) comporte des artefacts sous la forme de facette qui proviennent de la correction du sursol établi à partir d'un LIDAR aéroporté. Il est nécessaire de dégrader le MNT LITTO3D 1 mètre à une résolution plus faible afin de ne pas biaiser les calculs hydrogéomorphométriques. La figure 12E présente le MNT LITTO3D sous échantillonné au pas de 5 mètres par la méthode SEAD (Sous Echantillonnage Adaptatif, exposée ci-après) avec un modèle de drainage ne présentant pas de défaut majeur.

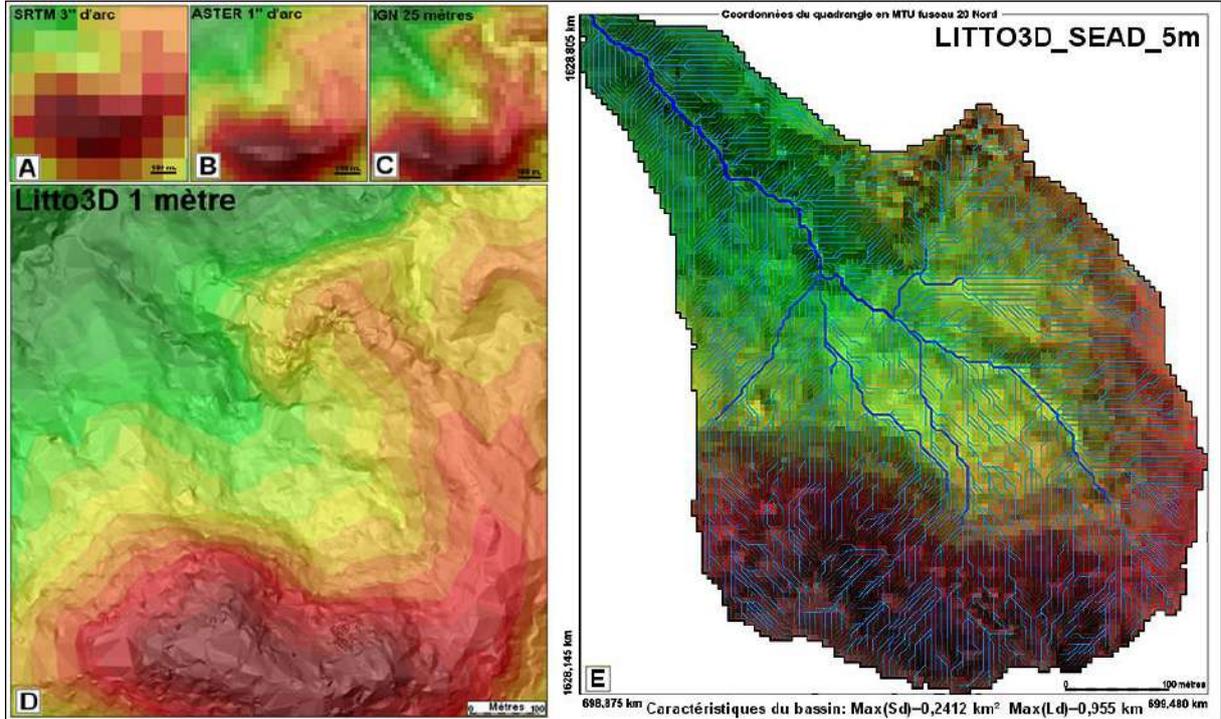


Figure 12: Comparaison du MNT Litto3D (D et E) par rapport aux autres MNT et MNE standards (A, B et C) sur un bassin de 24 hectares de la Martinique

La méthode SEAD (Sous Echantillonnage Adaptatif) :

Cette méthode sera détaillée car elle permet de minimiser la perte de contraste d'altitude entre les crêtes et les talwegs lors des sous échantillonnage de MNT, contrairement à la méthode des moyennes ou tout autres critères statistiques qui tendent à lisser le champs altitudinal en réduisant le commandement des versants. Supposons un MNT de résolution μ devant être rééchantillonné au pas de $\mu \times s$ avec s valeur entière supérieure ou égale à 2. Les extrema (min et max) et les moyennes sont calculés sur les 9 pavés de résolution $(\mu \times s)$ à partir des $9 \times s^2$ mailles de résolution μ (figure 13B). Les valeurs possibles pour le pavé central (I,J) seront comprises entre $MinZ(I,J)$ et $MaxZ(I,J)$. La valeur retenue pour ce même pavé va dépendre de l'altitude relative des min, moyenne et max entre le pavé central et les huit pavés voisins selon trois pondérations S_{min} , S_{moy} et S_{max} . La Figure 13C présente le décompte des pavés voisins d'altitude inférieure (-1) ou supérieure (+1) sur ses trois critères :

- $S_{min} = (Nb_Sup(Min) - Nb_Inf(Min))$ avec $S_{min} \in [-8.. 8]$
- $S_{moy} = (Nb_Sup(Moy) - Nb_Inf(Moy))$ avec $S_{moy} \in [-8.. 8]$
- $S_{max} = (Nb_Sup(Max) - Nb_Inf(Max))$ avec $S_{max} \in [-8.. 8]$
- D'où pondération globale de l'altitude $S_z = S_{min} + S_{moy} + S_{max}$ avec $S_z \in [-24.. 24]$

La valeur de l'altitude Z_{sead} selon la méthode SEAD sera :

$$Z_{sead}(I,J) = MinZ(I,J) + (((S_z + 24)/48) \times (MaxZ(I,J) - MinZ(I,J)))$$

Avec $Z_{sead} \in [MinZ(I,J) .. MaxZ(I,J)]$ dont

$Z_{sead}(I,J) = MinZ(I,J)$ si les (3x8) pavés voisins sont d'altitudes inférieures (cas des dépressions marquées)

$Z_{sead}(I,J) = (MinZ(I,J) + MaxZ(I,J))/2$ si la proportion des altitudes inférieures et supérieures est la même sur les (3x8) pavés voisins (cas des versants)

$Z_{sead}(I,J) = MaxZ(I,J)$ si les (3x8) pavés voisins sont d'altitudes supérieures (cas des pics marquées)

Pour mémoire, la méthode des moyennes est la moyenne des altitudes du pavé :

$$Z_{moy}(I,J) = (\sum_{i=1 \text{ à } s, j=1 \text{ à } s} Z(i,j)) / s^2$$

Un exemple sur un voisinage de (3 x 3) pavés de (5x5) mailles est donné dans la figure 13A. Le site correspond à un petit vallon encaissé visible à la résolution m (Figure 13A1). Les minima, moyennes et maxima sont calculés sur chacun des 9 pavés (5x5) mailles (Figure 13B) avant d'être pondérés sur la maille centrale en fonction de l'altitude relative du voisinage (Figure 13B). La méthode SEAD fait que la position dépressionnaire de la zone est plus fidèlement conservée avec la méthode SEAD (Figure A3, maille centrale 2379 entourée de 6 valeurs supérieures comprises entre 2594 et 3029) qu'elle ne l'est avec un simple lissage (Figure A2, maille centrale 2467 entourée de 6 voisins de valeurs supérieures comprises entre 2538 et 2961).

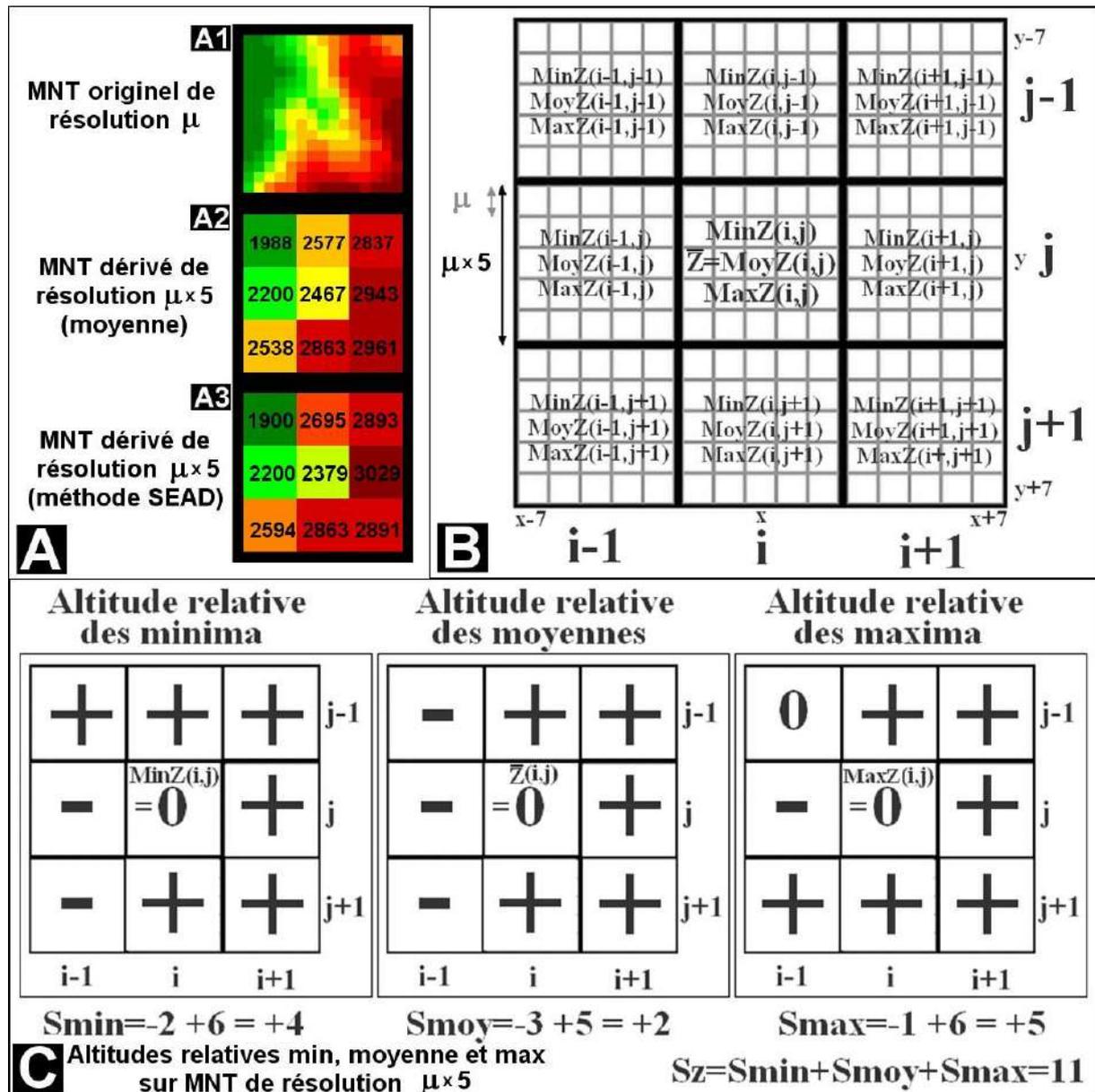


Figure 13: Méthode de Sous Echantillonnage Adaptatif (SEAD) appliquée au MNT.

A. / Exemple de sous échantillonnage d'un facteur 5 par les méthodes des Moyennes (A2) et SEAD (A3)

B./ Calcul des min, moyenne et max sur un voisinage 15x15 (résolution μ) rééchantillonné à 3x3 ($\mu \times 5$).

C./ Méthode de pondération en fonction des min, moyennes et max pour le calcul de l'altitude finale.

Un autre exemple sur une région plus étendue démontre l'intérêt de cette méthode dans la conservation des altitudes sur les lignes caractéristiques du paysage que sont crêtes et

talwegs (figure 14). Par son principe même, cette méthode tend à moins lisser la surface par rapport à la méthode des moyennes notamment sur les points situés le long de ces lignes en forçant les altitudes basses des talwegs et les altitudes élevées sur les crêtes (Figure 15). Cette propriété s'observe statistiquement sur la courbe faisant la relation entre la Convexité Horizontale Géométrique CHG (permettant d'identifier les formes de talwegs et de crêtes) et les altitudes des différents MNT (Figure 16A). La courbe du même type de la figure 14D démontre que les altitudes des talwegs sont de quelques mètres inférieurs pour le MNT issu de la méthode SEAD alors que l'inverse se produit pour les crêtes. La méthode SEAD permet d'une part de réduire la diminution des commandements de versant inhérent au sous échantillonnage (figure 16D), d'autre part de minimiser la perte de contraste dans les modèles de détails.

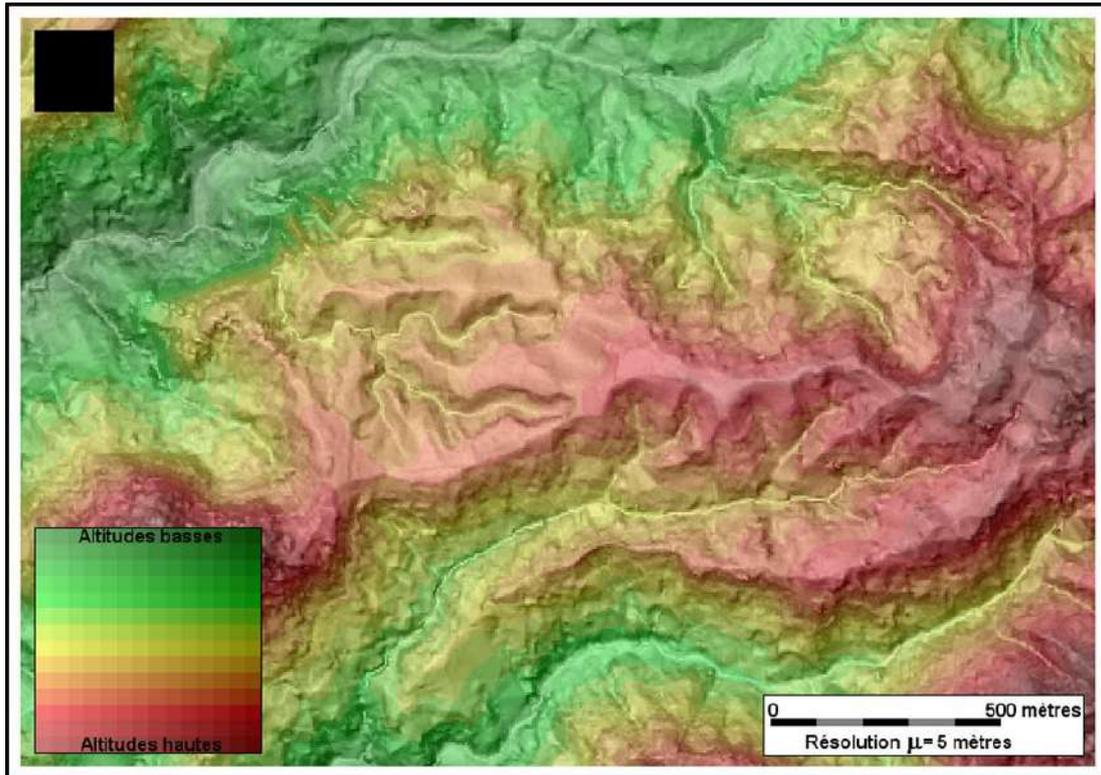


Figure 14 : MNT à 5 mètres dérivé par la méthode SEAD sur un secteur du bassin 9 (MNT LITTO3D_SEAD_5m)

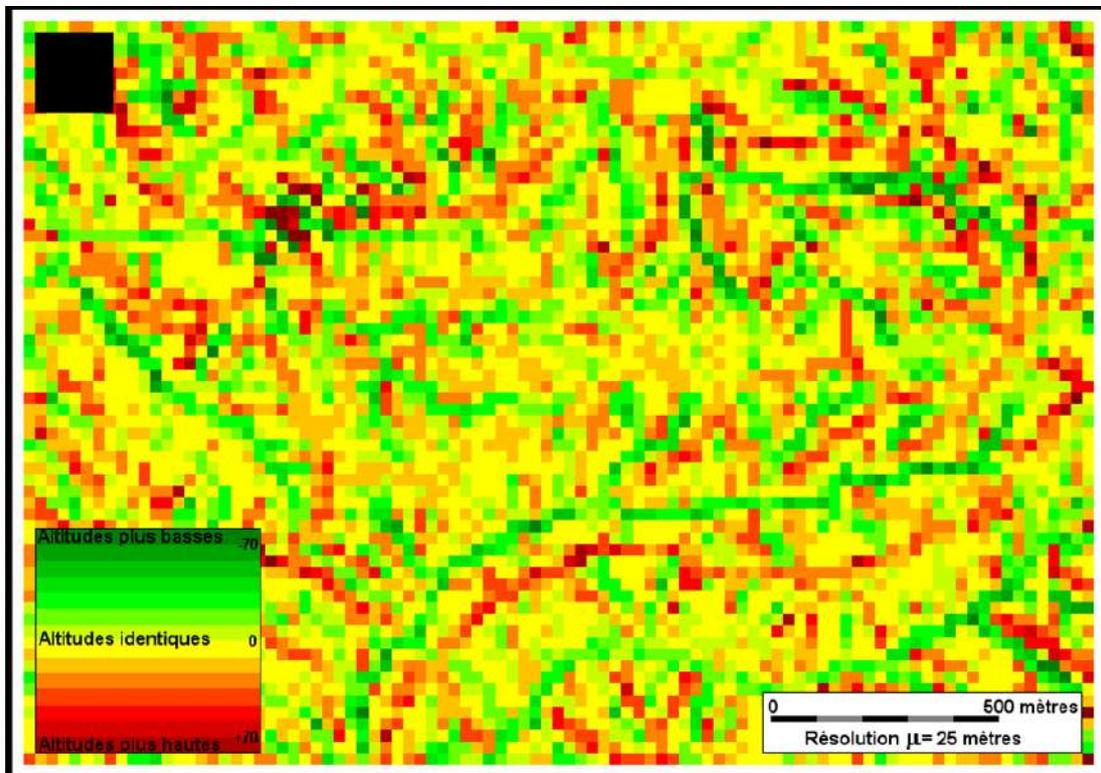


Figure 15 : Cartographie des différences d'altitude Zmoy-Zsead entre les deux MNT rééchantillonnés à 25 mètres (même zone que figure 14, LITTO3D_SEAD_25m-Litto3D_MOYENNE_25m)

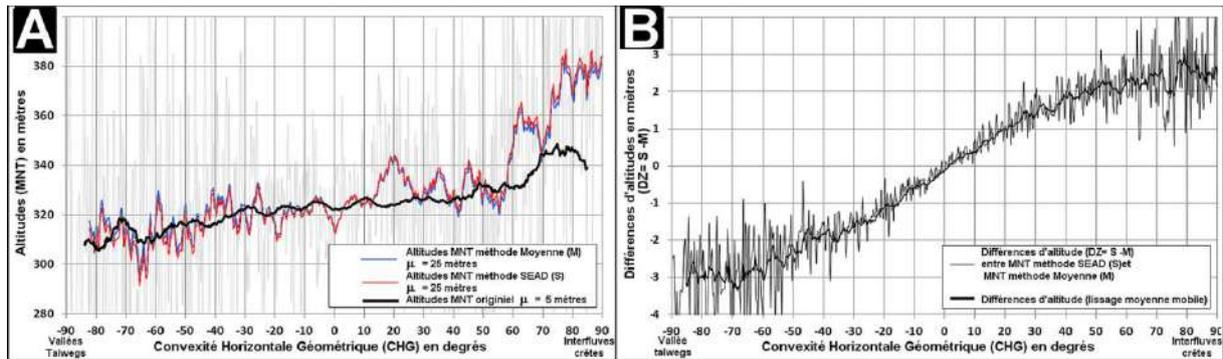


Figure 16 : A./ relation entre la CHG et l'altitude pour les 3 MNT.
 B./ Différence d'altitude Zmoy-Zsead entre les deux MNT rééchantillonnés.
 (secteur dans le bassin 9 de la Martinique, MNT LITTO3D_SEAD_5m)

La méthode SEAD sera utilisée préférentiellement à toute autre méthode de sous-échantillonnage dans le reste du document notamment lorsqu'il sera nécessaire de dégrader la résolution originelle de 1 mètre du MNT Litto3D disponible sur la Martinique. Ce MNT sera utilisé en priorité car il préfigure les couvertures bientôt disponibles sur l'ensemble des terres émergées. Il sera exploité à diverses magnitudes d'échelle depuis celle de l'île (figure 17A) jusqu'à celle de bassins élémentaires de la Figure 16 en passant par des bassins de l'ordre de 20 km² comme celui du Carbets (Bassin 9 de la figure 17B).

En complément à cette méthode de sous échantillonnage ($\mu \rightarrow \mu'$ avec $\mu' > \mu$), il faut évoquer rapidement l'opération inverse qui consiste à « densifier » un MNT de pas μ en un MNT de pas plus μ' ($\mu \rightarrow \mu'$ avec $\mu' < \mu$). Cette opération n'est pas recommandée a priori sachant qu'elle nécessite de créer des informations à une échelle plus fines dont les propriétés sont rarement connues. Elle est toutefois nécessaire lorsque qu'il faut créer un MNT à un pas précis pour une application du type combinaisons avec images de télédétection. Elle peut aussi être utilisée à titre exploratoire. En ce cas, il revient à l'utilisateur de choisir une méthode d'interpolation la plus adaptée à son application. Si l'objectif est de restituer au mieux les courbures de terrain, des méthodes de type spline cubique paraissent les plus appropriées (méthode OROLOG dans DEMIURGE, Depraetere 1990b). Sur les figures 16A et B, le MNT GTOPO30 a été densifié d'un facteur 10 par ce type de méthode selon les axes du MNT (biaxiale N-S et E-W). La surface apparaît plus lisse et quelques détails sont mieux rendu en particulier le cratère du massif des Carbets. Les grands massifs qui constituent l'île sont déjà bien individualisés y compris ceux de la partie sud au relief plus modéré. Cependant, la topographie des vallées reste mal définie et le modelé des versants a fortiori totalement inexistant.

Pour se convaincre du caractère illusoire de la densification quand bien même des solutions adaptées seraient choisies, il suffit de comparer le MNT densifié (Figure 18B) avec le MNT SRTM à la même résolution de 3'' d'arc (Figure 18C). Cet exemple démontre s'il était nécessaire le saut qualitatif qu'il y a eu entre les données GTOPO30 disponibles en 1997 et celles du SRTM livrées en 2003 surtout pour des applications de type hydrologie de bassin. Si aucun autre MNT n'était disponible ce qui fut et reste le cas dans la plupart des pays du Sud, en 1997 ce type d'application était inenvisageable. En 2003 elle le devient.

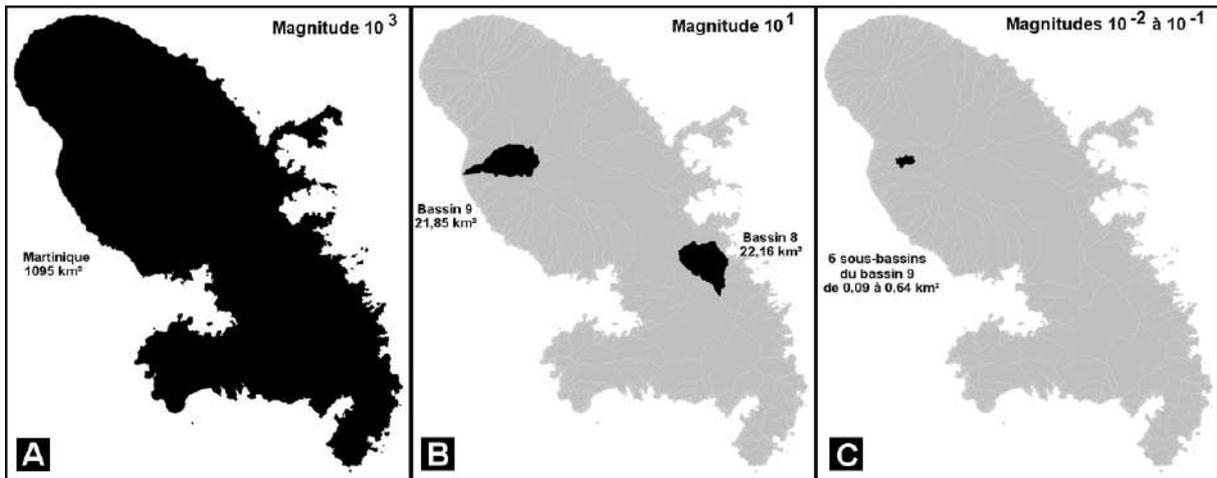


Figure 17 : magnitudes kilométriques des formes île/bassins/sous-bassins servant d'exemple

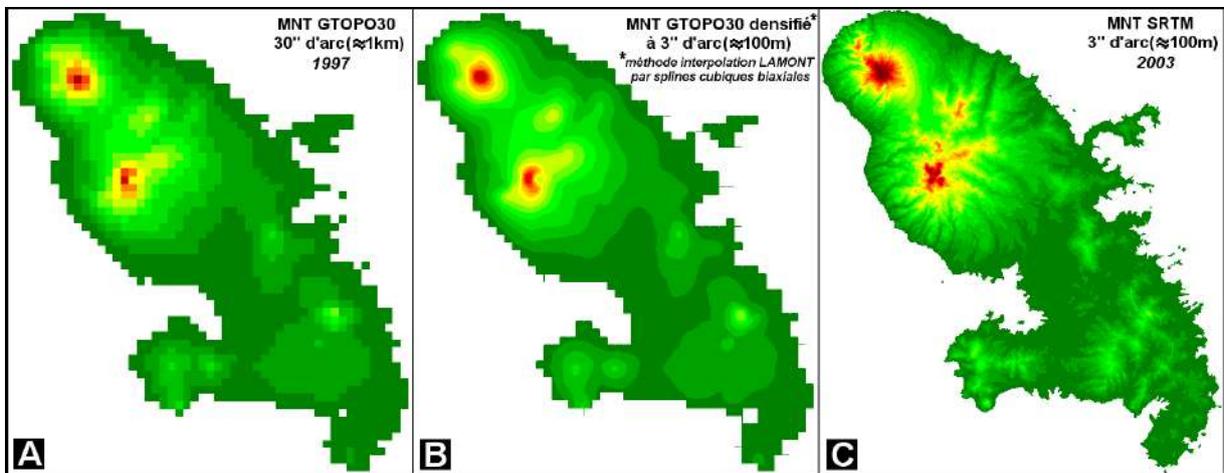


Figure 18 : densification du MNT GTOPO30 (A) au pas de 3'' d'arc (B) et comparaison avec le MNT SRTM natif à 3'' d'arc (C).

1.6 Aperçu sur les outils de traitements hydrogéomorphométriques:

Ce chapitre peut surprendre du fait que les outils informatiques sont souvent considérés comme secondaires dans un développement scientifique car du domaine de la technique. Ce jugement s'avère particulièrement fréquent dans les cercles universitaires Français. Comme nous tenterons de l'esquisser, cette coupure entre science et technologie est moins marquée dans d'autres pays, les liens fonctionnels entre connaissance, méthode, outil et données tendant à être considérés comme un continuum pour répondre aux problématiques scientifiques ou obtenir un résultat opérationnel par rapport à un objectif précis. Pris dans sa dimension historique, l'apparition d'un nouveau domaine scientifique suppose une convergence entre ces divers éléments pour apporter des solutions à des problèmes jusqu'alors non résolus.

Comme en d'autres domaines, on note une phase pionnière suivie par une apparition soudaine en divers lieux d'idées et de méthodes assez semblables comme le suggère le tableau 4 qui résume cette évolution. L'émergence de la géomorphométrie et notamment de sa branche hydrologique n'échappe pas à cette règle.

tableau 4 : liste des logiciels avec fonctionnalités hydrogéomorphométriques

Nom du logiciel	Signification ou complément	Type	Version 1	Auteur	Institutions ou organismes	Pays	Domaine
TOPOGRAPHY	Digital Terrain Modeling	Logiciel dédié	1982		PacSoft, California	US	Civil Engineering
MICRODEM		Logiciel cartographique	1988	Paul Guth	U.S. Navy	US	Mapping
LAMONT	Logiciel d'Applications de Modèles Numériques de terrain	Logiciel dédié	1988	Christian Depraetere	Laboratoire d'hydrologie ORSTOM	France	Géomorphologie Hydrologie
ILWIS	Integrated Land and Water Information System	SIG hydrologique	1988		IIC Enschede*	Pays-Bas	Amenagement, hydrologie de bassin
DEMIURGE	Digital Elevation Modelling : integrated utilities for Raster Geomorphometry	Logiciel dédié	1993	Christian Depraetere	Laboratoire d'hydrologie ORSTOM	France	Hydrologie
TarDEM	Tarboton DEM	Logiciel dédié	1997	David Tarboton	University of Utah	US	Hydrology
PCraster		Plate forme de modélisation	1998	Derek Karssenber	University of Utrecht	Pays-Bas	Modelling platform
RIVERTOOLS	Topography and River Networks Analysis	Logiciel dédié	1998	Scott D Peckham	RIVIX Company, Colorado	US	Topography Hydrology
SAGA	System for Automated Geoscientific Analyses		2001	Jurgen Bolner	University of Gottingen	Germany	DEM Processing
TauDEM	Terrain Analysis Using Digital Elevation Models	Logiciel dédié	2001	David Tarboton	University of Utah	US	Hydrology
ArcGIS		Package multi fonction	?		ESRI	US	SIG généraliste
Hydrokit	Dérivé de ArcGis	Module hydrologique	?		CVRH**	France	Hydrologie
GRASS		Package multi fonction	?				

*International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation

**Centre de Valorisation des Ressources Humaines, Nancy

Sans verser dans le cliché lacostien faisant de la guerre l'aiguillon de la Géographie, force nous est de constater que les MNT ont été largement utilisés pour ce type d'activité dès la fin des années 50 donc bien avant les premiers balbutiements dans le domaine civil. Des applications *ad hoc* ont donc été développées mais sous secret Défense : guidage des missiles balistiques, vol à basse altitude, calcul balistiques pour l'artillerie, optimisation des déplacements en fonction de critère de visibilité ou de non visibilité et transportabilité des chars. Pour cette dernière application, le critère des propriétés mécaniques des sols est au moins aussi important que la pente d'où l'intérêt de disposer d'un indice d'humectation des sols. Il est donc certain que des méthodes d'estimation de saturation potentielle en eau des sols en fonction de la topographie ont dû voir le jour bien avant que l'idée ne germe chez les scientifiques faute de données et de moyens.

Certains développements logiciels ont été conçus et diffusés par Evans dès 1980 sur financement de l'OTAN sans que les applications militaires soient évidentes. TOPOGRAPHY : DIGITAL TERRAIN MODELING développé par PacSoft a été un des premiers logiciels commerciaux de traitement de MNT essentiellement pour des applications de type génie civil dont des vues en perspectives fils de fer. Il faut attendre la fin des années 1980 pour que des logiciels à vocation générale avec quelques fonctionnalités hydrogéomorphométriques soient mis à la disposition de la communauté scientifique dont ILWIS aux Pays-Bas, MICRODEM aux Etats-Unis et LAMONT en France. Viendront ensuite divers packages intégrant des fonctionnalités hydrologiques dont SAGA, River Tools, TarDEM ou SAGA. Des fonctions spécifiques à l'hydrogéomorphométrie sont parallèlement intégrées à des outils géomatiques généralistes tels que GRASS ou ArcGIS dont le module « Hydro tools box » qui est celui le plus utilisé à ce jour pour l'enseignement et plus encore la production. Diverses options de traitements stochastiques des processus hydrodynamiques à partir de MNT sont également intégrées dans la plate-forme de modélisation PCRASTER développée par l'Université d'Utrecht (Karssenber et al., 2009).

Les fonctionnalités de base sur l'extraction des bassins et des réseaux hydrographiques se retrouvent dans tous ces logiciels avec des options diverses en terme de visualisation comme l'illustre la figure 19.

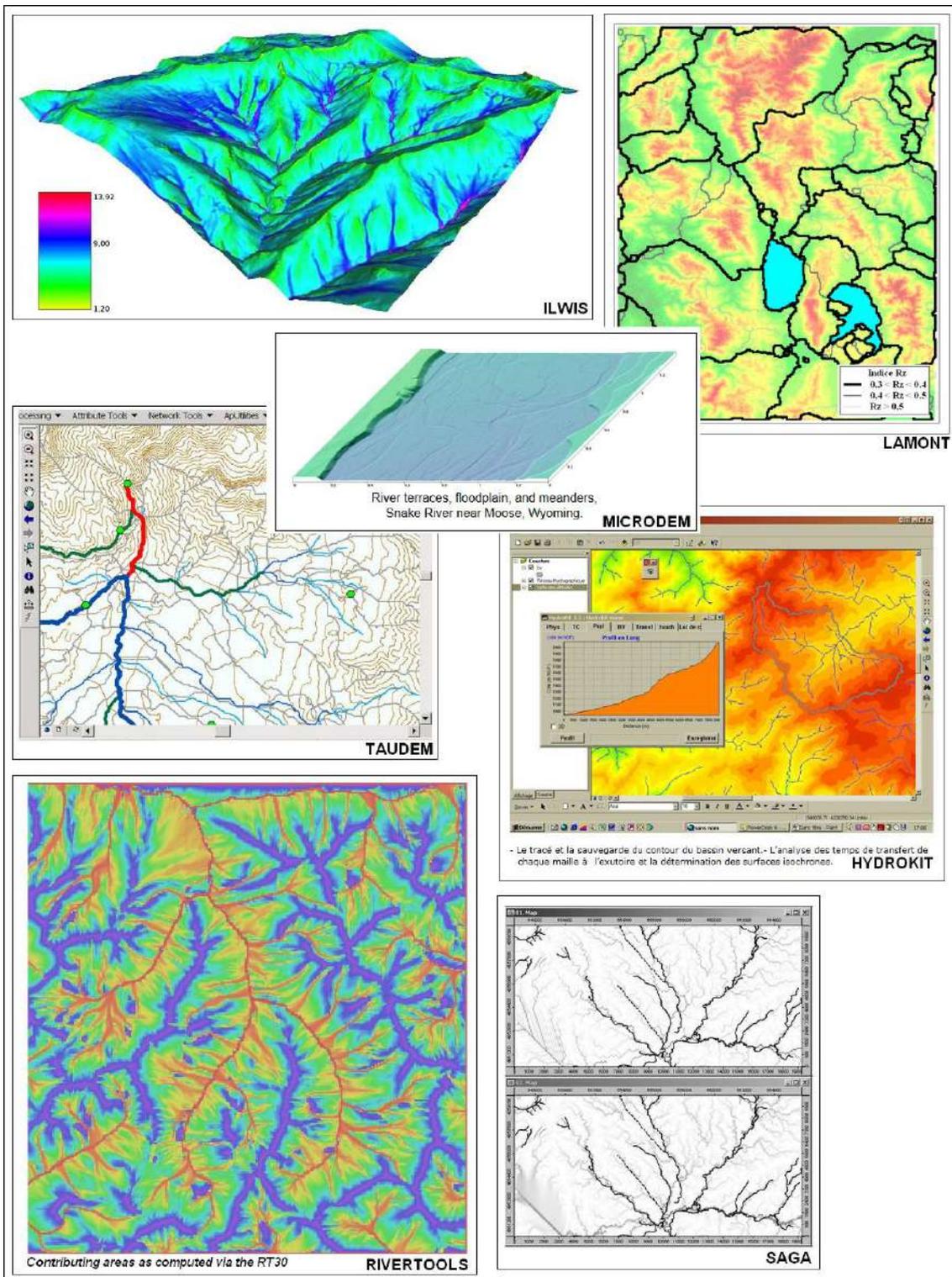


Figure 19 : interface utilisateur de quelques fonctionnalités hydrogéomorphométriques de divers logiciels dédiés MNT.

Les traitements utilisés dans le présent document ont été obtenus avec la version actuelle du module LAMONT qui fait partie de la chaîne de traitement DEMIURGE (Figure 20). Les quelques applications strictement hydrologiques proviennent des modules TOPASE et FTM qui utilisent les données de LAMONT.

La spécificité de cette chaîne de traitement est qu'elle intègre un ensemble d'outils depuis la numérisation de cartes topographiques jusqu'à la production d'information hydrologiques. Les autres outils dédiés procèdent davantage d'une intégration horizontale des données en utilisant d'autres sources d'information comme les images de télédétection.

Conçue à l'origine pour la recherche et l'enseignement, l'interface utilisateur est plus intuitive pour les thématiciens. Certains modules notamment LAMONT pourrait servir de base tant par ses fonctionnalités que par son ergonomie au développement d'un logiciel pédagogique pour la formation en hydrogéomorphométrie.

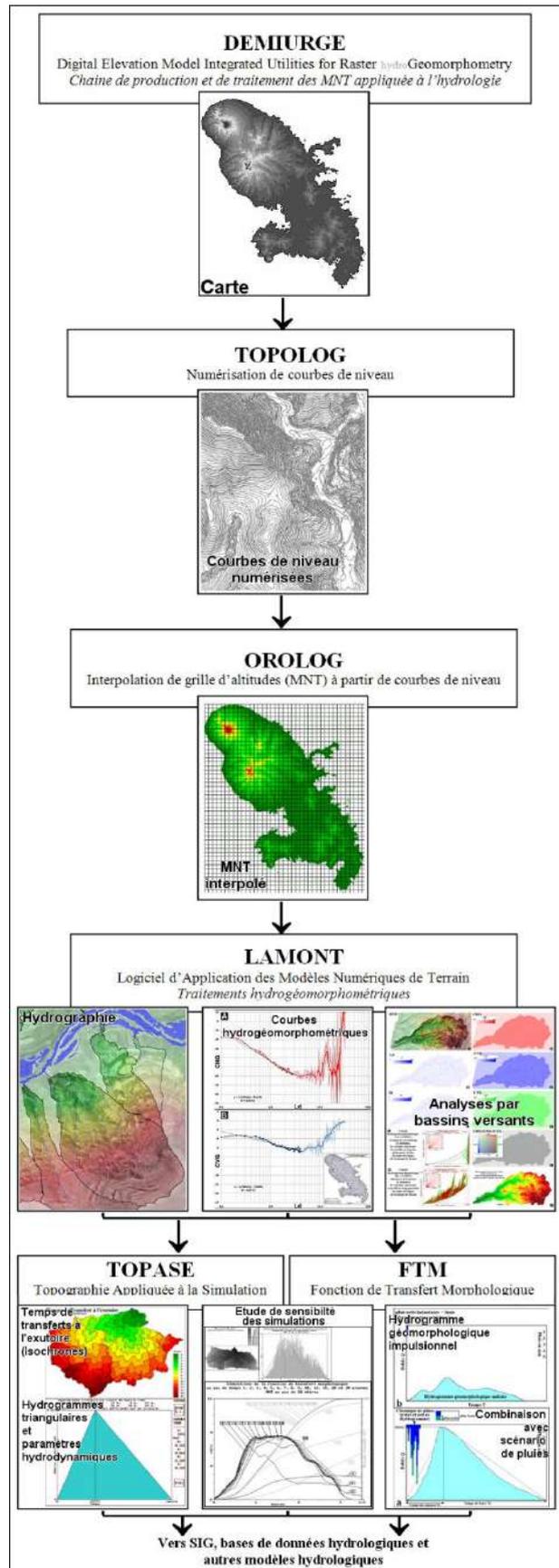


Figure 20 : Chaîne de Production et de Traitement de modèles numériques de Terrain appliquée à l'hydrologie DEMIURGE

1.7 Les artefacts des MNT et correction du modèle de drainage:

Les artefacts :

Il est capital de pouvoir identifier les artefacts affectant les MNT car ils ont des conséquences directes sur les pentes et les directions d'écoulement. Comme nous le verrons, la nature des artefacts est pour partie le résultat des méthodes de production. L'artefact le plus fréquemment observé est celui de la « tôle ondulée » qui se traduit par une sous estimation des pentes pour les points proches des isohypses originelles, et leurs surestimations sur les points éloignés des mêmes courbes. Cet artefact n'est facilement détectable s'il est peu marqué. La méthode la plus apte pour le diagnostiquer est la courbe hypsoclinographique obtenue en croisant les altitudes avec les pentes dans un diagramme bidimensionnel (abréviation DB, figure 21b). Cette courbe présente des oscillations dont les minima sont associés aux courbes de niveau originelles, d'où le nom de tôle ondulée. Ceci se traduit également par des pics de fréquence associés aux courbes. La seconde méthode de diagnostic consiste à cartographier la convexité verticale qui est fortement affectée par cet artefact. Les courbures présentent un étagement régulier de concavités et de convexités. Lorsque l'artefact est particulièrement marqué, cela se traduit par des « marches d'escalier » le long des lignes d'écoulement (figure 21a).

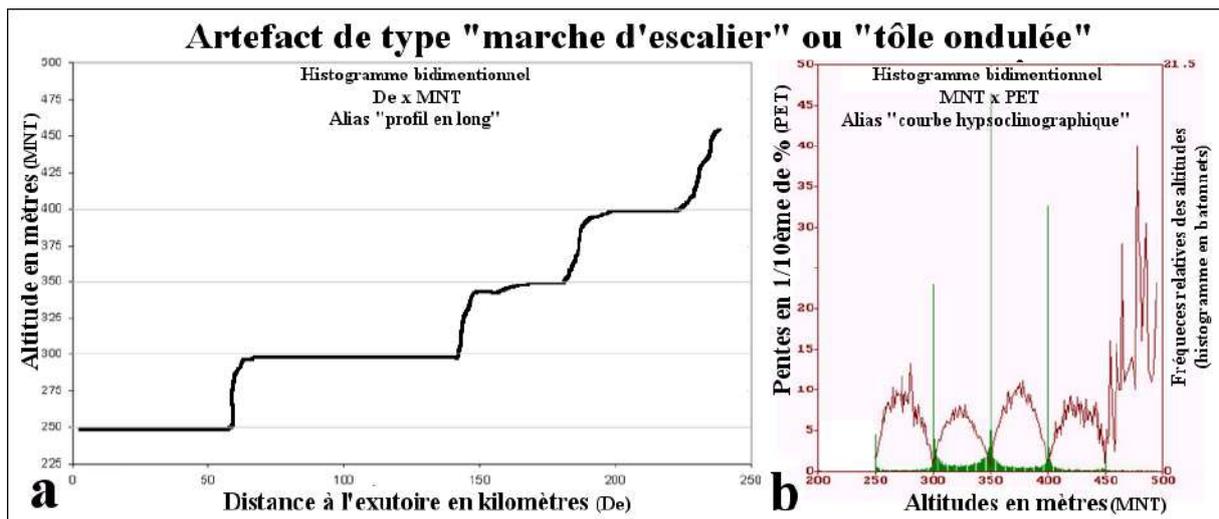


Figure 21 : artefact de type tôle ondulée sur les MNT russes SKIMPEX de 15'' d'arc (région de l'Ouémé, Bénin)

a./ Diagnostic de l'artefact « marche d'escalier » avec le diagramme bidimensionnel De x MNT (profil en long du drain principal).

b./ Diagnostic du même phénomène se traduisant par une courbe de type « tôle ondulée » sur le diagramme bidimensionnel MNT x PET (courbe hypsoclinographique). Les pentes sont nulles aux altitudes correspondant aux courbes de niveau utilisées pour l'interpolation, en l'occurrence 50 mètres.

On remarquera que le diagnostic de ce type d'artefacts permet de déduire l'intervalle des isohypses ayant servies à l'interpolation. A titre d'exemple, nous ne disposons pas d'éléments d'information sur la filière de production des MNT russes SKIMPEX. Par cette méthode, nous avons pu démontrer que ces MNT sont issues d'isohypses de 50 mètres d'intervalle pour les MNT de 15'' d'arc et de 100 mètres pour les MNT 30'' d'arc.

Un second type d'artefact apparaît sous la forme de striations visibles sur les cartes des altitudes ou des estompages. Elles procèdent d'une méthode d'interpolation selon un système d'axes (encart de la figure 22) à partir des courbes de niveau fortement espacées notamment

dans les zones de plaines (Figure 22). Cet artefact induit des lignes d'écoulement privilégiés en fonction des axes et donc fortement biaisé le modèle de drainage. Un lissage des valeurs du MNT permet en général de remédier en partie à ce défaut bien que cette méthode soit plus un cache-misère qu'une solution satisfaisante au problème.

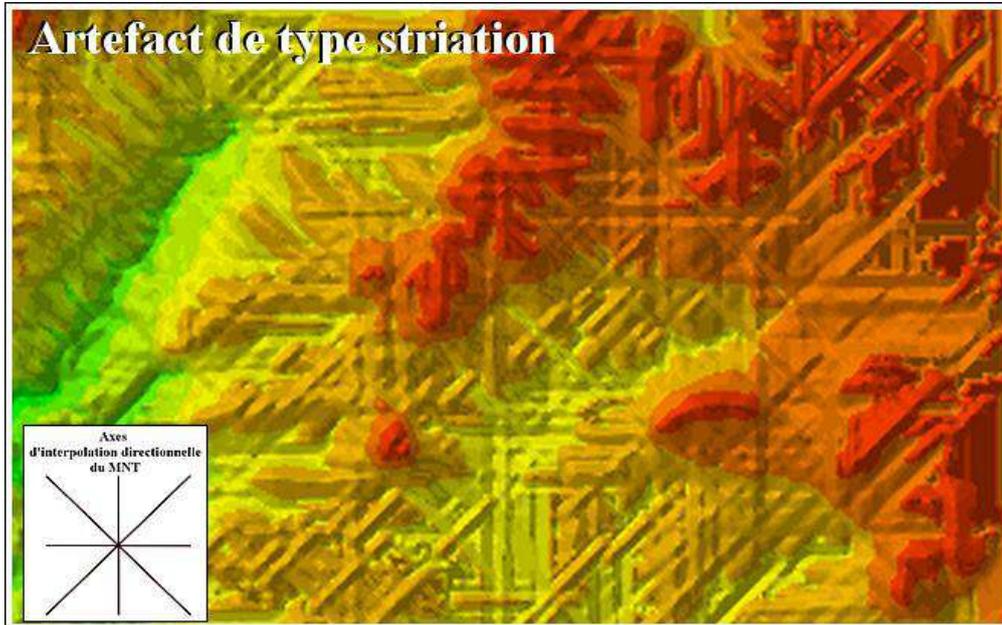


Figure 22 : Artefact de type striation sur un MNT issu d'un programme d'interpolation par axes à partir de courbe de niveau (filière de production cartographique)

La filière de production de MNT à partir de radar ou de lidar génère un artefact de type speckle se traduisant par une oscillation plus ou moins régulière de la surface visible sur les zones de faible pente. Le variogramme de la surface topographique (Figure 23a) permet d'identifier les propriétés des vaguelettes affectant la surface (Figure 23b). Cet artefact rend impossible l'obtention d'un modèle de drainage réaliste. Les MNT issus de la mission SRTM présente ce type de défaut sur les pentes de moins de 6%, ce qui le rend inexploitable dans les régions de faible relief.

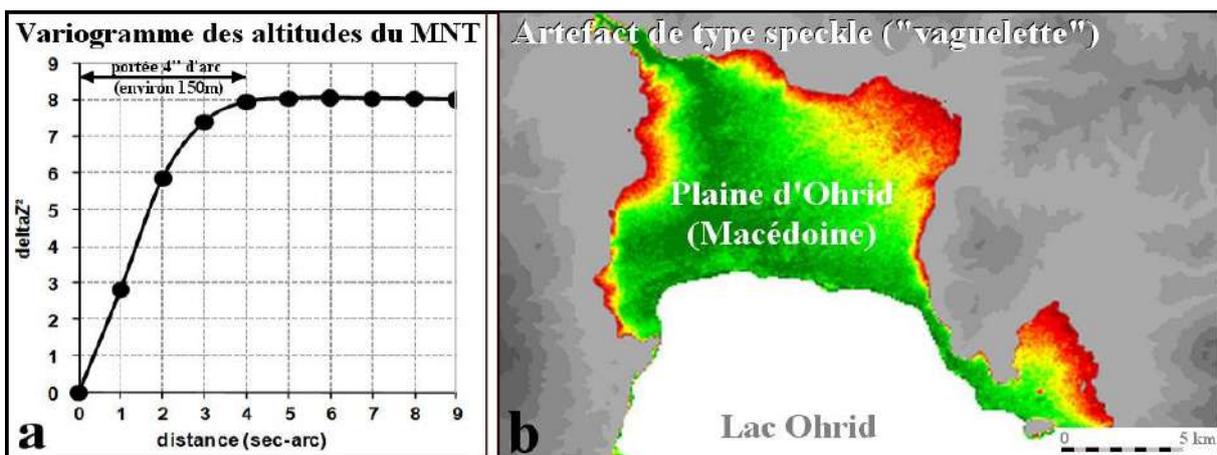


Figure 23: Artefact de type speckle (« vaguelette ») sur les zones de pentes inférieures à 6% du MNT SRTM de la plaine d'Ohrid (Macédoine)

a./ Variogramme du MNT dont la portée de l'effet speckle est de l'ordre de 4 seconde d'arc (~150 m.)

b./ Vaguelettes bruyant la topographie de la plaine.

Le sursol ne peut être considéré comme un artefact au sens strict puisqu'il mesure l'altitude du sursol. Toutefois dans la pratique, il génère tout un ensemble d'anomalies

susceptibles de bruyter les systèmes de pente notamment en milieu urbain. A titre d'exemple, la présence de forêt-galerie le long des rivières va générer des pseudo crêtes, ce qui introduit des erreurs sur la localisation, le tracé et l'altitude des talwegs.

Correction du modèle de drainage :

Parmi les divers artefacts, celui qui a fait florès procède des « dépressions parasites » ou « *spurious pits* » en Anglais. Ces anomalies dans le drainage bloquent la continuité hydrologique le long des talwegs principaux en faible pente ou présentant un fort encaissement par rapport à leur relief encadrant, le cas des gorges et des canyons étant les plus problématiques. Comme nous le verrons, il ne s'agit pas à proprement parler d'un artefact numérique mais d'un phénomène lié à l'échantillonnage. Nous ne reviendrons pas en détail sur le sujet tant la littérature est profuse et les solutions multiples : forçage par la méthode du lac, correction par la morphologie mathématique, méthode par inversion des tronçons col-dépressions... Il faut garder cependant à l'esprit que cet artefact ne résulte pas simplement d'une erreur sur les altitudes ou d'une résolution trop lâche. Il doit être considéré comme inhérent à la méthode d'échantillonnage de la grille quelques soient la résolution et la précision du MNT: un point peut parfaitement tomber au droit d'un talweg alors que ses huit voisins se situent sur les berges et les versants créant ainsi une dépression. Contrairement aux précédents qui étaient des artefacts de type mathématique, celui-ci ne peut être réduit à un problème numérique. Sur l'exemple de la figure 24A, le profil en long d'un talweg comporte de multiples « dépressions parasites » régulièrement espacées, quand bien même le MNT utilisé est de résolution métrique avec une précision en Z de quelques centimètres. Une analyse plus détaillée sur un tronçon de ce profil permet de visualiser l'importance des barrages bloquant l'écoulement à l'aval des dépressions (Figure 24B). Ces barrages peuvent être forcés soit par débordement du « pseudo-lac » (méthode du lac) soit par vidange (inversion de l'écoulement du barrage - en fait un col - vers le fond du lac).

La « vidange » se fait par l'algorithme d'inversion des lignes de drainage joignant les cols-déversoirs aval vers la dépression parasite amont (Figure 26A et 26B). Cet algorithme est itératif en procédant par inversion de la ligne partant du col-déversoir le plus bas situé sur la bordure de la zone endoréique (figure 26D). L'algorithme s'arrête lorsque toutes ces lignes ont été inversées ce qui permet d'obtenir un ensemble totalement exoréique de bassins versants (Figure 26C). Comparée à la méthode du lac, cette méthode baptisée Inversion des Lignes Cols Deversoirs/dépression (ILCDD, dans module LAMONT de DEMIURGE, Depraetere, 1992) à l'avantage de minimiser les modifications sur le MNT et le modèle de drainage. Cette méthode sera utilisée dans ce document.

La classification simple des formes de terrain de la figure 25 permet d'identifier ces dépressions et les cols qui leurs sont associés et qui s'échelonnent le long des talwegs comme illustré dans la figure 24. Les dépressions parasites sont soit des zones plates (code 9), soit des dépressions (code 8) dont l'écoulement vers l'aval est bloquée par la présence de cols encaissés dans la vallée (codes 15 et 16 voire cols de code 25) alors que les cols associés aux crêtes sont plutôt désencaissés (codes 12 et 13 voire cols doubles de code 23).

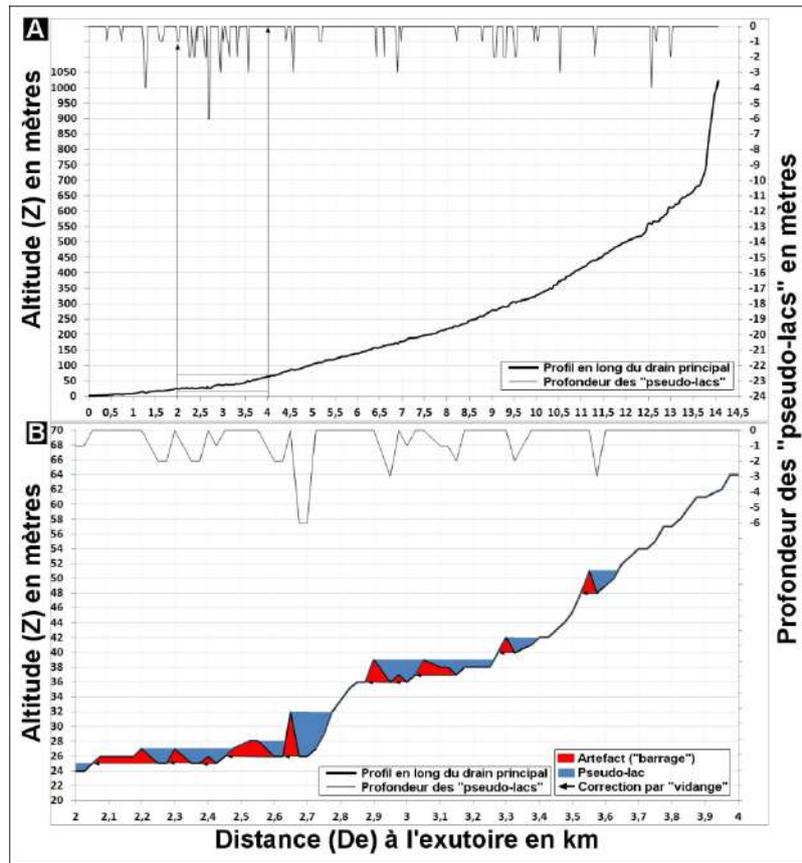


Figure 24: Artefacts de type « dépression parasite » sur le profil en long d'un talweg (dérivé du MNT LITTO3D sur la Martinique)

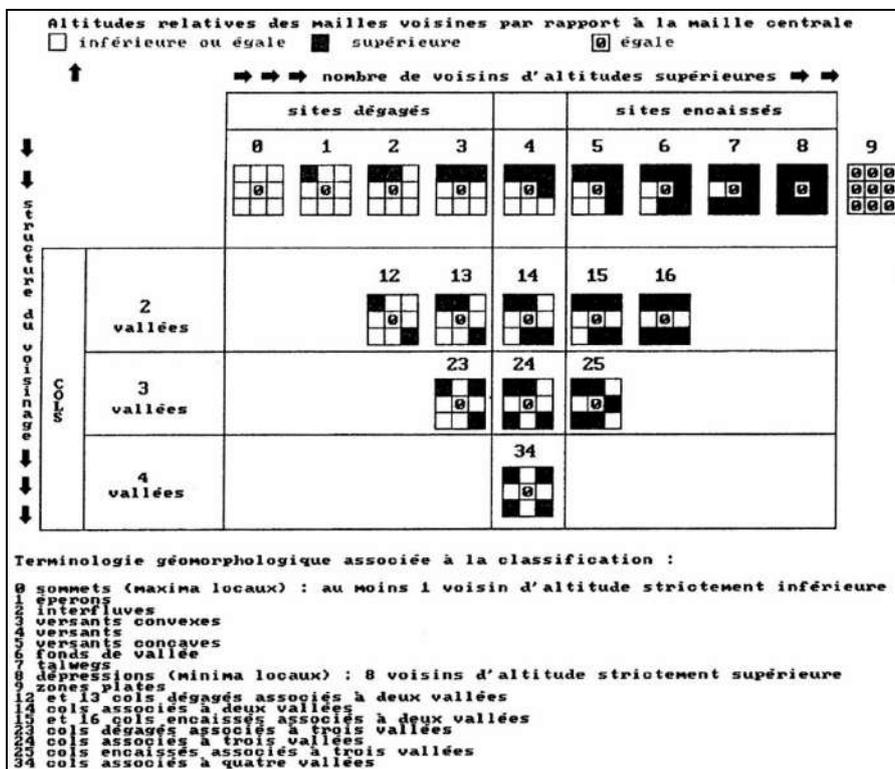


Figure 25: classification des sites sur une fenêtre 3x3 avec typologie des cols (Depraetere,1984)

L'obtention de MNT hydrologiquement cohérent suppose la prise en compte de ses artefacts notamment dans la critique des résultats données par les modèles de drainage. La correction de ces artefacts, soit par modification des altitudes, soit par forçage des directions de drainage, est une condition nécessaire mais non suffisante pour obtenir des résultats hydrologiquement satisfaisants.

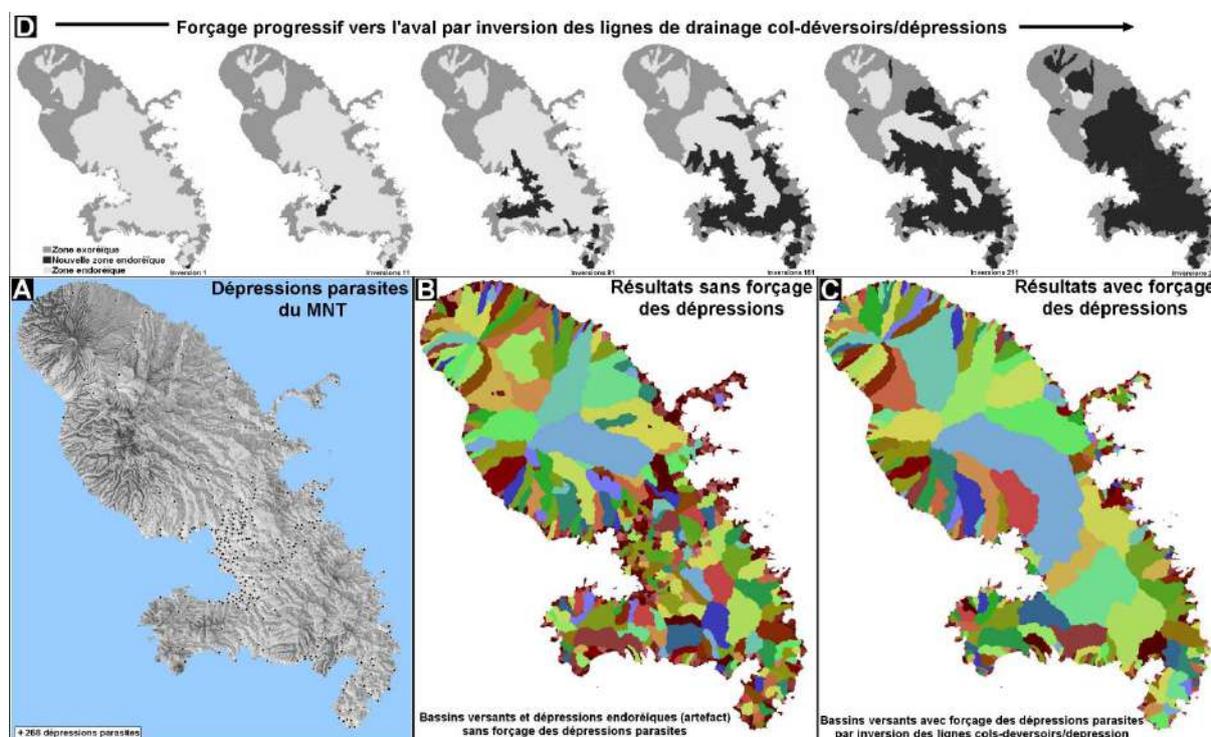


Figure 26: Forçage du modèle de drainage monodirectionnel D8 par inversion des lignes de drainage cols-déversoirs/dépressions pour obtenir la délimitation des bassins versants (appliqué au MNT LITTO3D_SEAD_25m de la Martinique)

C'est à ce titre que nous présenterons ci-dessous une étude comparative de divers MNT kilométriques et infra-kilométriques sur une zone de faible relief située en Afrique de l'Ouest (Depraetere et Coste 1999, Depraetere 2000). La zone considérée située en zone soudanienne au Bénin est représentative des formes de relief et des types d'écoulement propre à la pénélaine africaine développée sur socle: vallée de largeur kilométrique avec versant de commandement décamétrique (10 à 30 mètres), écoulement exoréique saisonnier sous 1000mm/an. Cinq MNT issus de différentes sources et selon diverses méthodes ont été appliqués à cette région (Figure 27 A à E) afin de comparer les résultats d'extraction des bassins et des lignes d'écoulement principales (Figure 27 A' à E') ainsi que les profils en long de ces dernières (Figure 28) :

- MNT SK30 (MNT 30'' d'arc de SKIMPEX⁶) : (Figure 27A)
Ce MNT est dérivé de courbes de niveau. La source des données et la méthode d'interpolation ne sont pas spécifiées par les fournisseurs (SOYUZKARTA IMPORT/EXPORT) mais peuvent être déduite de

⁶ SKIMPEX : Soyuzkarat IMPort/EXport, Moscou, Russie

l'analyse du MNT : l'intervalle des courbes de niveau est de 100 mètres combinée à une interpolation bi-linéaire.

- MNT SK15 (MNT 15'' d'arc de SKIMPEX) : (Figure 27B)
Idem MNT SK30 mais avec courbes de niveau dont l'intervalle est de 50 mètres. Meilleur rendu modelé mais les zones plates restent (interpolation bi-linéaire !) restent importantes le long des grandes vallées.
- MNT GTOPO30 (source USGS⁷): (Figure 27C) Ce MNT est dérivé de courbes de niveau d'intervalle 250 pieds (≈ 76 mètres) et prend en compte le tracé des cours d'eau par la méthode ANUDEM (Hutchinson 1989, 1996). Les courbes de niveau et le tracé des cours d'eau sont issus des cartes ONC (Operational Navigation Charts 1/1.000.000) américaines numérisées dans la base DCW (Digital Charts of the World).
- MNT IGN200 (Source IRD⁸): (Figure 27D)
Interpolé à partir des cartes IGN⁹ au 1/200.000. L'intervalle des courbes est de 40 mètres avec quelques intercalaires à 20 mètres. La méthode d'interpolation est basée sur des splines cubiques dans 4 directions (OROLOG Depraetere, 1990).
- MNT IGN200S (Source IRD): (Figure 27E)
Variante de IGN200 prenant en compte les courbes de niveau des cartes 1/50.000 (intervalle 20 mètres) et 1/20.000 (intervalle 5 mètres) disponibles sur certaines parties de la région étudiée.

Les résultats hydrographiques démontrent leur forte dépendance à l'égard de la méthode d'interpolation et des artefacts qui en résultent, tout autant si ce n'est plus que de la résolution des données originelles. Ainsi le MNT SK15 semble a priori permettre une meilleure restitution du relief (Figure 27B) que le MNT GTOPO30 (Figure 27C) alors que c'est ce dernier qui fournit des résultats hydrographiques satisfaisants (comparer Figure 25B' et 25C'). La raison tient à ce que la méthode d'interpolation utilisée pour calculer le MNT GTOPO30 à partir de données topographiques et hydrographiques pourtant limitées a été développée dans le but spécifique d'une utilisation hydrologique des MNT (méthode ANUDEM, Hutchinson 1989, 1996). Manifestement les MNT de la société SKIMPEX issus de la période soviétique n'ont pas été conçus dans cette perspective et sont totalement inutilisables de ce point de vue. En revanche, les MNT issus de la numérisation de cartes topographiques (1/1.000.000 et 1/200.000 sur l'ensemble, 1/50.000 et 1/20.000 sur certaines parties) avec des méthodes d'interpolation adaptées (méthode ANUDEM, interpolation splines cubiques) permettent d'établir des MNT hydrologiquement satisfaisants (Figure 27D' et 27E', dans une moindre mesure 27F'). Les artefacts liés à ces MNT restent cependant rédhibitoire dans l'établissement des profils en long des rivières (Figure 28) avec un fort effet de marche d'escalier ou de tôle ondulée en fonction des courbes de niveau utilisées.

⁷ USGS : United State Geological Survey

⁸ IRD : Institut de Recherche pour le Développement, France

⁹ IGN : Institut Géographique National, France

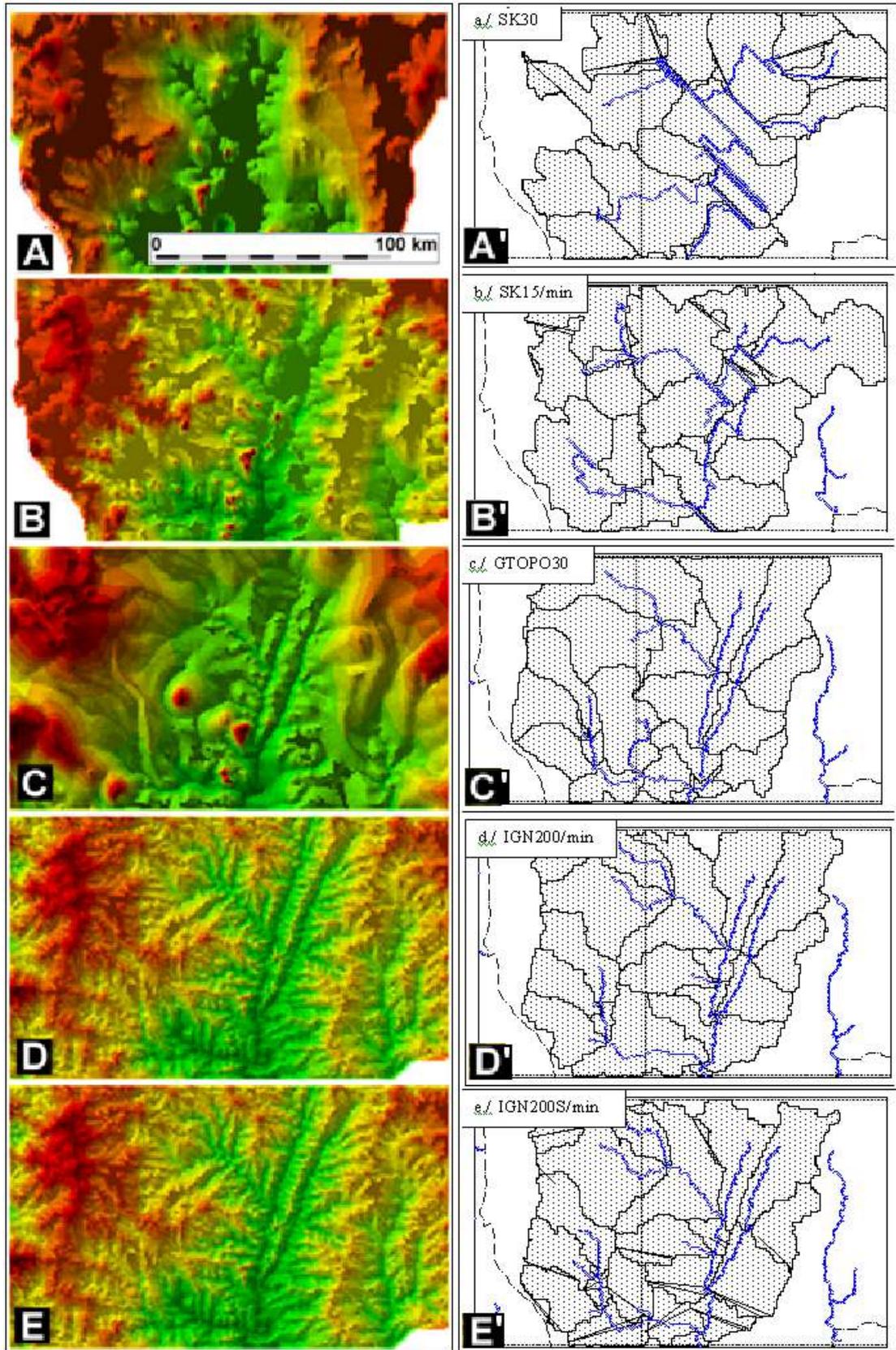


Figure 27: Divers types de MNT disponibles sur la haute vallée de l'Ouémé (Bénin) en 1999 (Depraetere et Coste 1999).

A gauche (A à E) topographie du MNT. A droite (A' à E'), "rivières" et bassins dérivés des MNT.

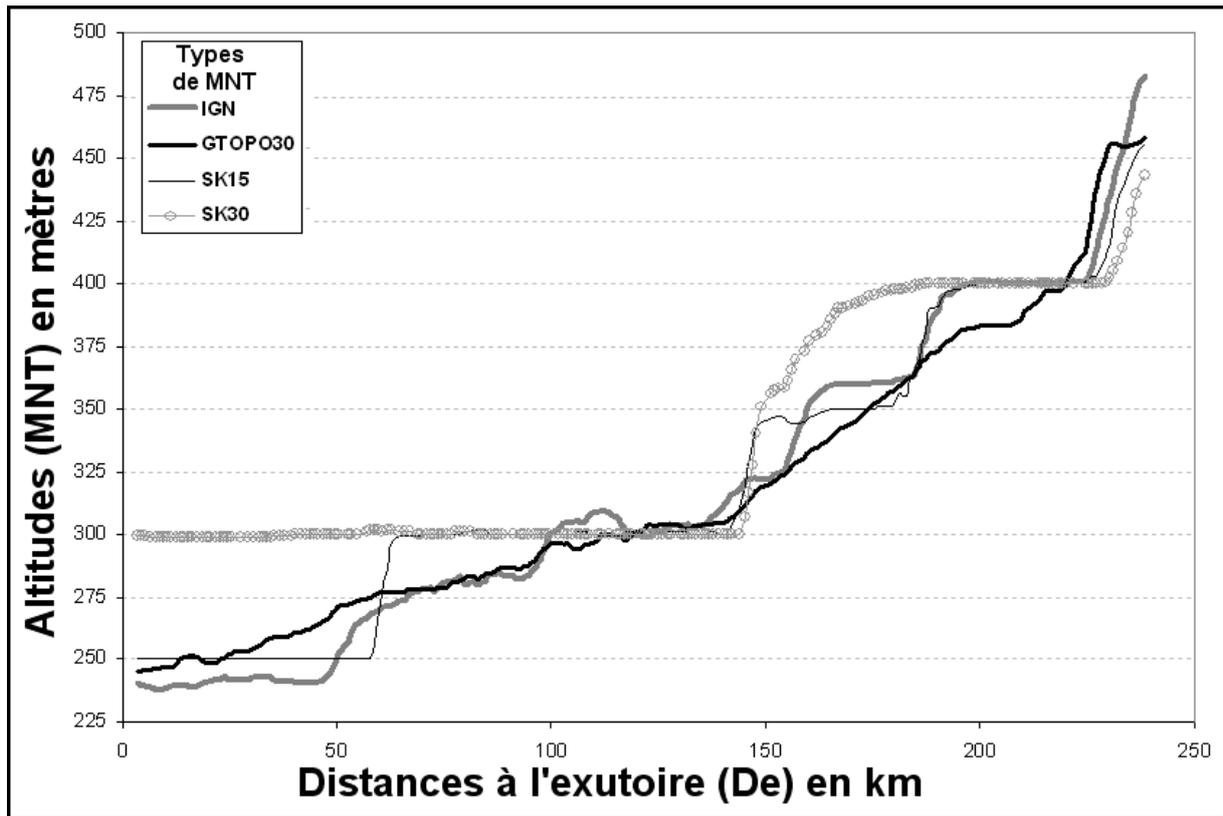


figure 28 : Profil en long du drain principal de l'Ouémé en fonction de différents MNT. Il faut noter le fort artefact de type « marches d'escalier » ou « tôle ondulée » sur les MNT SK15, SK30 et IGN200.

S'agissant de plans d'informations raster dérivés du MNT, la méthode de traitement s'apparente à celle de la télédétection. En effet l'hydrogéomorphométrie procède en premier lieu de calcul de « canaux » morphologiques, hydrographiques et hydrologiques dérivés des altitudes. Après avoir rappelé ce que sont ces différents canaux en particulier ceux les plus pertinents pour la méthode, le chapitre suivant détaillera les principales combinaisons de ces fichiers et leurs intérêts au regard de l'intelligence des formes, de la quantification des processus et de la modélisation hydrologique. Seront également exposées les méthodes d'analyse et de combinaisons de ces canaux notamment les DB qui ont un large spectre d'applications en hydrogéomorphométrie.

Chapitre 2

Les méthodes hydrogéomorphométriques

2. Les méthodes hydrogéomorphométriques:

Pour s'en tenir à l'assertion de Evans mentionnée précédemment, il en va des surfaces topographiques comme de n'importe quelle surface du type $f(x,y)=z$. S'il est admis que cette fonction peut être appliquée en tous points de la surface du sol, il en résulte que la fonction est continue. En revanche les surfaces topographiques réelles, au contraire de leurs avatars simulés notamment fractals, présentent des singularités qui leurs sont propres du fait des processus d'érosion hydrique qui vont générer deux contraintes d'ensemble sur les formes :

a./ l'organisation hiérarchisée et emboîtée des formes en fonction des points bas (niveau de base) depuis l'échelle de l'hectare (rigole, ravine, ...) jusqu'aux plus grands bassins de plusieurs millions de km² (Amazone, Nil, Congo, Yang Tsé Kiang ...).

b./ l'apparition de discontinuer des gradients (ruptures de pente) le long de lignes caractéristiques (talwegs et crêtes) s'organisant en graphes ramifiés connexes (talwegs) ou non (crêtes).

Si la première singularité ne pose pas de problèmes pour le calcul des gradients, la seconde implique que la surface n'est pas mathématiquement dérivable le long de ces lignes remarquables du relief que sont les talwegs et les crêtes. Le calcul de la pente soit la dérivée première ($f'(x,y)$), et a fortiori celle de la courbure soit la dérivée seconde ($f''(x,y)$), sont donc sujettes à caution si l'on s'en tient à une conception analytique des surfaces topographiques. Du seul point de vue mathématique, la surface topographique n'est pas dérivable en tous points ce qui pose à juste titre le problème du calcul des gradients et des courbures qui comme nous le verrons sont au cœur de la méthode hydrogéomorphométrique.

Sans éluder la question, il faut une vision plus physique et par conséquent plus pragmatique de ce qu'il est possible de faire. En acceptant une représentation simplifiée des propriétés physiques des surfaces sous forme discrète (d'où le terme de « modèle »), il est licite de calculer des approximations de ces gradients et courbures par des méthodes numériques plus ou moins élaborées. Elles permettent également de décomposer la pente et sa dérivée (une courbure est la dérivée de la pente) en des mesures plus pertinentes et plus facilement interprétables au regard de la description et la quantification des propriétés des reliefs et des processus hydrologiques avec lesquels ils sont en interactions.

Ainsi, le gradient est classiquement décomposé en pente et orientation de la ligne de plus grande pente (ΔZ max). De même, la courbure d'ensemble de type courbure moyenne quadratique ou le Laplacien ne prend un sens morphologiquement interprétable que si elle est décomposée en diverses composantes notamment celle liée à la ligne de plus grande pente (qualifié de « convexité verticale ») et celle représentant la courbe de niveau (ΔZ min=0, qualifiée de « convexité horizontale »). Physiquement, la première influe sur les caractéristiques d'accélération ou de décélération des transferts de surface alors que la seconde contrôle les propriétés de convergence ou de divergence des flux. A ces courbures liées à des lignes particulières du relief, il faut ajouter la courbure transversale qui est la perpendiculaire verticale aux deux autres courbures rendant compte du confinement latéral ou de son absence sur ces mêmes flux de matière en surface qu'ils soient liquides (eau), visqueux (coulées boueuses), plastique (neige, lave) ou solide (éboulement). L'hypothèse fondamentale sous jacente à la géomorphométrie repose sur la conviction que les courbures ainsi calculées constituent un excellent marqueur de l'évolution géomorphologique en modelé fluvial de

part leur valeurs, leur localisations, leurs répartitions spatiales, leurs interrelations et leurs ampleurs.

Cette introduction n'est pas superfétatoire au regard de ce qui va suivre sur la présentation beaucoup plus factuelle des méthodes géomorphométriques. Au contraire, elle permet de replacer cette démarche dans le cadre plus général de l'étude des propriétés des reliefs terrestres qui constituent le cœur de la géomorphologie, celle-ci restant la discipline mère qui m'a nourri et conduit à concevoir ce qui suit.

2.2 Les fichiers hydrogéomorphométriques dérivés du MNT :

Il faut s'inscrire en faux par rapport à la définition précédemment mentionnée de Pike, pourtant fervent et brillant défenseur de l'utilisation des MNT. Pour rappel, il voit dans le « DEModelling » un amalgame de bric et de broc scientifico-technique permettant de manipuler des grilles de données altimétriques ! Face à une telle déclaration, il ne faut pas s'étonner de voir les meilleurs esprits se montrer hésitants voire perplexes pour ne pas dire hostiles à une pratique qui s'apparenterait plus à une mièvre cuisine informatique qu'à une nouvelle euristique venant compléter judicieusement la prise en compte du relief dans les sciences environnementales. Il nous paraît donc important de mentionner les raisonnements qui sous-tendent les choix méthodologiques et l'interprétation des résultats. Il n'en demeure pas moins que la pratique hydrogéomorphométrique nécessite l'acquisition de connaissances pratiques et d'un formalisme propre qui peuvent paraître rébarbatifs au premier abord alors qu'ils sont à terme roboratifs. C'est dans cet esprit que les formalisations des méthodes de calcul ainsi que les considérations numériques qui s'y rapportent, seront reportées en annexe sauf si elles sont indispensables pour la compréhension du raisonnement, le présent travail étant en premier lieu l'aboutissement d'une recherche géomorphologique et non d'une compilation de méthodes d'analyse numérique.

Alors que le précédent chapitre détaillait la donnée utilisée en insistant sur ses imperfections, celui-ci décrit pas à pas les méthodes permettant de passer d'un champ d'altitudes, à la définition et à l'étude d'objets hydrogéomorphométriques, le bassin versant étant par essence le plus évident et le plus accompli.

Par commodité, la convention sera d'utiliser une abréviation pour chaque fichier dérivé. Ainsi le plan d'information MNT sera-t-il qualifié de plan Z (ou Ze si MNE), la pente de PET, le modèle de drainage de DRA, etc. Lorsqu'il sera question de combinaison de fichiers, le formalisme « Z x PET » indiquera le croisement des informations du plan Z (Altitudes) avec le plan PET (pentes), soit un traitement de type hypsoclinographique.

Modes de calcul :

Le calcul d'un ensemble cohérent de plans dérivés complémentaires du MNT suppose un choix dès l'abord sur le voisinage local nécessaire à ces calculs (figure 29). Ces choix sont :

- Calcul en mode maillé : chaque « maille » de calcul est encadrée par 4 points de la grille du MNT. En ce cas, le pas de calcul des gradients (pente et orientation) et des directions de drainage est égal à la résolution μ du MNT. En revanche, le calcul des valeurs de courbures doit être fait sur un voisinage de 3x3 mailles ce qui suppose un champ de 4x4 points du MNT et donc un pas de mesure de 3 μ . Les fichiers dérivés

ont une taille différente de celle du MNT : si le MNT comporte N colonnes de M points, les plans dérivés auront une taille de $(N-1) \times (M-1)$ points. Afin d'être superposable spatialement il est nécessaire de calculer un fichier dérivé « maillé » du MNT ce qui revient à un lissage du relief.

- Calcul en mode centré : chaque « maille » de calcul est centrée sur un point du MNT et tous les calculs se font sur un voisinage de 3×3 points de grille donc avec un pas de mesure de 2μ . Les fichiers dérivés ont la même taille et le même calage spatial que le MNT originel. En revanche, les mailles centrées situées sur le bord de l'image ne peuvent pas fait l'objet de calcul, certains points voisins étant inconnus.

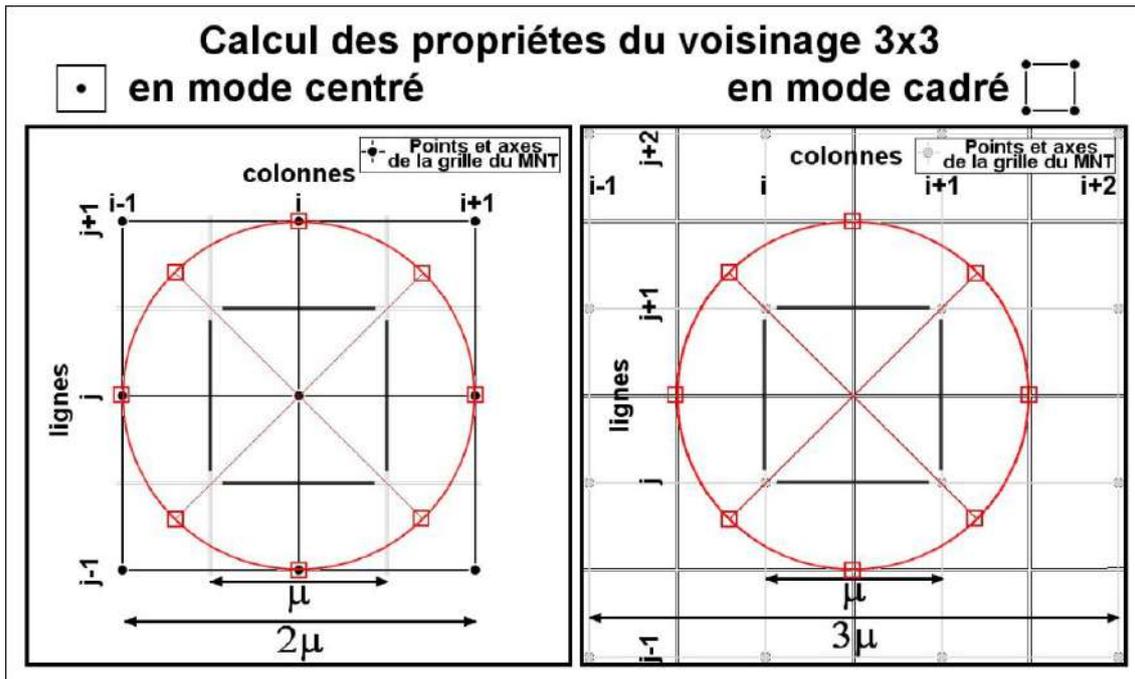


Figure 29: calcul en mode maillé ou en mode centré

Bien que le mode maillé présente quelques avantages, le mode centré offre une meilleure cohérence d'ensemble car le pas de mesure est le même pour toutes les caractéristiques dérivées et il n'est pas nécessaire d'utiliser une version lissée du relief. C'est donc le mode centré qui sera utilisé.

La figure 30 présente un exemple de points de mesures altimétriques sur un voisinage 3×3 en mode centré (cas général i et j correspondant aux lignes et colonnes du MNT sur la figure 30a, cas numérique en 30b). Il faut noter que les altitudes considérées pour le calcul des fichiers dérivés sont ramenées à celle d'un cercle centré sur le point central et de rayon μ (figure 30 b et b'). Afin de faciliter l'interprétation géomorphométrique, les altitudes relatives sont indiquées sur la figure 30b' sans que l'altitude absolue influence la valeur des mesures de pentes et de courbures.

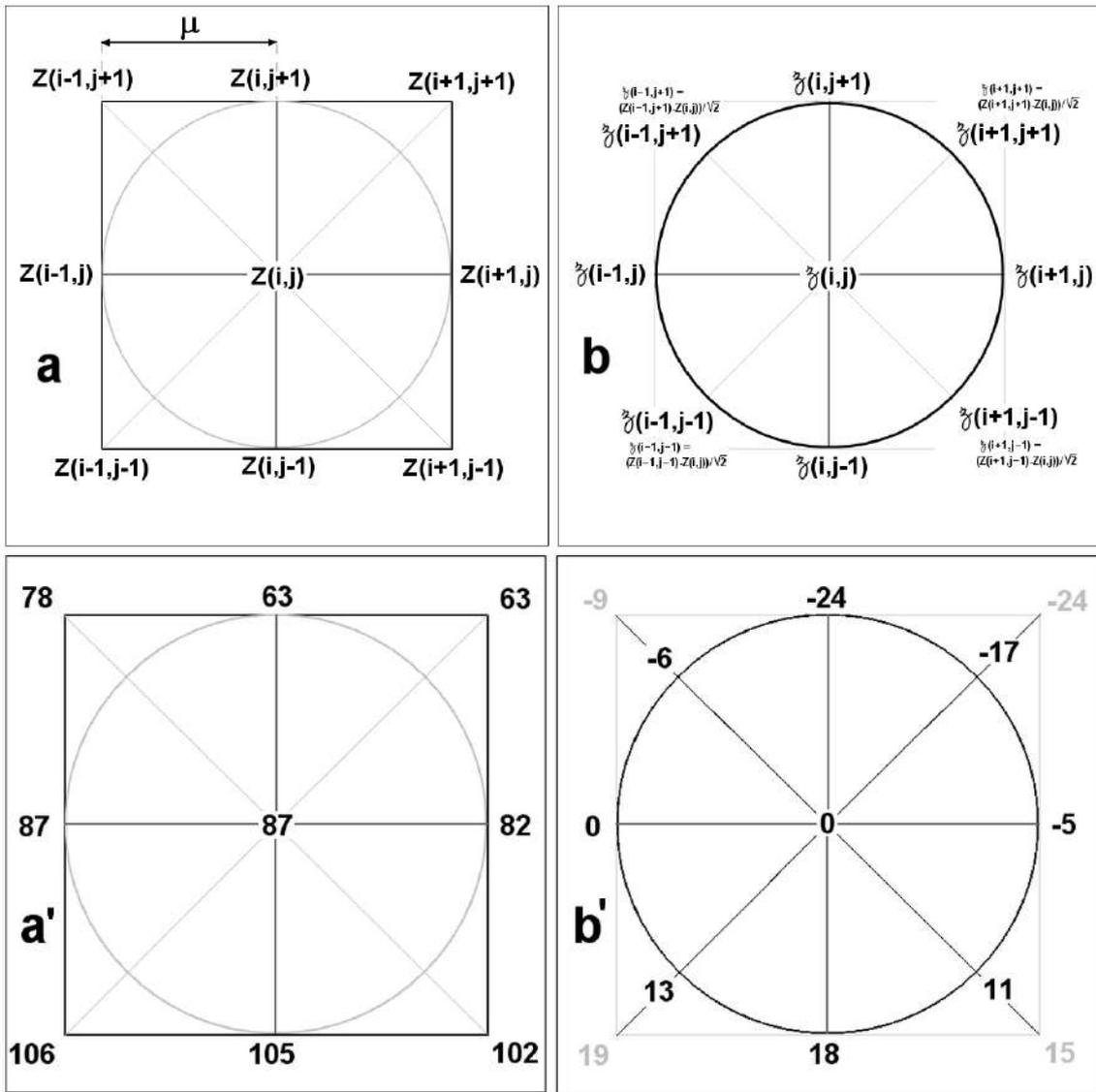


Figure 30: voisinage 3x3 de calcul des courbures des formes de terrain (exemples en a' et b')

Mesures des pentes :

Le calcul du gradient de pente décomposés en ses deux composantes horizontale (l'orientation) et verticale (la pente *sensu stricto*) ne sera pas détaillé ici. La principale raison tient à ce que les méthodes sont largement connues. En revanche dans le cadre d'un raisonnement hydrogéomorphométrique, le calcul de pente et particulièrement l'orientation est étroitement liée à l'établissement des directions de drainage et donc du modèle de drainage qui résulte de leur intégration dans un graphe d'écoulement connexe. La méthode la plus évidente consiste à calculer le plan de régression le plus proche des points du voisinage local, établir le vecteur normal à ce plan puis à le décomposer en ses deux vecteurs horizontaux et verticaux (Steyn 1976). Cette méthode revient à moyenner et donc à lisser les valeurs sur un voisinage ($\mu \times \mu$) en mode maillé et ($2\mu \times 2\mu$) en mode centré. En ce cas, le mode maillé présente un avantage puisqu'il lisse moins les valeurs de pente. La question pertinente est de savoir si ces méthodes pour reconnues qu'elles fussent s'avèrent adaptées à l'objet de l'hydrogéomorphométrie. S'agissant d'établir les gradients le long des lignes de plus grande pente (ΔZ max), il apparait que le lissage qu'implique ce mode de calcul ne peut être qu'une

approximation de la pente réelle d'écoulement. Ceci est d'autant plus vrai le long des talwegs qui sont des éléments fondamentaux des « chemins de l'eau » tels que décrit par le MNT.

Ne peut-on pas utiliser une méthode à la fois plus simple et plus adaptée convenant à la fois pour les pentes d'écoulements sur versant et en talweg/rivière ? La solution la plus simple consiste à déterminer le gradient de pente positif le plus élevé depuis la maille centrale vers une de ses 8 voisines dans un voisinage 3x3. Il suffit alors de calculer la tangente et d'établir l'orientation avec une approximation de $\pm 45^\circ/2$. Outre le fait que la mesure porte en ce cas sur la ligne de plus grande pente, en particulier le long des talwegs, l'avantage tient à ce que le pas de mesure se ramène à la résolution μ originelle du MNT en mode centré (2μ en mode maillé!). Est-ce que l'approximation sur les orientations qui en l'occurrence se confondent avec les directions de drainage, constitue un problème majeur ? Il est certain que sur un échantillonnage important ces approximations se compensent et il n'y pas lieu de craindre un biais susceptible de fausser les résultats d'ensemble notamment dans le chevelu des talwegs. Toutefois, il a été clairement établi qu'une dérive notable existe sur les versants présentant une pente d'ensemble régulière vers des orientations intermédiaires entre les huit directions imposées (Fairfield and Leymarie, 1991). En ce cas, l'écart entre la position probable et la position calculée se cumulent le long des lignes d'écoulement entraînant d'une part une erreur de localisation des exutoires en bas de versant, d'autre part une surestimation des longueurs d'écoulement et une sous-estimation de leurs pentes. Il est possible de corriger cet effet soit par des méthodes stochastiques, soit en calculant le cumul des écarts le long des lignes de plus grande pente. En résumé, les calculs de pente et d'orientation dans les applications hydrogéomorphométriques doivent être intimement liés et cohérents avec les lignes d'écoulement superficiels et le modèle de drainage qui en résulte. Nous y reviendrons en détail lorsque ce dernier sera traité.

Mesures des courbures :

La mesure des courbures constitue le cœur de la méthode hydrogéomorphométrique aussi faut-il insister sur l'importance de ce qui suit. Il est étonnant que depuis les travaux de Evans sur la géomorphométrie générale dans les années 70 aucune application remarquable des notions de convexités verticales et horizontales n'ai vu le jour bien que la communauté scientifique s'accorde à reconnaître son intérêt théorique. A cela plusieurs raisons, la plus notable étant que ces mesures ne sont pas aisées à interpréter pour qui n'a pas une vision intime de l'architecture d'ensemble des modelés fluviaux, vision qui ne peut être acquise que par une intime familiarité avec le terrain et une perception naturaliste des paysages depuis l'échelle de la parcelle jusqu'à celle de la vallée. Autre raison, cette fois plus technique, ces mesures de courbure sont exprimées dans des unités qui ne peuvent être ramenées de façon simple à des informations angulaires simple sur la géométrie des formes.

Ces deux difficultés procèdent du même problème que nous exposerons en forçant le trait ; d'un côté des naturalistes ayant une vaste culture de terrain mais manipulant des concepts généraux sur des bases empiriques et inductives ; de l'autre, des ingénieurs soucieux d'applications et de développement d'outils procédant par raisonnement hypothético déductif et ayant une forte connaissance de la physique. Sans être une gageure, il faut constater que la convergence de ces deux compétences vers des questions d'intérêts aussi pratique et aussi théorique que l'hydrologie ne va pas de soi, comme en témoigne encore le caractère encore marginale de l'hydrogéomorphométrie. Choix a donc été fait de proposer des méthodes de mesures de courbures aussi proche que possible de l'intuition géomorphologique et de l'observation sur le terrain. L'objectif est également de fournir des caractéristiques simples

sous la forme de mesures angulaires directement et physiquement satisfaisantes pour les modèles hydrauliques et hydrologiques.

Cette démarche volontairement géométrique plutôt qu'analytique des formes de terrain sera qualifiée de géomorphométrie « géométrique » au risque de paraître redondant. Pour éviter cet écueil, la mesure des courbures basée strictement sur des valeurs géométriquement interprétables pourrait s'intituler « kampéométrie » à partir de la racine grecque kampê signifiant « courbure ».

La courbure totale d'une portion de surface correspondant à un voisinage 3x3 peut se décomposer en trois composantes faisant référence à des lignes particulières du relief. Par convention, ces courbures seront qualifiées de « convexités », ces dernières pouvant prendre des valeurs positives (convexité au sens propre) ou négatives (concavité). Ces trois convexités sont les suivantes :

- La convexité horizontale (Ch) : mesure la courbure de la courbe de niveau ($\Delta Z_{min}=0$) passant par le point central. En fait de courbure, la valeur de la Ch est ramenée à une valeur angulaire pouvant varier entre -180° et 180° . Par convention les dépressions et les sommets auront pour valeur respectivement -180° et 180° . Cette valeur angulaire de la Ch sera qualifiée de Convexité Horizontale Géométrique (CHG). *CHG ε [-180..180] en degrés*
- La convexité verticale (Cv) : mesure la courbure de la ligne de plus grande pente (ΔZ_{max}) passant par le point central. En fait de courbure, la valeur de la Cv est ramenée à une valeur angulaire pouvant varier entre -90° et 90° . Cette valeur angulaire de la Cv sera qualifiée de Convexité Verticale Géométrique (CVG). *CVG ε]-90..90[en degrés*
- La convexité transversale (Ct) : mesure la courbure des deux lignes de montée ou de descente maximale perpendiculairement et de part et d'autre de la ligne de plus grande pente (ΔZ_{max}) et passant par le point central. En fait de courbure, la valeur de la Ct est ramenée à une valeur angulaire pouvant varier entre -90° et 90° . Cette valeur angulaire de la Ct sera qualifiée de Convexité Transversale Géométrique (CTG). *CTG ε]-90..90[en degrés*

La figure 31A reprend le cas de la figure précédente et montre sur cet exemple graphique de quelle façon les angles relatifs aux trois convexités sont calculés. La convexité horizontale géométrique (CHG) procède du calcul de l'angle formé par l'isohypse 0 m au droit du point central soit 194° auquel on retranche la valeur 180° qui correspond à une isohypse parfaitement droite (Figure 25B). La CVG est établie le long de l'axe présentant la plus forte pente (Figure 31C) et correspond à la soustraction entre la pente du segment aval et celle du segment aval (Figure 31C'). Enfin la CTG dérive de l'angle formé par les deux pentes de part et d'autre de la maille centrale (Figure 31D') selon la direction ou elles sont identiques et présentent la plus forte valeur en valeur absolue (Figure 31D).

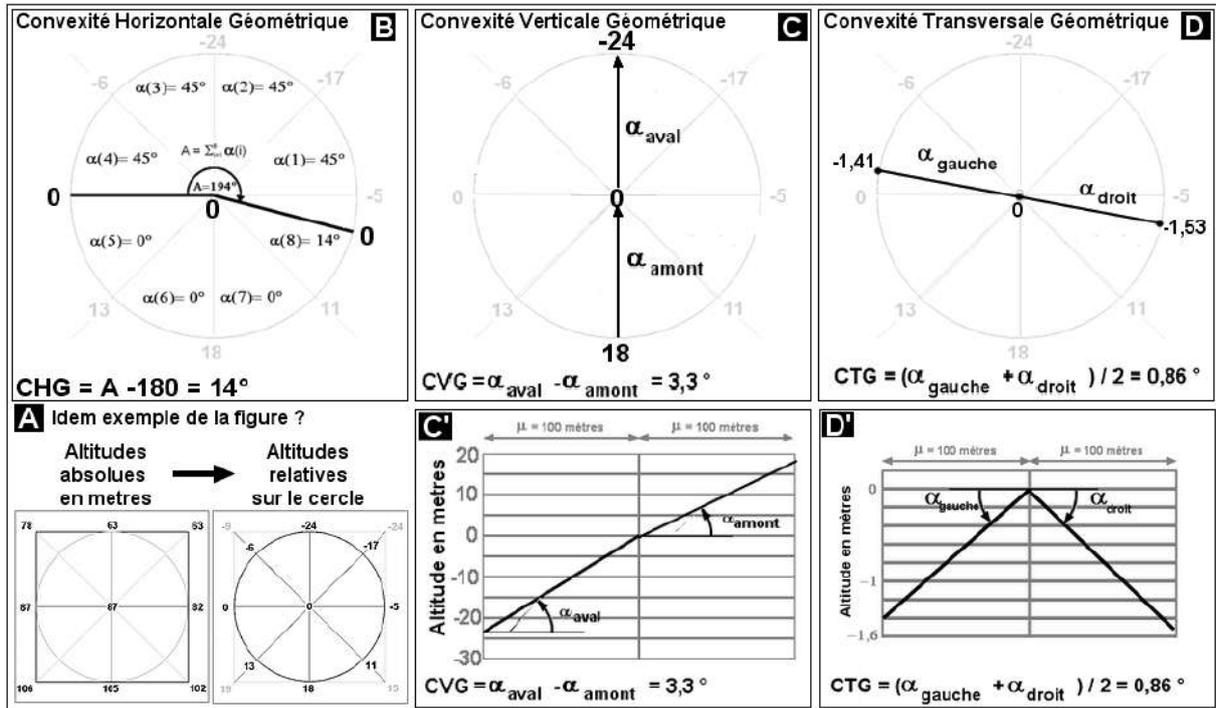


Figure 31: méthode de calcul des 3 courbures géométriques sur un exemple

Les crêtes et interfluves correspondent à des zones convexes (valeurs positives de courbure) pour les trois courbures alors que les vallées et les thalwegs sont associés à des zones concaves (valeurs négatives de courbure) pour les trois courbures. Les versants présentent des courbures faibles proches de 0. Les trois courbures s'avèrent partiellement corrélées, tout en présentant un large spectre de combinaison notamment entre CHG et CVG d'une part (Figure 32A) et CVG et CTG d'autre part (Figure 32C). On notera que la figure 32B peut être comparée au schéma de Ruhe dans la figure 2. La relation entre la CHG et la CTG (Figure 32B) démontrent que ces deux mesures sont logiquement mieux contraintes l'une par l'autre car elles se réfèrent toutes deux à la notion d'encaissement des vallées (valeur négative donc concave dans les deux cas) ou de décaissement des crêtes (valeur positive donc convexe dans les deux cas). La différence tient à ce que la CHG ne fait qu'indiquer les degrés de convergence ou de divergence latéraux (indépendamment du relief) alors que la CTG prend en compte les volumes encaissés ou décaissés.

Il est important de retenir que la convexité horizontale CHG se distingue des deux autres convexités géométriques de par le fait qu'elle ne dépend que des altitudes relatives et non des altitudes absolues. En effet, elle procède de la projection sur un plan horizontal des isohypses quelque soient leurs valeurs. Pour s'en convaincre, il suffit de regarder une carte de courbes de niveau. Même si la valeur des altitudes ne sont pas connu le document nous donne à lire une topographie relative indépendante de l'importance du relief.

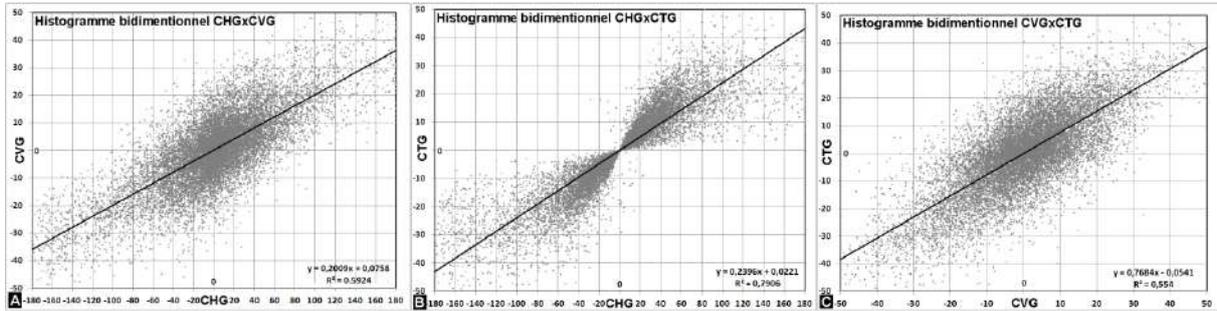


Figure 32 : Diagramme bidimensionnel et corrélation linéaire entre les trois convexités géométriques (zone test dans le bassin des Carbets en Martinique, MNT 16x16m dérivé du LITTO3D)

Partant de ces mesures de convexité, il est intéressant maintenant de revenir à la notion de courbure totale qui dérive peu ou prou de la combinaison de celles-ci. Nous utiliserons en ce cas les travaux de Henri Dufour¹⁰ qui propose plusieurs méthodes pour évaluer les courbures d'ensemble du relief, s'apparentant ainsi à la notion de modelé des formes de terrain des géomorphologues. Indépendamment de leur forme convexe ou concave et de la nature verticale, horizontale ou transverse des courbures, il peut être utile de pouvoir quantifier globalement le caractère plus ou moins chahuté d'une topographie avec les deux extrêmes correspondant à une surface plane inclinée ou non et une surface chaotique d'un point à un autre.

La géomorphométrie dufourienne utilise un développement de Taylor pris à l'ordre 2 calculé sur une fenêtre 3 x 3 mailles (voir détails des coefficients et de formule de calcul en annexe 1). Donc, il s'agit d'une méthode analytique qui diffère des choix géométriques fait pour le calcul des convexités. De fait, les mesures ne sont pas associées à une unité et constitue plus un indice qu'une valeur interprétable géométriquement. Les deux courbures que propose Dufour sont :

- La courbure moyenne (CM): elle permet de différencier les zones encaissées (valeur négative) des zones décaissées (valeur positive) toutes convexités confondues.
- La courbure moyenne quadratique (CMQ): celle-ci ne différencie pas zones encaissées et décaissées, bien au contraire elle confond les deux (toutes les valeurs sont positives), ce qui permet de distinguer les zones proches de la forme d'un plan incliné ou non (valeur proche de 0) des zones au relief plus chahuté présentant un modelé plus rugueux (valeur élevée) avec $CMQ > 0$.

Ces courbures CM et CMQ assurent une fonction de complémentarité marginale par rapport aux trois convexités géométriques CHG, CVG et CTG de l'hydrogéomorphométrie. Il est toutefois utile de comparer ces deux courbures dufouriennes avec celles-ci car cela permet une validation croisée des deux types de mesure qui procèdent de démarches opposées, analytique pour les premières, géométrique pour les secondes.

En premier, les deux courbures de Dufour s'avèrent fortement corrélées si l'on considère la valeur absolue de CM (figure 33). C'est la CTG qui est la mieux corrélée avec les deux courbures dufouriennes (figure 34C) alors que la CHG l'est bien moins (figure 34A).

¹⁰ Dufour propose également diverses mesures de courbure dont certaines ne seront pas exposées dans le texte : la courbure totale (Laplacien) et une mesure s'apparentant à la convexité horizontale. Voir annexe 2 pour plus de détail.

Cette observation s'avère cohérente puisque la convexité horizontale est indépendante du relief alors que c'est la CTG qui influe le plus sur les principales ondulations du relief, la CVG n'intervenant que secondairement sur le modelé des versants et le long des profils en long. La meilleure corrélation avec CM s'obtient en combinant CVG et CTG ($R^2=0,83$ pour $CM \times (CVG+CTG)/2$), figure 34E).

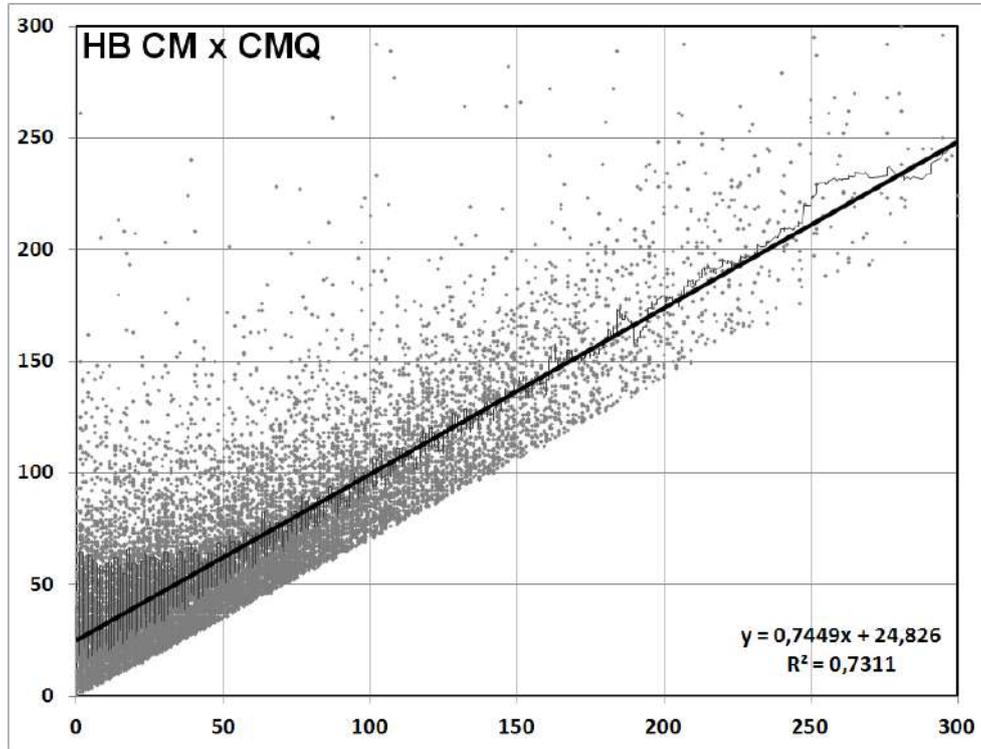


Figure 33 : Diagramme bidimensionnel et corrélation entre la valeur absolue de CM et CMQ (zone test dans le bassin des Carbets en Martinique, MNT 16x16m dérivé du LITTO3D)

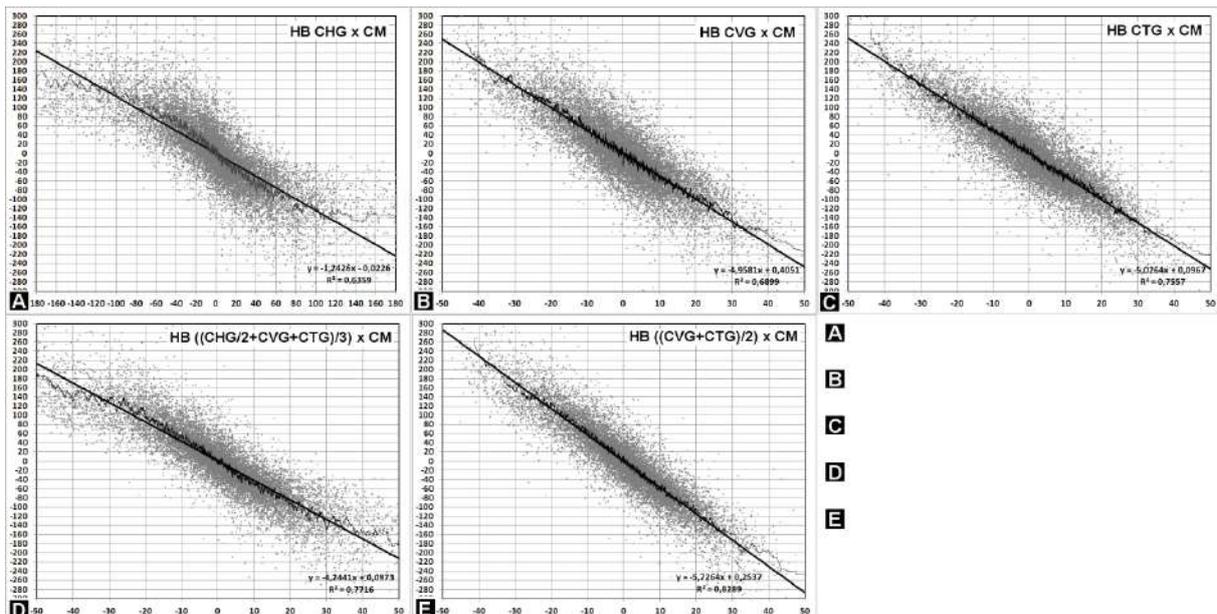


Figure 34 : Diagramme bidimensionnel et corrélation entre les trois convexités CHG, CVG et CTG d'une part et la courbure CM d'autre part. (zone test dans le bassin des Carbets en Martinique, MNT 16x16m dérivé du LITTO3D)

Les corrélations entre les valeurs absolues des convexités géométriques et la CMQ sont faibles à l'exception notable encore une fois de la CTG ($R^2=0,65$ pour $CMQ \times \text{abs}(CTG)$, figure 33C).

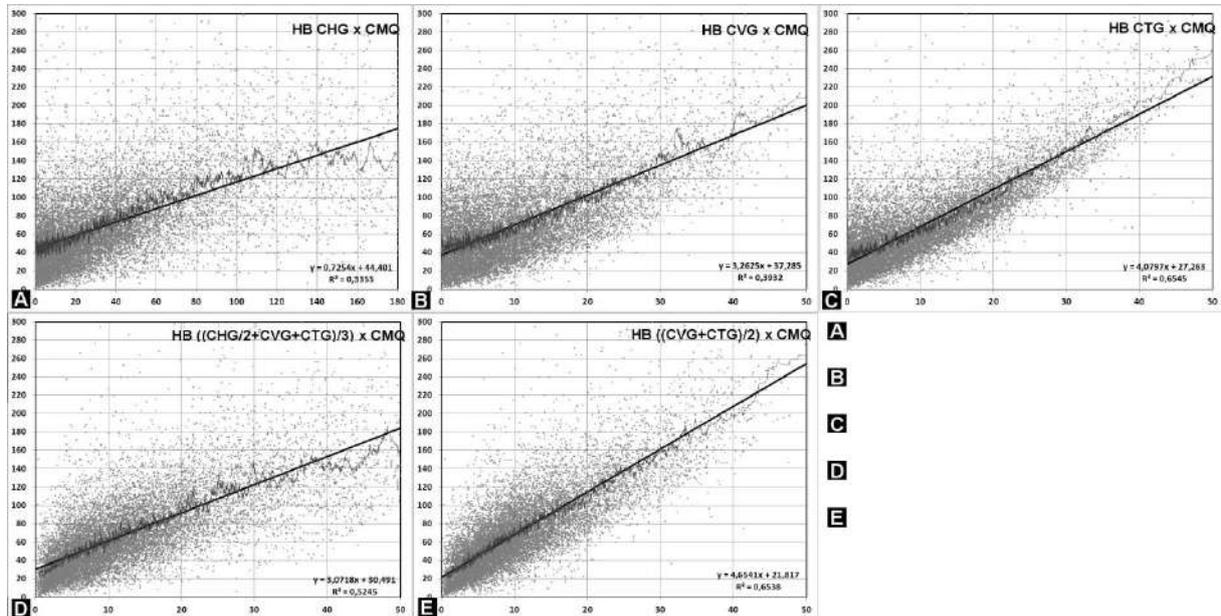


Figure 35 : Diagramme bidimensionnel et corrélation entre les valeurs absolues des trois convexités CHG, CVG et CTG d'une part et la courbure CMQ d'autre part. (zone test dans le bassin des Carbets en Martinique, MNT 16x16m dérivé du LITTO3D)

Le tableau 5 résume l'ensemble des corrélations observées sur une zone test de quelques km² présentant un modelé fluvial dominant mais avec des influences structurales variées (Figure 36). Le MNT utilisé est au pas de 16 mètres avec une précision en Z de quelques cm (dérivé du MNT Litto3D par la méthode SEAD).

Tableau 5 : corrélations entre les différentes courbures et convexités (zone test du bassin des Carbets en Martinique, MNT 16x16m dérivé de LITTO3D)

Corrélation linéaire R ² Entre les convexités géométriques et les courbures dufouriennes (zone test du bassin des Carbets en Martinique, MNT 16x16 dérivé de LITTO3D)	CHG	CVG	CTG	CM	CMQ	((CHG/2)+CVG+CTG)/3	((CVG+CTG)/2)
	CHG		0,59	0,79	0,63	0,34*	
CVG			0,55	0,69	0,39*		
CTG				0,76	0,65*		
CM					0,73*	0,77	0,83
CMQ						0,52*	0,65*
((CHG/2)+CVG+CTG)/3							
((CVG+CTG)/2)							

*Avec CMQ, il faut considérer la valeur absolue des autres courbures et convexités

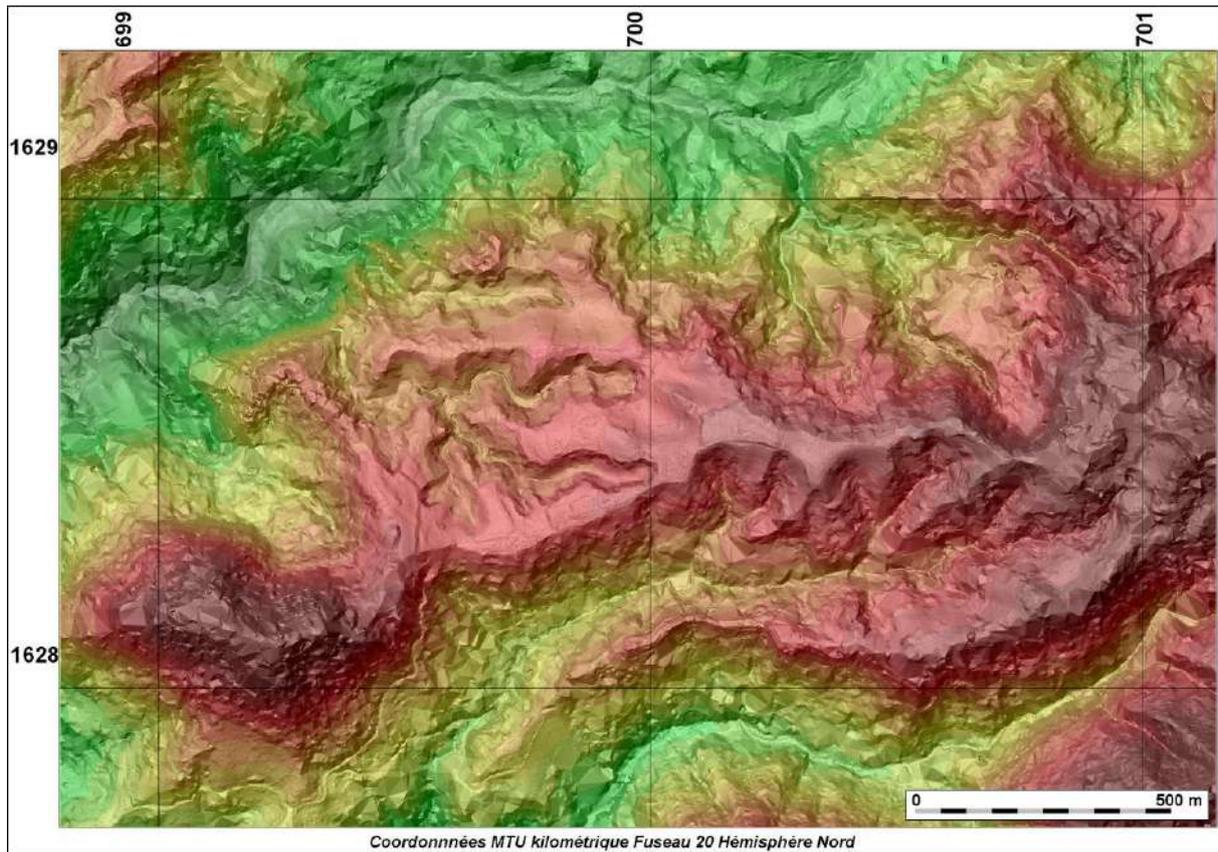


Figure 36 : Zone test localisée dans le bassin des Carbets sur l'île de la Martinique
(carte du relief établie à partir du MNT LITTO3D de résolution $m=1$ mètre et de précision en Z centimétrique, IGN décembre 2011)

Sur un exemple, les résultats ne peuvent prétendre avoir un caractère général. En revanche leur cohérence tant à valider l'intérêt de cette palette de mesures complémentaires de courbures et de convexités. Ce point étant important, nous résumerons ce qu'il convient de retenir sur ces mesures :

- La convexité horizontale CHG ne dépend pas des altitudes absolues et n'influe donc que peu et indirectement sur la courbure d'ensemble.
- La convexité verticale CVG n'intervient que secondairement sur la courbure d'ensemble puisque par définition elle ne prend en compte que de la dérivée seconde des lignes de plus grande pente.
- La convexité transversale CTG est significativement plus corrélée avec les courbures dufouriennes dans la mesure où elle tend à prendre en compte à la fois le modelé et le relief notamment le long des lignes caractéristiques que sont les talwegs et les crêtes.
- Ces trois convexités ainsi que la courbure moyenne CM permettent de différencier les crêtes (ou interfluves) des talwegs (ou vallées). C'est un élément fondamental de l'hydrogéomorphométrie, d'autant que les convexités géométriques qui, bien que corrélées entre elles, se révèlent complémentaires pour décrire géométriquement les formes et leur donner une interprétation, qu'elle soit morphostructurale ou hydrologique.

- La Courbure Générale Quadratique CMQ occupe une position marginale par rapport à l'hydrogéomorphométrie puisque par définition elle ne différencie pas les courbures négatives et positives ce que la rend impropre à distinguer talwegs et interfluves (« kammweg » ?). Elle permet toutefois de distinguer collines, plaines et montagnes en ne privilégiant aucun élément du modelé des paysages. On retiendra qu'une estimation équivalente semble pouvoir être obtenue en combinant empiriquement les valeurs absolues des trois convexités géométriques ($CMQ \approx (abs(CHG/2) + abs(CVG) + abs(CTG))$).

Tout comme les pentes, les convexités et courbures sont sensibles à la résolution μ du MNT. Toute chose égale par ailleurs, une surface topographique tend à devenir de plus en plus chaotique (décorrélation spatiale des voisinages) lorsque μ augmente du moins jusqu'à l'échelle kilométrique. En conséquence comme nous le verrons dans l'étude ultérieure, les valeurs de courbures et de convexités s'accroissent avec la résolution. La valeur absolue des convexités géométriques n'a de sens précis que si la forme de terrain sous-jacente à une extension spatiale au moins égale à μ . Le rapport d'échelles entre les formes de terrain et le pas de mesure étant au cœur de la pratique hydrogéomorphométrique, nous y reviendrons notamment en étudiant la sensibilité des résultats en fonction de la résolution du MNT.

2.3 Modèle de drainage et fichiers hydrographiques dérivés :

Ce chapitre constitue de façon certaine la partie la plus complexe et la plus spécifique de la démarche hydrogéomorphométrique. Que le raisonnement porte à l'échelle d'une molécule, d'une goutte d'eau, d'un filet d'eau ou d'une crue, les processus hydrologiques en milieu naturel ont ceci de particulier que la physique ne peut les approcher que de façon approximative, plus exactement stochastique, tant sont complexes les interactions et emboîtements d'échelle des divers facteurs influençant « les chemins de l'eau ». Les ruisseaux font les grandes rivières certes, mais que d'aventures entre la pluie et l'océan ! Celles-ci sont en fait modélisées sous la forme d'un réseau stochastique ou déterminisme formé par un graphe de drainage simplifié dérivé d'un MNT. Une présentation synthétique des méthodes de calcul de drainage à partir de MNT est donnée dans Mulligan (2005).

Les problèmes mathématiques que pose cette représentation spatialisée des processus de production et de transfert des écoulements se retrouvent dans d'autre domaine de la recherche. Afin de placer les développements qui vont suivre dans un cadre scientifique plus large, nous reprenons ici l'introduction de la conférence sur les réseaux stochastiques qui s'est tenue au MIT en juin 2012 :

« Les réseaux stochastiques couvrent de multiples facettes de la recherche traitant de la modélisation, de la stabilité, du contrôle, de la performance, du couplage et de la conception de réseaux stochastiques. Elle donne lieu à de difficiles et subtiles problèmes mathématiques, dont la solution nécessite souvent une combinaison d'idées et de techniques de plusieurs branches des mathématiques, y compris la théorie des probabilités, la modélisation des processus stochastiques, l'analyse, l'optimisation, l'algorithmique, la combinatoire et la théorie des graphes. »

La notion de graphe appliquée aux processus hydrographiques s'impose d'elle-même au regard des traces d'un micro écoulement sur versant (Figure 37). L'objectif qui s'impose aux utilisateurs hydrologues des MNT est en premier lieu l'établissement d'un « graphe de

drainage » représentant les propriétés de transfert des ruissellements sur la surface topographique.



Figure 37 : à gauche, réseau ramifié d'écoulements superficiels sur une parcelle de 1m².
A droite, amorce d'une micro rigole au milieu d'un pavage de graviers roulés.

Il faut distinguer a priori deux types de modèles de drainage mono (figure 38B) ou multi (figure 38C) directionnels. Tous deux sont basés sur les gradients de pente, le premier n'étant en fait qu'un cas limite du second.

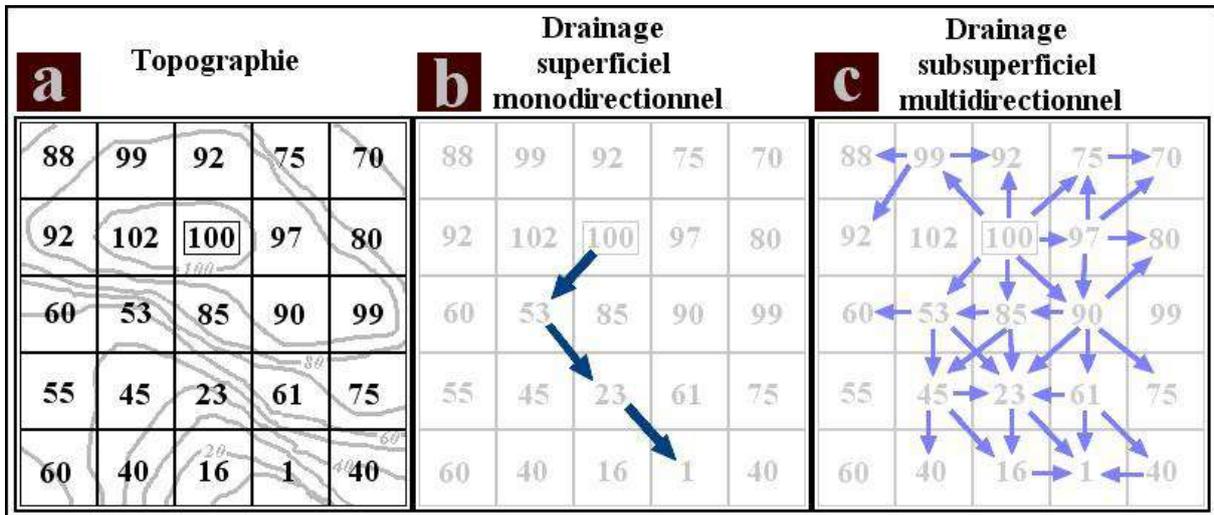


Figure 38: drainage mono et multidirectionnel

- A./ Exemple de champ topographique entourant la maille d'altitude 100 mètres
- B./ Drainage monodirectionnel type descente maximale adapté aux écoulements de surface
- C./ Drainage multidirectionnel type Beven adapté aux écoulements sub superficiels

Modèle de drainage monodirectionnel :

Le modèle de drainage le plus simple, le plus robuste et le plus largement utilisé depuis trois décennies est basé sur une direction de drainage monodirectionnel vers une et une seule des huit mailles voisines dans un voisinage 3x3, selon le principe de la descente maximale (Figure 39A). Les directions de drainage peuvent également être établies en fonction de

l'orientation des mailles (Depraetere, 1980 ou Lea, 1992). Cette méthode baptisée D8 (O'Callaghan et Mark, 1984) a été implémentée dans la plupart des SIG et peut être considérée comme étant l'élément fondateur de l'hydrogéomorphométrie opérationnelle. Sa simplicité même a fait son succès une fois résolu par divers algorithmes l'artefact d'échantillonnage des « dépressions parasites » déjà évoqué. La variante Rho8 (Fairfield et Leymarie, 1991) du D8 permet de corriger le biais de drainage apparaissant sur les versants plans. Elle attribue de façon stochastique une direction de drainage pondérée en fonction de la pente vers une des mailles aval. Cette variante n'est utile que sur les MNT présentant de vaste zone inclinée régulièrement soit du fait du relief, soit de la résolution. Un produit dérivé qui à fait florès tient à la représentation graphique de ce modèle sous la forme d'une arborescence octo directionnelle représentant de façon simple la structure du drainage (figure 39B). Le modèle de drainage n'est pas en soi un plan d'information nécessaire (sauf pour modéliser dynamiquement les transferts dans les modèles hydrologiques distribués) mais il constitue la base à partir de laquelle seront calculés d'autres fichiers dérivés hydrographiques, dont les surfaces drainées S_d (figure 40), les longueurs de drainage (L_d) et les distances à l'exutoire (D_e).

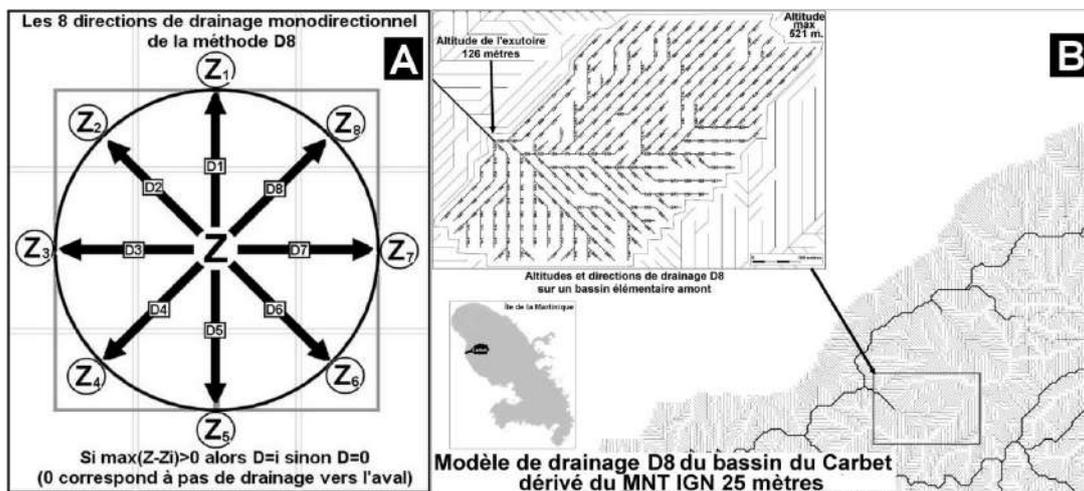


Figure 39: Modèle de drainage monodirectionnel D8 à l'échelle d'un voisinage 3x3 (figure A) et son exploitation sous la forme d'un graphe de drainage (figure B) d'un bassin versant (bassin du Carbet, Martinique)

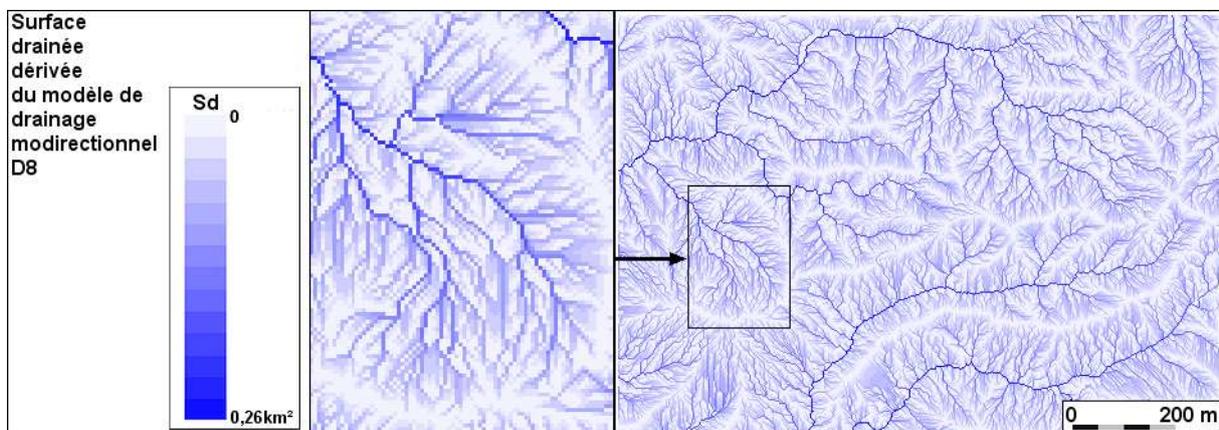


Figure 40: Surfaces drainées (S_d) en km^2 dérivé du modèle de drainage (MNT Litto3D_SEAD à 5x5 mètres sur un secteur du bassin du Carbet en Martinique)

Les modes de calcul de ces fichiers dérivés du modèle de drainage monodirectionnel D8 seront exposés ultérieurement après avoir considérées les méthodes de drainage multidirectionnelles qui sont complémentaires.

Modèle de drainage multidirectionnel et méthode DRAMP (Drainage Multidirectionnel Probabiliste):

Le modèle D8 présente une limitation majeure due à ce que par définition, il ne peut comporter de diffluence comme cela est le cas dans les deltas, les lits à chenaux anastomosés ou sur les cônes de déjection. La nécessité de disposer d'une alternative, sous la forme d'un modèle de drainage multidirectionnel permettant de gérer ces cas, apparait évidente. C'est de l'hydrologie qu'est venue la première méthode de ce type sous la forme d'un Indice de Saturation Potentielle en Eau des Sols (ISPES) développé par Beven et Kirkby (1979). Des variantes ont été développées par la suite : the Multiple Flow direction (Quinn et al., 1991), the Kinematic routing algorithm (Lea et al., 1992), the DEM Network (DEMON, Costa-Gabral et Burges 1994) et The D-Infinity algorithm (Tarboton, 1997). Dans le cas de DEMON et D-Infinity, le drainage aval ne peut être que bi directionnel. Pour le Kinematic routing, l'algorithme prend en compte l'énergie cinétique des écoulements amont pour définir l'écoulement aval, ce qui tend à réduire les divagations trop aléatoires.

L'ISPES reste cependant la méthode la plus élaborée car elle se fonde sur des concepts physiques généraux concernant les percolations dans les sols poreux. Dans sa conception même, il s'applique de façon spécifique à l'estimation des écoulements sub superficiels ou percolations s'effectuant dans la couche poreuse des sols, cet indice étant calculé à partir d'un MNT. Les hypothèses relatives à l'ISPES sont les suivantes:

- Il est proportionnel à la surface drainée $\ln(a)$ au sens d'un drainage multidirectionnel pondéré pour chaque direction en fonction de la dénivelée.
- Il est inversement proportionnel à la pente locale $Tan(b)$.

Ces hypothèses s'expliquent du fait qu'un lieu aura dotant plus tendance à se saturer qu'il draine une large surface de sol et qu'il sera d'autant plus faiblement drainé vers l'aval que sa pente sera faible. Par convention, le log de cette valeur est utilisé soit la formulation synthétique :

$$(1) \text{ISPES} = \text{Log}(a) / \text{Tan}(b) \text{ (Figure 39A)}$$

Le calcul de b ne pose pas de problème puisque c'est un des produits de base pouvant être dérivé du MNT. Le calcul de a suppose en revanche une méthode *ad hoc* devant être développée de façon spécifique pour cette application. Il s'agit donc de simuler la percolation dans la partie poreuse des sols et des formations superficielles aucune hypothèse n'étant faite sur leur épaisseur, celle-ci étant supposée homogène ainsi que leur porosité (des variantes proposées par Saulnier prennent en compte ces caractéristiques dans le calcul de l'indice, cf. Saulnier 1996 et Saulnier et al. 1997). Le modèle de drainage multidirectionnel doit être appliqué à un espace discret composée de maille soit le MNT définissant le champ des gradients de pente. La quantité d'eau Q_{centre} percolant vers une des 8 mailles voisines (Q_i , $i \in [1..8]$) à partir de la maille centrale sera proportionnelle à la dénivelée vers l'aval $\Delta Z_i = (Z_{\text{centre}} - Z_i)$ avec $\Delta Z_i = 0$ si $Z_i > Z_{\text{centre}}$:

$$(2) Q_i = Q \times (\Delta Z_i / (\sum_{j=1 \text{ à } 8} \Delta Z_j)) \text{ soit } (\sum_{i=1 \text{ à } 8} Q_i) = Q_{\text{centre}}$$

La densité de probabilité d'écoulement vers l'aval sera égal à $Dp_i = (\Delta Z_i / (\sum_{j=1 \text{ à } 8} \Delta Z_j))$, soit un pourcentage réparti sur une ou plusieurs mailles aval. La méthode de calcul de l'aire drainée a pour l'ISPES est basée sur ce principe. Le choix d'une telle pondération peut paraître arbitraire même si la pente influe directement sur la vitesse des écoulements, notamment la percolation vers l'aval dans le sens de la plus grande pente peut être facilitée par divers processus pédologiques comme le *piping* ou les macropores (Beven et Germann, 1982). Il paraît alors utile de paramétrer la formule précédente en introduisant une puissance n associé aux dénivelées de la forme :

$$(3) Q_i(n) = Q \times (\Delta Z_i^n / (\sum_{j=1 \text{ à } 8} \Delta Z_j^n)) \text{ avec } n > 0$$

Trois cas sont à considérés :

- Si $n=1$, cela revient au cas précédant correspondant au calcul de l'aire de l'ISPES,
- Si $n \rightarrow 0$, la direction d'écoulement vers les mailles avales dévient équiprobable ce qui revient à forcer le drainage multidirectionnel,
- Si $n \rightarrow \infty$, le drainage devient monodirectionnel dans la direction de la ligne de plus grande pente, ce qui revient approximativement au modèle D8.

Cette dernière formulation permet de reconsidérer les méthodes précédentes (aire a de l'ISPES et D8) comme des cas particuliers. Par convention, cette définition paramétrique du drainage multidirectionnel sera qualifiée de DRAMP pour DRAINAGE Multidirectionnel Paramétrique. Afin de vérifier l'effet du coefficient n , des simulations ont été appliquées sur un plan incliné (champ de gradient constant dont les trois convexités géométriques sont nulles !) avec un point source unique situé en haut de versant (figure 42). Sur chaque scenario de cette figure, 1500 simulations stochastiques de percolations sur le plan incliné ont été appliquées suggérant la dispersion des écoulements en bas de pente. Sur un plan incliné, la proportion de percolation s'écoulant dans le sens de la plus pente varie entre 33,3% pour n proche de 0 et 100% lorsque n tend vers l'infini (figure 43), démontrant ainsi que le drainage monodirectionnel D8 n'est qu'un cas limite de drainage multidirectionnel DRAMP.

La méthode DRAMP peut être appliquée spécifiquement sur une topographie réelle à tout point du MNT considéré comme « point source » (Figure 44). Sur la figure 42, le panache de percolations aval à partir de points de ce type positionnés en haut de versant démontre la variabilité des écoulements de sub surface en fonction du modelé des versants et des vallées. Des diffluences, des divagations, des évasements plus ou moins larges de la zone percolée rendent compte de la complexité potentielle des transferts dans les sols qu'il s'agisse d'eau, de solution ou de matière en suspension. Sur cette figure, le paramètre n est égal à 1 et chaque panache correspond à 1500 simulations. Les résultats peuvent être comparés à ceux des figures 39B et 39C avec la même valeur de n et seulement 5 simulations.

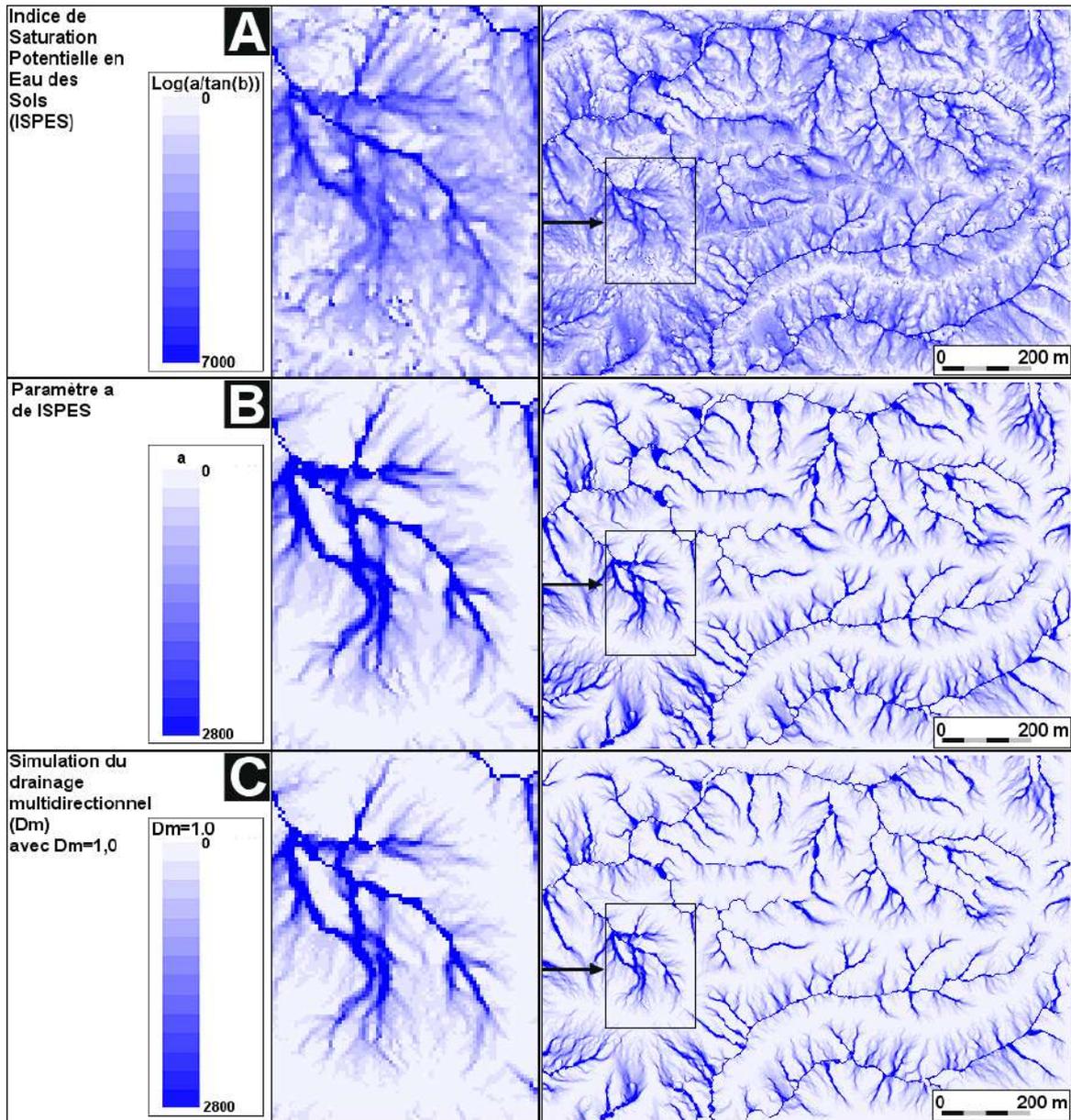


Figure 41: simulation des percolations sur la zone test du bassin du Carbet
 A/ indice de Beven (ISPES) $\ln(a/\tan(b))$ B/ paramètre a de l'ISPES C/ percolation avec le paramètre $n=1,0$

Il faut revenir sur les conditions pédologiques pouvant correspondre à ces différents cas. Une porosité isotrope dans un sol peu compacté doit être effectivement proche des valeurs d'un modèle de percolation de valeur $n=1,0$ tel que choisi pour l'ISPES. Cela correspond à une matrice limono-sableuse avec une faible teneur en argile. Une granulométrie plus contrastée avec sables grossiers et graviers avec une forte teneur en argile interstitielle est davantage propice à l'apparition d'écoulements préférentiels dans le sens de la pente la plus forte sous la forme de micro drain. La présence de cailloux voire de blocs comme ceux observés dans les formations colluviales ou les lithosols peut en revanche favoriser une dispersion latérale des écoulements.

Toutes choses égales par ailleurs, plus la pente sera forte, plus le forçage de l'écoulement vers la ligne de plus grande pente tendra à être dominant. Seule la convexité horizontale (Ch y compris sa version CHG) influence directement les écoulements alors que les deux autres ne le font que par le gradient de pente qui les forme. En effet, la Ch est une mesure directe des propriétés de convergence/divergence des écoulements de surface ou sub superficiel. Comme pour Ch, le paramètre a de l'ISPES ne dépend que de la directionnalité des pentes et non de leur valeur. Pour preuve, il suffit de le calculer sur le même MNT avec une unité différente pour les altitudes : le résultat sera identique aux erreurs d'arrondi près. En revanche, la résolution μ du MNT aura une conséquence directe sur les calculs. Sur une même zone, plus la résolution sera fine plus la dispersion tendra à diminuer (Figure 43).

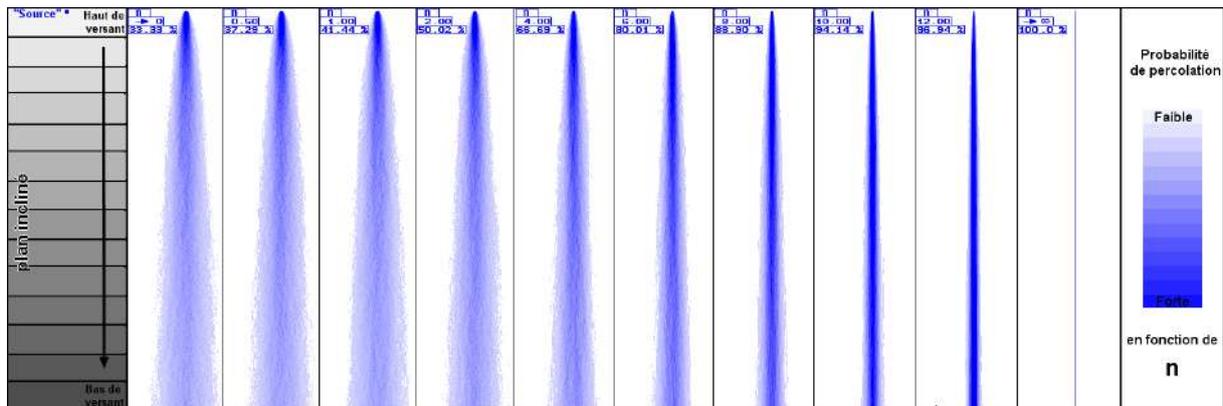


Figure 42: Probabilité de percolation en fonction du paramètre n sur un plan incliné avec la méthode DRAMP

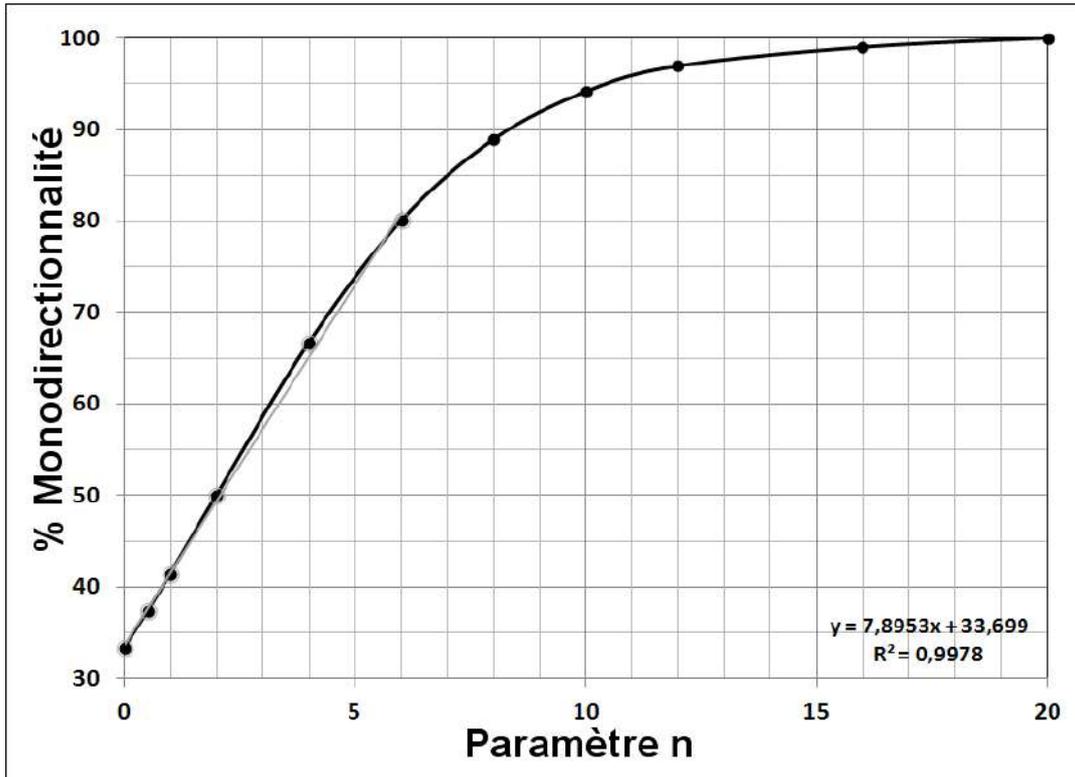


Figure 43: Pourcentage de percolation vers la ligne de plus grande pente en fonction du paramètre n de la méthode DRAMP sur un plan incliné

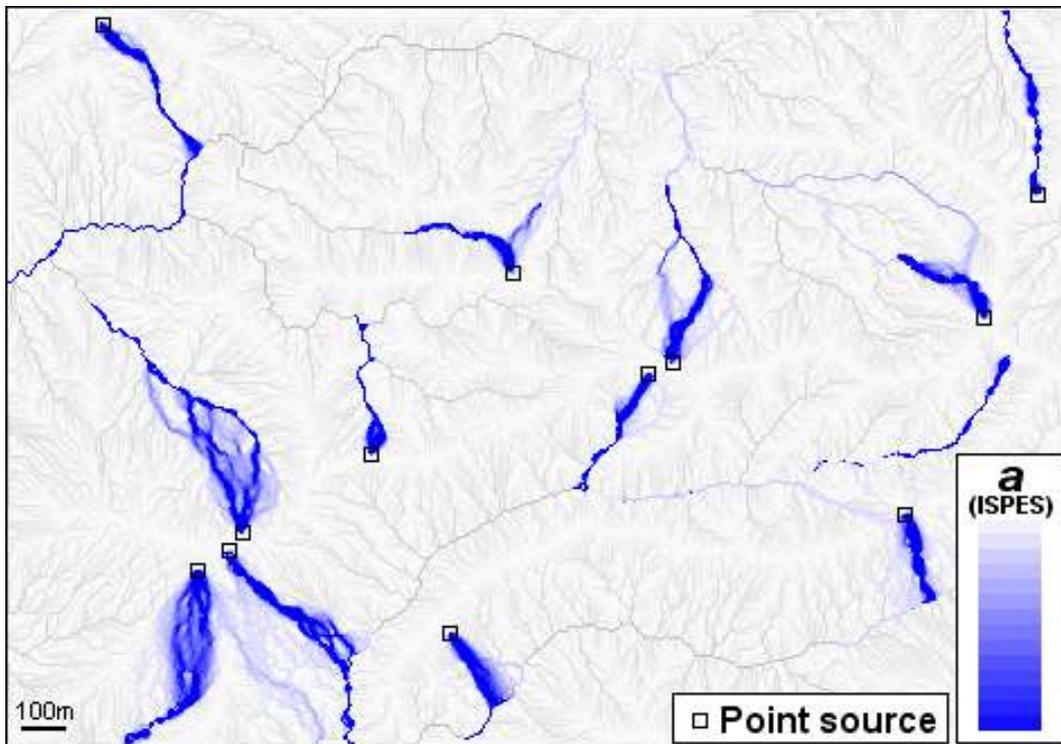


Figure 44: Simulations à partir de quelques points sources de l'aire a de ISPES (DRAMP avec n=1,0) sur la zone test du bassin du Carbet

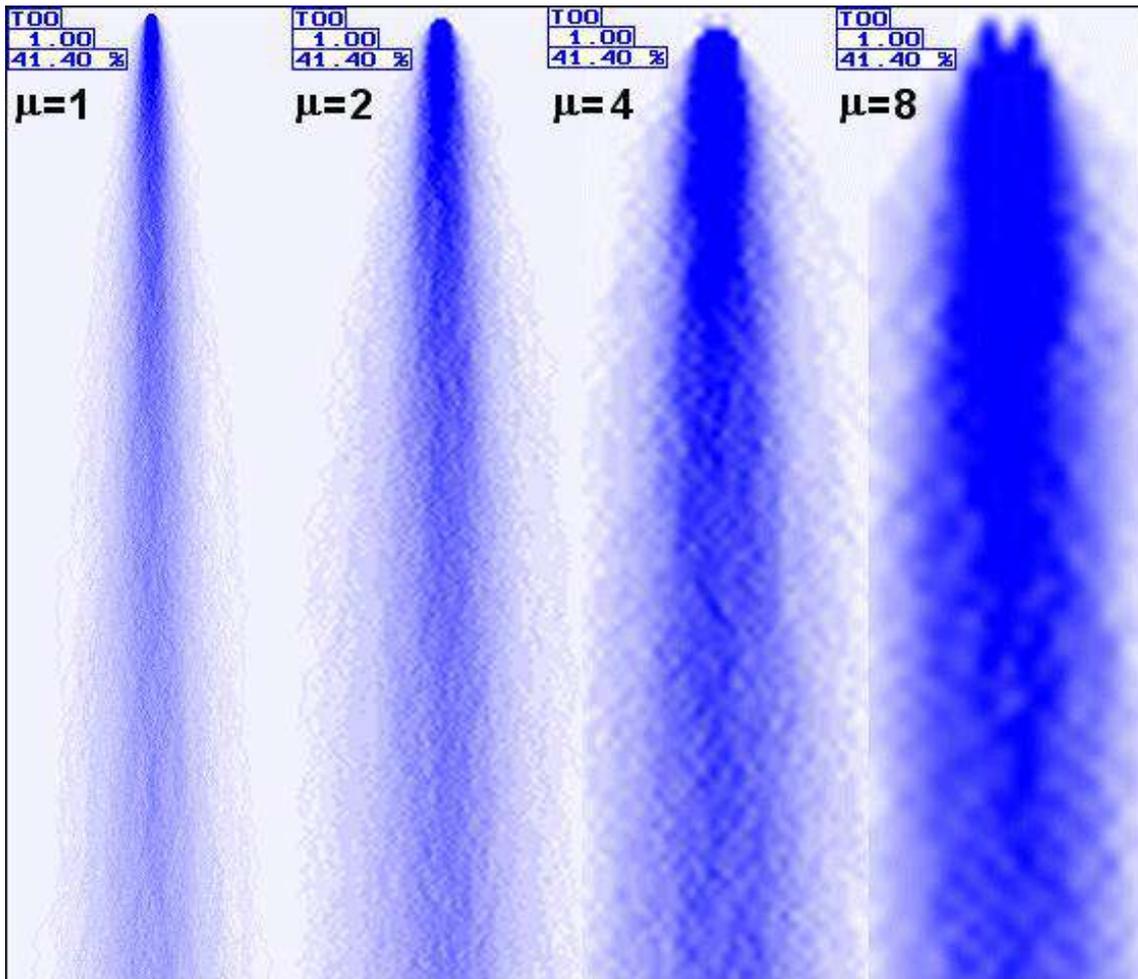


Figure 45: Effet de la résolution m sur le calcul de l'aire de l'ISPES sur un plan incliné pour des résolutions de 1 à 8

Par convention, le fichier contenant le paramètre a de drainage multidirectionnel sera abrégé sous Dma et le fichier représentant l'ISPES de Beven sera qualifié de DmB. Pour mémoire, le fichier DmB peut être obtenu à partir des fichiers PET et Dma avec l'opération $DmB = \text{Ln}(Dma(n))/PET$ (voir formule synthétique précédente (1)). Les valeurs de Dma dépendent du choix du paramètre n d'où la nécessité de préciser sa valeur sous la formulation $Dma(n)$.

Concernant les modèles de drainage, il faut garder à l'esprit la complémentarité des deux méthodes présentées mono et multi directionnelles:

- Le modèle mono directionnel D8 donne une représentation des écoulements de surface sous la forme d'un graphe de drainage à partir duquel seront calculées d'autres caractéristiques hydrographiques. L'extraction des bassins versants n'est possible qu'à partir de cette méthode.
- Le modèle multi directionnel dérivé de la méthode de BEVEN sera baptisé DRAMP. Il rend compte sous forme paramétrique des percolations sub superficielles selon des hypothèses permettant de contrôler le degré de multi directionnalité (paramètre n). Donnant une estimation de la saturation des sols, ce paramètre est fondamental dans l'établissement de la fonction de transfert des bassins.

Fichiers hydrographiques dérivés du modèle de drainage monodirectionnel :

Les méthodes de calcul de fichiers hydrographiques dérivés du modèle de drainage D8 seront présentées de façon succincte car elles sont simples et largement utilisées. Le résultat des calculs sera illustré sur l'ensemble du bassin du Carbet en Martinique (21 km²) à partir d'un MNT au pas de 25 mètres dérivés du MNT LITTO3D par la méthode de sous-échantillonnage SEAD (figure 46).

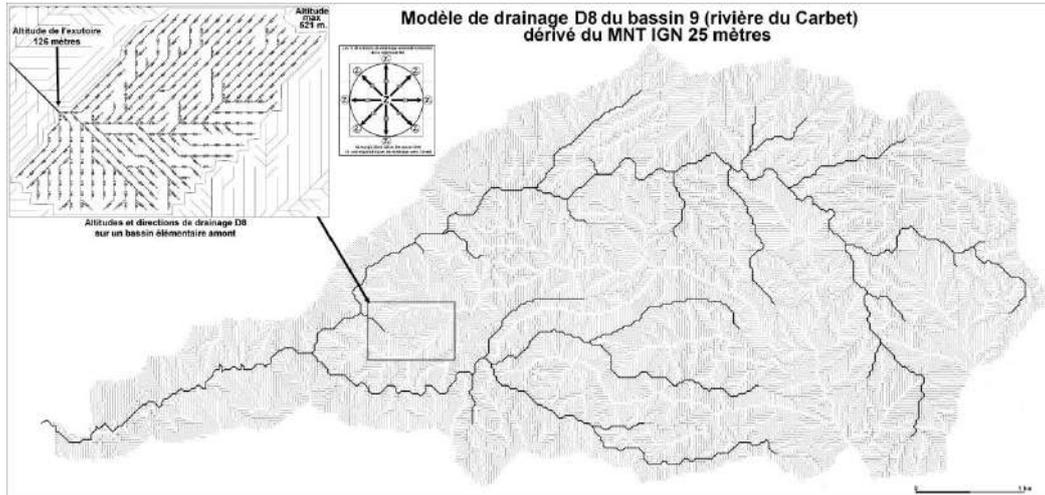


Figure 46: modèle de drainage monodirectionnel D8 sur le bassin du Carbet à partir du MNT Litto3D_25m_SEAD

Les caractéristiques hydrographiques de base calculées sont (figure 47) :

- Les bassins versants : partition de l'image en bassins versants BV liés soit à des exutoires vers « zone extérieure » (mer, lac, endoréisme) soit des exutoires de bords d'image correspondant à des bassins tronqués incomplets et donc inexploitable (Figure 47A).
- La surface drainée à l'amont du point considéré (« surface drainée », Sd) soit la surface du bassin versant associé à ce point pour les bassins non tronqués (Figure 47B).
- La longueur du drain amont le plus long passant par le point considéré (« longueur de drainage », Ld) soit la distance entre le point source le plus éloigné et le point considéré (Figure 47C).
- La distance à l'exutoire à partir du point considéré (« Distance à l'exutoire », De), l'exutoire pouvant être l'exutoire en mer ou un exutoire de bord d'image (Figure 47D). Il est aussi possible de définir un point quelconque du bassin comme exutoire (station de mesure, aménagement, évaluation du risque, etc.).

Les traitements peuvent être faits en mode raster (cartes de gauche sur la figure 47) ou en mode vecteur (graphes de droite sur la figure 47), chaque maille du mode raster étant ramené à un brin élémentaire de drainage partant de la maille amont vers la maille aval avec les divers attributs hydrographiques BV, Sd, Ld et De associés à chaque brin.

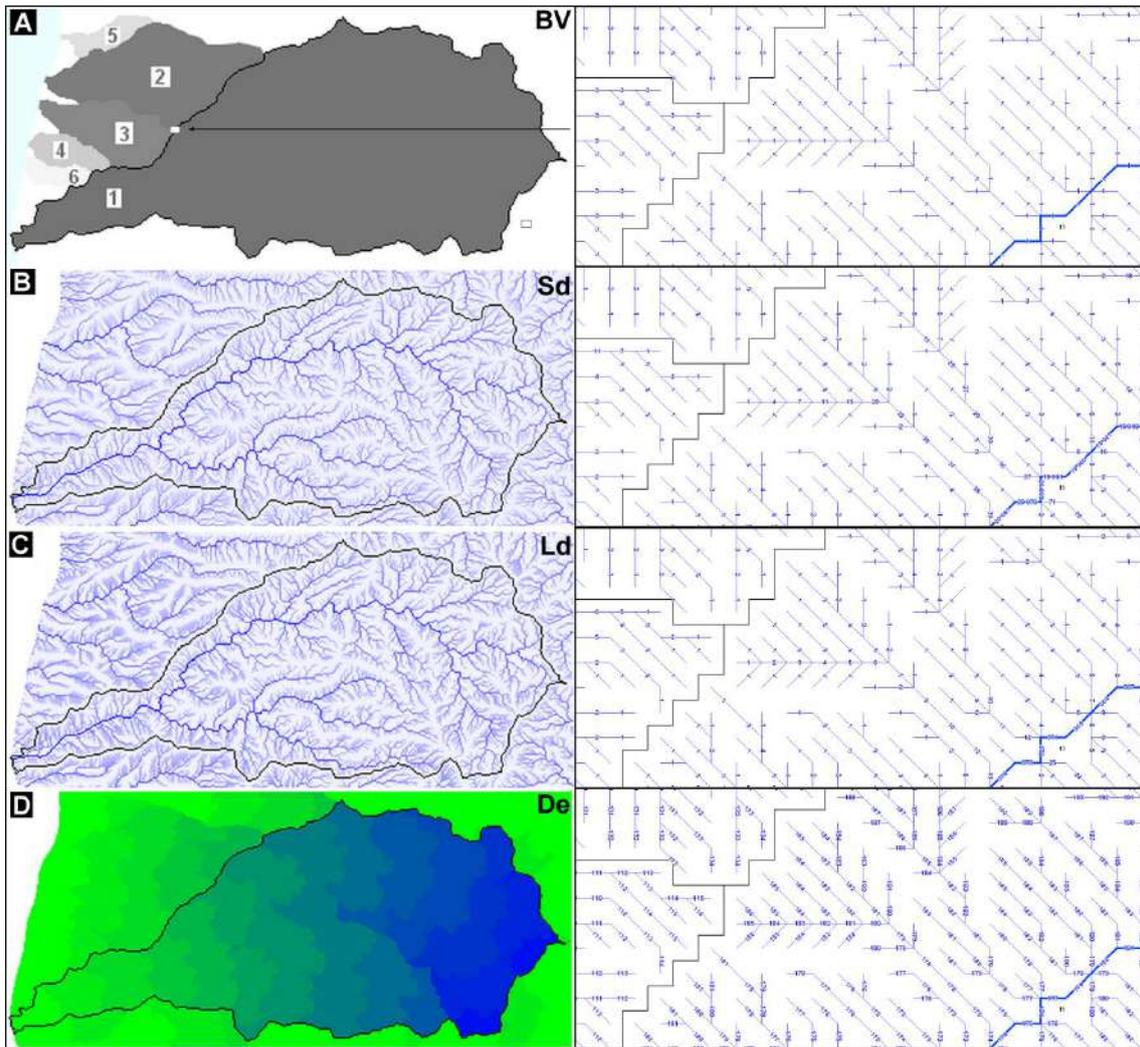


Figure 47: fichiers hydrographiques dérivés du modèle de drainage monodirectionnel D8.

A gauche, cartes (A à D) d'ensemble en mode raster.

A droite, graphe de drainage (A' à D') avec valeur associée au brin élémentaire en mode vecteur (bassin du Carbet, MNT LITTO3D_SEAD 25mètres)

Les fonctionnalités permettant de calculer ces fichiers sont disponibles dans la plupart des modules de traitement de MNT des logiciels commerciaux ou freewares, au moins dans leur version raster. Les autres fichiers présentés ci-dessous ne le sont que rarement bien qu'ils procèdent pour l'essentiel des précédents (Figure 48) :

- Le fichier des hiérarchies des drains hydrographiques (Hd) composant un bassin peut être obtenu en faisant simplement la somme des Longueurs de drainage (Ld) et des distances à l'exutoire (De) soit $Hd=Ld+De$. Cette valeur correspond à la longueur totale du drain le plus long passant par la maille depuis le point source le plus éloigné jusqu'à l'exutoire. Chaque « brin » du chevelu hydrographique a donc la même valeur qui correspond à sa longueur totale. Cette valeur permet de sélectionner les brins principaux notamment pour certaines applications comme celle du profil en long de la rivière principale (Figure 48A)
- Des sous bassins peuvent être extraits automatiquement en définissant un seuil de drainage arbitraire ou non (seuil en fonction de Sd ou de Ld) pour définir le réseau de rivières. Il en résulte un partitionnement du bassin en sous-bassins avec un codage

ad hoc de type Bocquillon permettant de retrouver les relations d’emboîtement et de relation amont/aval au sein du bassin (Figure 48B).

- En définissant un seuil de drainage arbitraire ou non (Seuil en fonction de Sd ou de Ld) pour définir le réseau de rivières, les distances (Dre) et altitudes relatives (Are) des versants par rapport à ce réseau peuvent être calculées, ce qui permet d’évaluer les propriétés d’ensemble des versants notamment leurs longueurs et leurs commandements par rapport au niveau de base local (Figure 48C et 48C’). Il faut y ajouter un fichier supplémentaire contenant la surface drainée au pied du versant (Sre) afin de distinguer les versants en fonction de l’importance du drain constituant le niveau de base local (Figure 48C’'). Ce traitement permet d’analyser la forme moyenne des versants en fonction de leur position par rapport au réseau hydrographique. Plus la résolution sera fine, plus la forme moyenne des versants sera décrite de façon détaillée.
- Accessoirement, il faut indiquer que le rapport entre la Longueur de drainage (Ld) et la Surface drainée Sd constitue un indicateur hydrographique de l’allongement du bassin ($Ald = Ld/Sd$). Il ne s’agit cependant pas de l’allongement géométrique du bassin lui-même.
- L’accroissement des surfaces drainées Sd le long des drains (Asd) permet de hiérarchiser les confluences (Figure 48D). La valeur la plus forte au sein d’un bassin correspondra à l’affluent le plus grand en terme de superficie Sd (affluent principal) se déversant dans le drain principal (Sd(drain principal)).

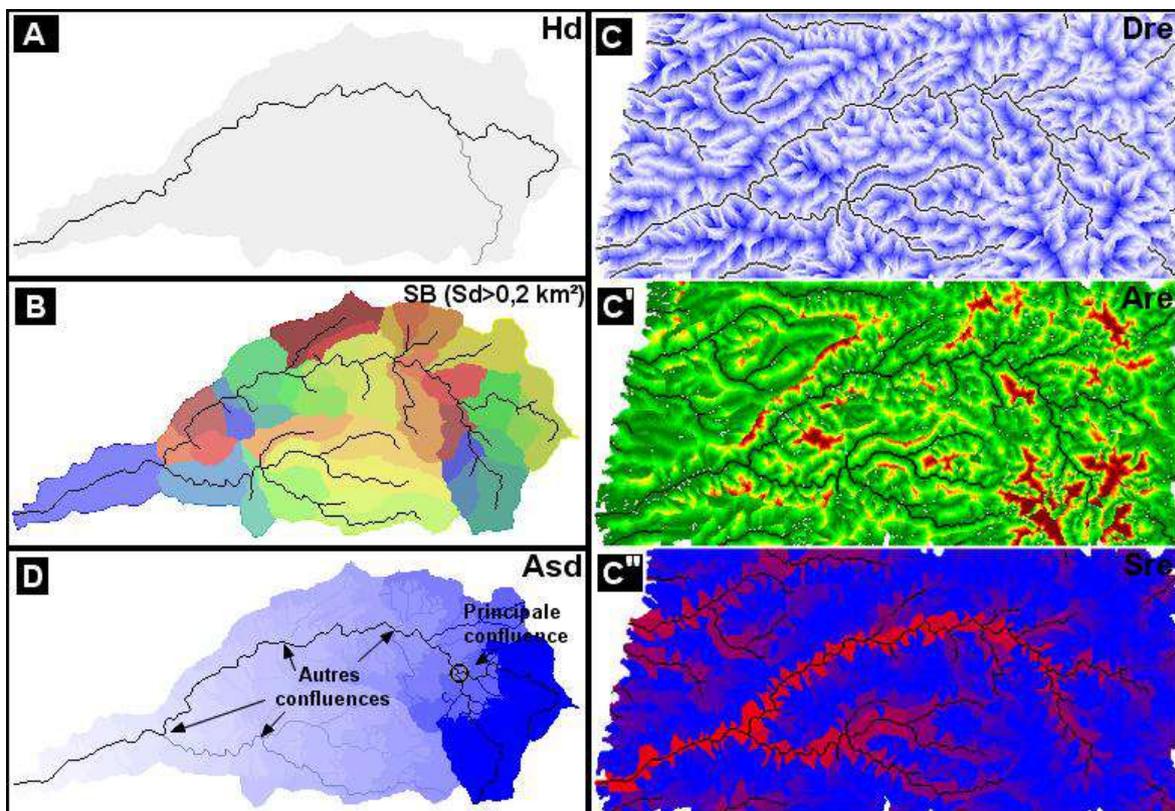


Figure 48: Autres fichiers hydrographiques dérivés des fichiers hydrographiques de base
 A./ Hiérarchie des drains B./Sous bassins C et C’/ Distances et altitudes relatives des versants par rapport au réseau C’’/ Surfaces drainées du réseau en bas de versant, D./ Hiérarchie des confluences

De ce qui précède, il apparaît possible de définir un ensemble « d'objets hydrographiques » obtenus en croisant diverses informations géomorphométriques ou hydrologiques. Intuitivement et de facto, cela autorise une « approche objet » de l'image MNT, ceci d'autant que la résolution de plus en plus fine de ceux-ci rend compte des liens intimes entre formes et processus. Il est opportun de noter que les codifications adoptées pour les bassins versants (code croissant en fonction de la taille dans BV), pour les sous-bassins (codification Bocquillon topologique des sous bassins dans SB) ou pour les drains hydrographiques (codage croissant en fonction de la longueur Hd dans un bassin versant) composent un ensemble cohérent permettant des requêtes sur des objets précis du MNT.

Le chapitre suivant est un exemple de définition d'objets hydrographiques en fonction des fichiers précédents.

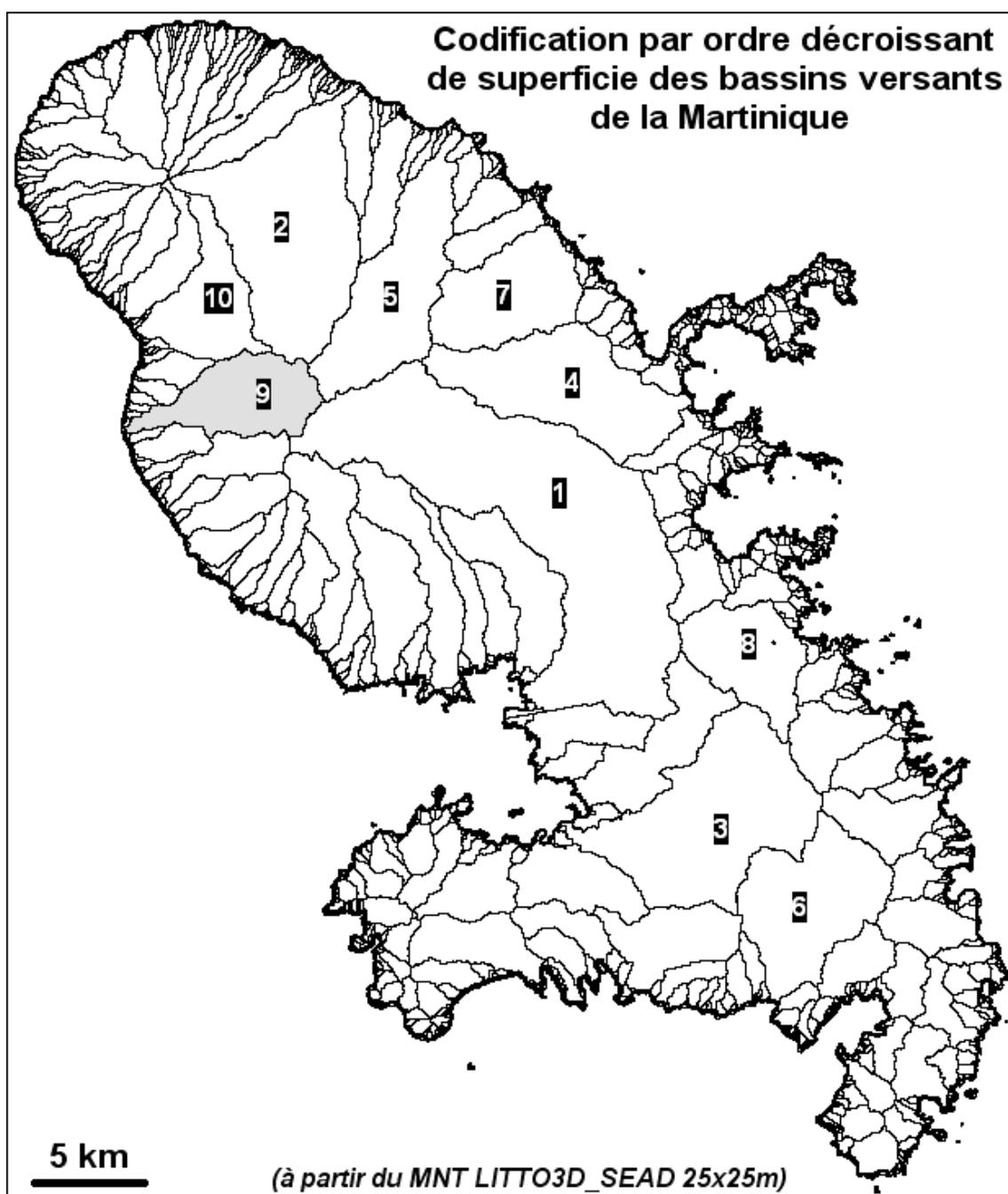


Figure 49: codification croissante des bassins versants de la Martinique (à partir du MNT LITTO3D_SEAD 25x25mètres)

La codification topologique Bocquillon des sous bassins :

La codification croissante des bassins et des drains hydrologiques est obtenue directement lors du traitement (Figure 49) alors que la codification en sous-bassins selon la méthode topologique Bocquillon suppose une explication particulière illustrée sur l'exemple de la figure 48A. Un code général combinant les trois codages élémentaires (*bbb* pour BV, *sss* pour SB, *ddd* pour Hd) du type *bbsssddd* peut être établi. Le bief du drain principal situé entre la confluence du SB 27 et le SB45 serait en ce cas associé aux codes *009025001*, *009025001*, *009023001*, *009022001* et *009020001*. La séquence de codes Bocquillon permet de retrouver les liens amont et aval de ce bief indépendamment du modèle de drainage (Figures 50B et 51).

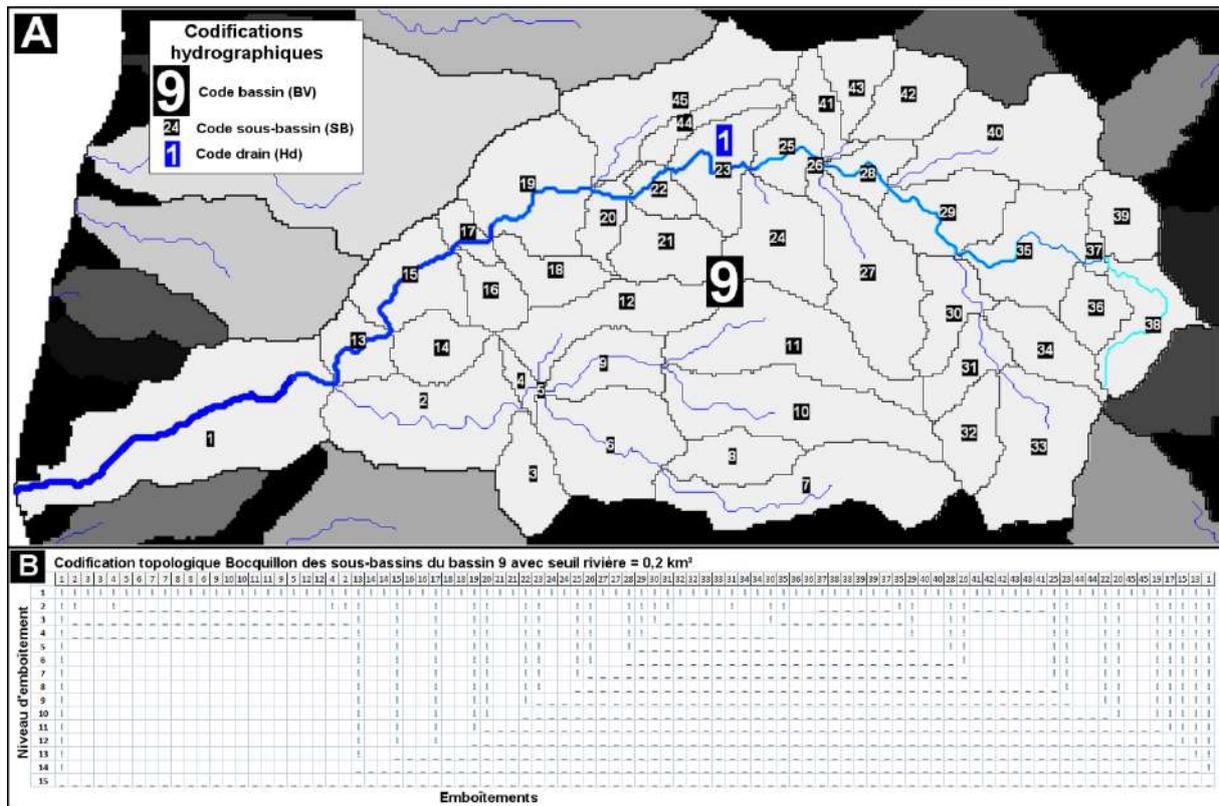


Figure 50: Codification topologique Bocquillon appliquée au Bassin 9 (Carbets) en fonction d'un seuil rivière $S_d=0,2\text{km}^2$. En B, codification Bocquillon étendue permettant de visualiser les relations d'emboîtement et de dépendance amont/aval entre les sous-bassins.

(MNT LITTO3D SEAD 25x25 mètres)

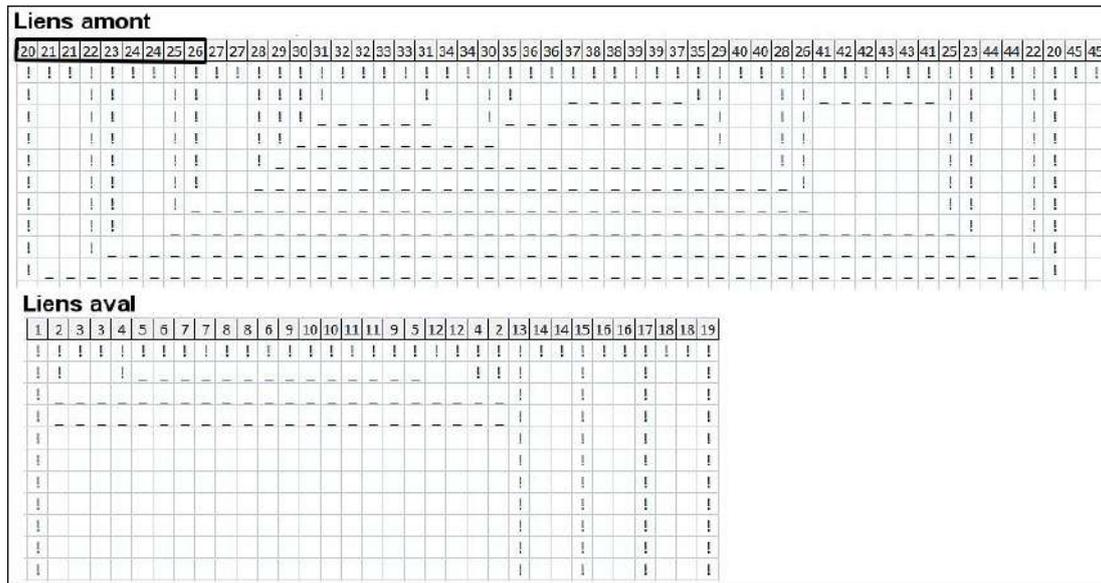


Figure 51: Liens topologiques du bief du drain principal situé entre la confluence du SB 27 et le SB45 du bassin du Carbet en Martinique

Base de données hydrogéomorphométriques et hydrologie :

Les développements qui précèdent ont introduit une nomenclature des fichiers dérivés du MNT ou de ceux dérivés des modèles de drainage mono ou multidirectionnels. Celle-ci sera utilisée dans la suite du document. En particulier, un formalisme simple sera utilisé pour qualifier les combinaisons de fichiers qu’il s’agisse d’opération sur les plans d’information ou de croisement de données par exemple sous la forme de diagrammes bidimensionnels qui seront largement utilisés par la suite :

- Combinaisons algébriques de plusieurs plans d’information $[C(i,j) = a_i.P_i + a_j.P_j]$: par exemple et comme vu précédemment, la hiérarchie des drains H_d dans un bassin est obtenue en faisant l’opération $(H_d = LOD + DBV)$, LOD correspondant aux longueurs de drainage et DBV aux distances à l’exutoire.
- Combinaisons graphiques sous la forme de diagramme bidimensionnel (DB) avec option de Masque $[DB(P_i \times P_j, M_k, M_l, M_m)]$: ces graphiques permettent de quantifier la relation entre deux variables hydrogéomorphométriques P_i et P_j notamment pour certaines applications permettant de visualiser des objets hydrographiques comme les profils en long des talwegs obtenus en combinant l’altitude (MNT) et les distances à l’exutoire (DBV) (figure 52A). Le $DB(DBV \times MNT)$ n’est facilement interprétable que s’il est appliqué à un bassin d’où la nécessité d’utiliser un masque relatif à un bassin b $M(BV(b))$ (Figure 52B). Ce DB donne une vision d’ensemble de tous les drains du bassin sans exception. Pour obtenir le profil en long du drain principal, il faut utiliser un second masque avec la hiérarchie des drains: $DB(MNT \times DBV, M(BV(b), M(H_d(1))))$ (figure 52D).

La figure 52 utilise divers masques « objets » et représente les profils en long qui en résultent. En ce cas, le produit ne constitue qu’une automatisation de méthode manuelle pratiquée de longue date. Il faut retenir que les profils en long sont obtenus en faisant une « requête » simple sur les plans d’information en fonction « d’objets hydrographiques » parfaitement identifiés de façon automatique.

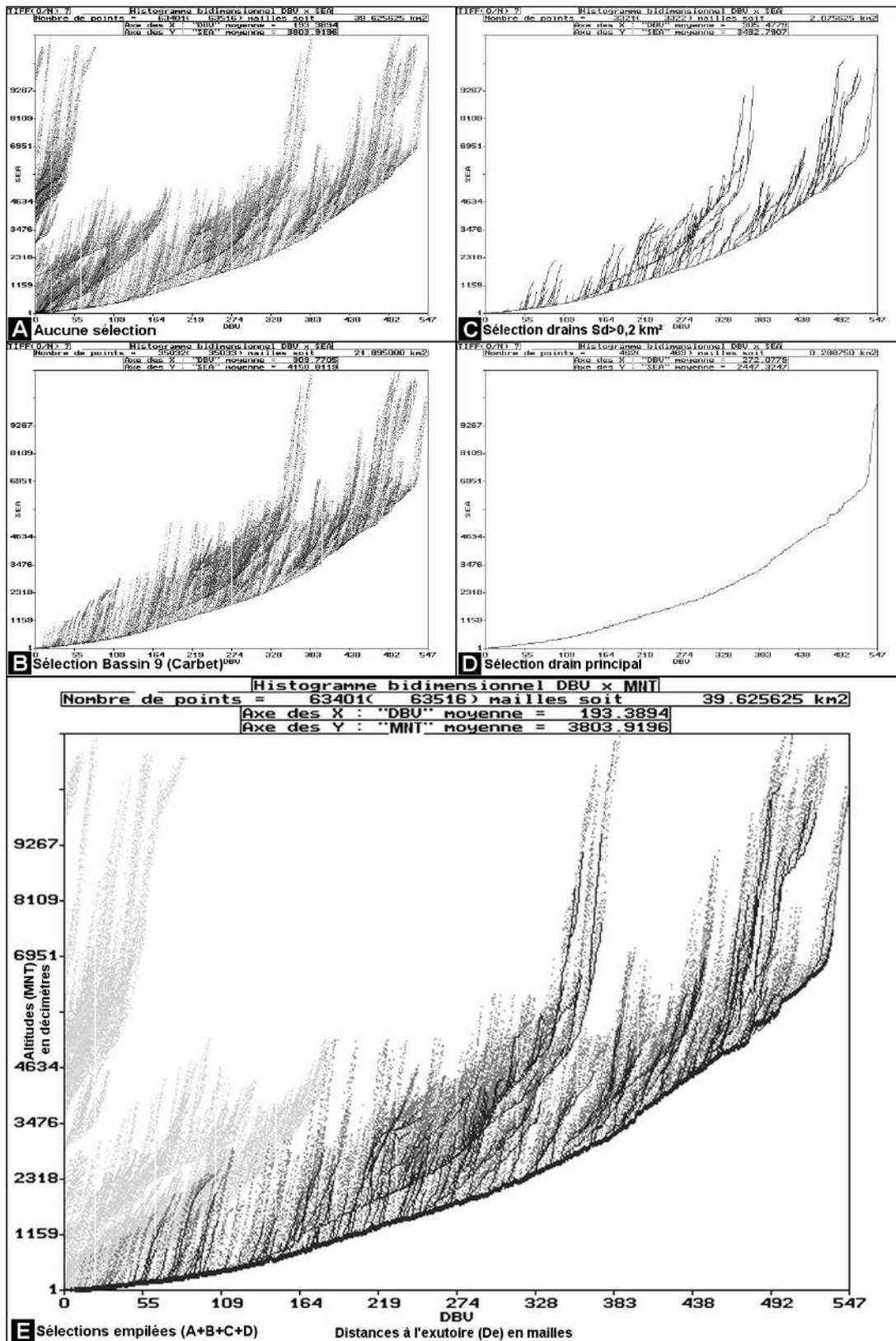


Figure 52: Diagramme bidimensionnel DB [DBV x MNT] avec divers masques, figurant les profils en long de divers éléments hydrographiques du MNT.
 A./ Tous les bassins versants de la figure 49 (aucun masque). B./ Profil en long généralisé du bassin n°9.
 C./ Profil en long des talwegs drainant plus de 0,2 km² (alias « rivières ») sur le bassin du n°9.
 D./ Profil en long du drain le plus long (alias « drain principal ») sur le bassin 9.
 E./ Superposition des divers masques précédant.

Comme cela sera vu ultérieurement, il peut être pertinent d'utiliser une distance euclidienne plutôt qu'une distance hydrologique notamment lorsque les formes s'organisent autour d'un point particulier comme un sommet de volcan ou selon une direction privilégiée. Il est alors nécessaire de créer les plan *ad hoc* permettant de définir le champ des distances euclidiennes.

La base de données dérivant du MNT offre un ensemble de possibilité de combinaisons de plans permettant de structurer de l'espace en un champ cohérent d'informations hydrographiques (Figure 53). Le chapitre suivant expose de façon plus précise l'intérêt de l'hydrogéomorphométrie dans la définition opératoire des objets et des requêtes permettant un diagnostic du fonctionnement hydrologique des surfaces topographiques.

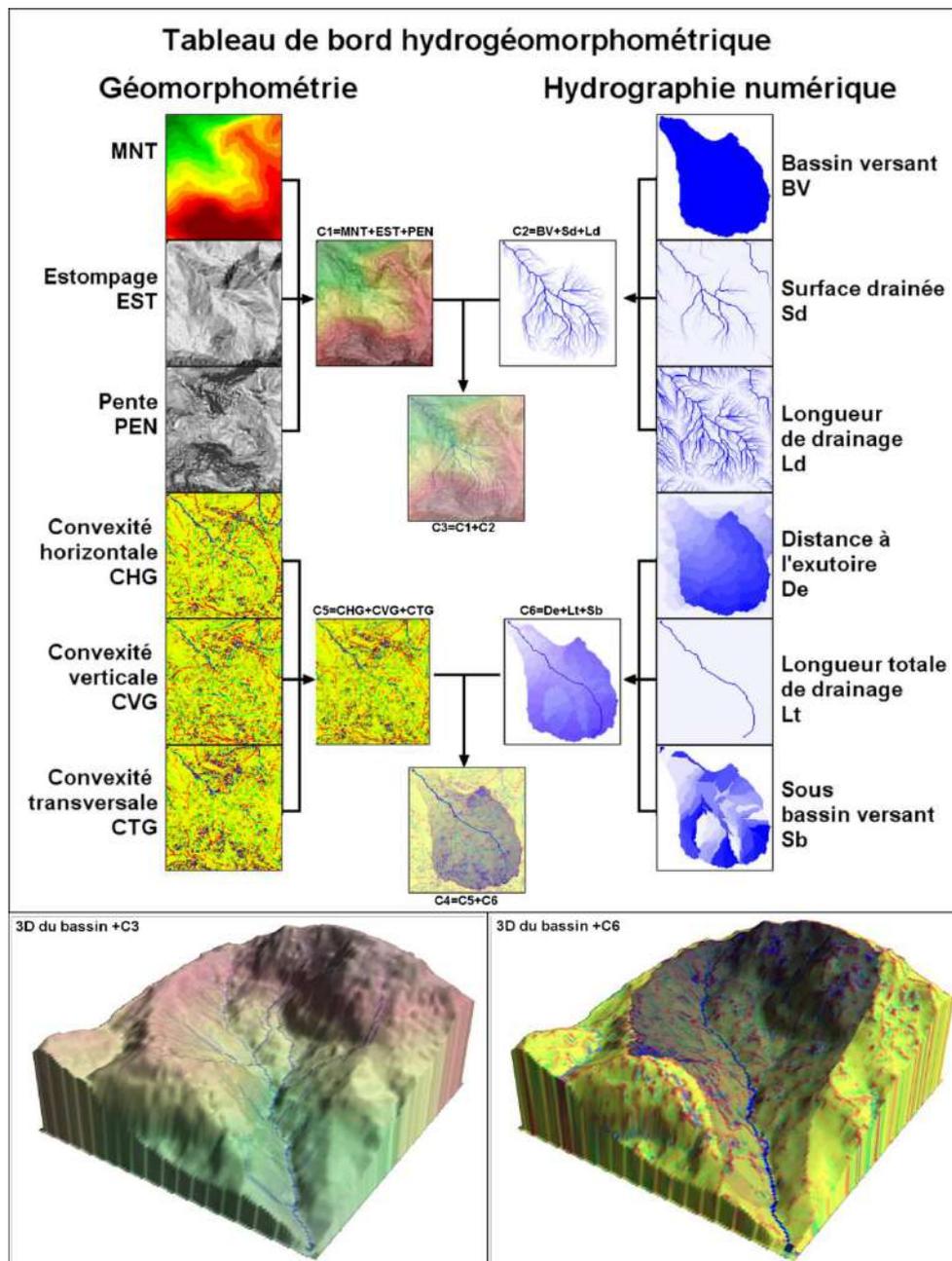


Figure 53: tableau de bord des combinaisons de plans hydrogéomorphométriques dérivés du MNT

2.4 Diagrammes bidimensionnels de fichiers hydrogéomorphométriques :

Les diagrammes bidimensionnels (l'abréviation DB sera systématiquement utilisée) constituent une méthode par ailleurs largement utilisés en télédétection et dans les SIG. Ils ne feront pas l'objet d'une explication méthodologique détaillée d'autant que leur intérêt est assez évident (Salou C., 2005). Leur utilisation est fondamentale en hydrogéomorphométrie de par la multiplicité des informations qu'ils fournissent sur les objets hydrographiques. On ne fera que rappeler que les histogrammes bidimensionnels (abréviation HB) dérivé des DB représentent la valeur moyenne de la variable en ordonnées par rapport à la variable en abscisses. Le DB *per se* représente un nuage de points reflétant la relation d'ensemble entre les deux plans combinés. A partir de ces valeurs, une courbe figurant la moyenne des valeurs en ordonnées par rapport aux valeurs en abscisses permet de qualifier les tendances générales de la relation. Par convention, ces courbes seront dites hydrogéomorphométriques.

En reprenant la nomenclature des fichiers dérivés décrits au chapitre précédant, le tableau 6 donne un aperçu d'ensemble des combinaisons possibles. Les combinaisons les plus intéressantes sont présentées en figure 52 sous forme de DB avec leur courbe HB associée.

Tableau 6 : diagrammes bidimensionnels (DB) en fonction des combinaisons de fichiers hydrogéomorphométriques

Légende du tableau :

les fichiers utilisés en abscisses sont en colonnes, les fichiers en ordonnées en lignes.

Chaque fichier est associé à une abréviation :

MNT altitudes, PET pentes, EXP expositions (azimuth 0 à 359°), CHG convexités horizontales (°), CVG convexités verticales (°), CTG convexités transversales (°), Ct courbures totales, CMQ courbures moyennes quadratiques, BV Bassins versants (code), SB sous bassins (code) Sd surfaces drainées, Ld longueurs de drainage, De distances à l'exutoire, Hd hiérarchie des drains (Ld+De), Dma(n) drainage probabiliste en fonction du paramètre n, DmB Saturation Potentielle de l'indice de Beven.

Fonctions ou terminologie :

« C.H.C » : courbe hypso clinographique, « P. en L. » profil en long, « masque » utile en tant que masque,

« + » « ++ » intérêt.

A à Q : Graphique du DB et de la courbe hydrogéomorphométrique (HB) dans la figure 52.

	MNT	PET	EXP	CHG	CVG	CTG	Ct	CMQ	BV	SB(Sdr)	Sd	Ld	De	Hd	Dma(n)	DmB
MNT		A	masque	+	+	+	+	B	masque	masque				masque	--	--
PET	C.H.C		masque	+	++	++	++	C	masque	masque	--	--	-	masque	--	lié à PET
EXP	masque	masque		masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque
CHG	+	+	masque		G	H	-	+	masque	masque				masque		
CVG	+	++	masque			I	-	+	masque	masque				masque		
CTG	+	++	masque				-	+	masque	masque				masque		
Ct	+	++	masque					++	masque	masque				masque		
CMQ	+	++	masque						masque	masque				masque		
BV	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque		masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque
SB(Sdr)	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque		masque	masque	masque	masque	masque	masque
Sd	P. en L.		masque	J	K	L			masque	masque		R		masque		P
Ld	E		masque	M	N	O			masque	masque				masque		Q
De	D		masque						masque	masque	F			masque		
Hd	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque	masque		masque	masque
Dma(n)			masque						masque	masque				masque		
DmB			masque						masque	masque				masque		

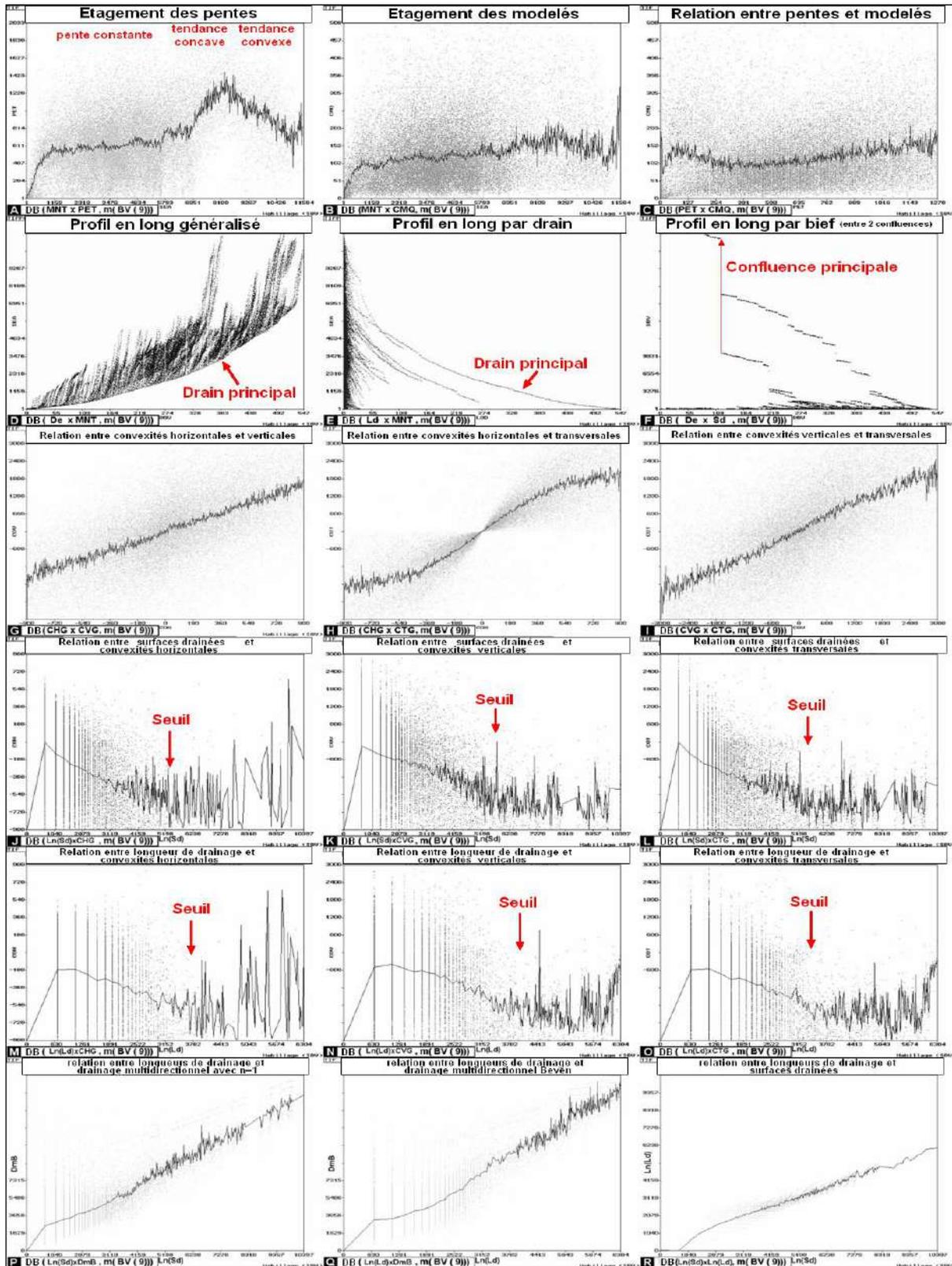


Figure 54: principaux diagrammes bidimensionnels (DB) obtenus en combinant des fichiers hydrogéomorphométriques (voir tableau 6). Les courbes (HB) représentent la valeur moyenne des ordonnées en fonction des valeurs en abscisse. Toutes les figures utilisent comme masque le bassin n°9 (bassin du Carbet à la Martinique).

Pour chaque graphique, la combinaison de fichier est indiquée sous la forme DB (fichier en abscisses, fichier en ordonnées, fichier masque 1, fichier masque 2, ...). Par exemple sur la figure A, DB(MNT,PET, M(BV(9))) signifie fichier MNT (altitudes en mètres) en abscisses, fichier PET (Pentes en degrés) en ordonnées, fichier BV (bassins versants) code 9 en masque

Seules quelques une des combinaisons les plus pertinentes seront commentées. Les DB entre MNT et PET (figure 52A) d'une part, et MNT et CMQ (Figure 54B) d'autre part, permettent d'établir la courbe représentant respectivement l'étagement moyen des pentes et des modelés avec la relation entre pentes (PET) et modelés (CMQ) (Figure 54C). Les combinaisons associant le fichier des altitudes avec les plans hydrographiques De et Ld permettent de représenter les profils en long des drains et des rivières, soit par rapport à l'exutoire du bassin (qualifié de « profil en long généralisé » d'après DB (De x MNT), m(BVn) sur la figure 54D), soit en fonction des drains principaux (qualifié de « profil en long par brins » d'après DB (Ld x MNT), m(BVn) sur la figure 54E). En combinant les plans De et Sd, on obtient une représentation de la structure hydrographique du bassin par biefs, chaque bief constituant un segment entre deux confluences principales (qualifié de « structure par biefs » d'après DB (De x Sd), m(BVn) sur la figure 54F). Les DB entre les trois convexités géométriques rendent compte des relations entre ces trois mesures de courbures (Figures 52G, 52H et 52I). Comme observé précédemment, elles présentent une corrélation linéaire d'ensemble (courbes) avec cependant une forte dispersion autour de cette tendance générale.

La méthode SMART (Seuil Moyen d'Apparition d'un Réseau de Thalweg) :

Les courbes hydrogéomorphométriques des DB établies en fonction du logarithme de Sd et Ld en abscisses d'une part, avec les trois convexités géométriques d'autre part (Figures 54J à 54O), se révèlent importantes pour déterminer les relations entre les écoulements et les formes de terrain. En effet, les valeurs hydrographiques en abscisses ($\ln(Sd)$ et $\ln(Ld)$) sont des indicateurs de la quantité d'eau transitant potentiellement en chaque point sous la forme d'écoulements superficiels, que ce soit sur versant ou en rivière, alors que les valeurs géomorphométriques en ordonnées (CHG, CVG, CTG et Cm) traduisent l'évolution des caractéristiques des formes notamment par rapport aux propriétés des écoulements, la dichotomie concave/convexe des formes étant à mettre en correspondance avec convergence/divergence, décélération/accélération, décaissement/encaissement des flux de surface. Une propriété remarquable de ces courbes tient à ce que les valeurs hydrographiques sont tendanciellement corrélées aux valeurs géomorphométriques jusqu'à un certain seuil qui peut être interprété comme une valeur statistiquement représentative de l'apparition d'une forme de talweg liée à un écoulement concentré de type rivière (voir figures 54J à 54O). Une combinaison présentant le même intérêt est obtenue en utilisant la courbure totale Ct en ordonnées, cette mesure intégrant plus ou moins les composantes des trois convexités géométriques. Ces courbes feront l'objet de développements et d'analyses spécifiques du fait de leur importance en termes de modélisation hydrologique.

Enfin la comparaison entre les propriétés des écoulements issus du modèle de drainage monodirectionnel pour les écoulements de surface ($\ln(Sd)$ et $\ln(Ld)$) et les écoulements dérivés du modèle de drainage multidirectionnel (valeur DmB de l'ISPES) pour les écoulements sub superficiels, permet d'évaluer le degré de similitude entre les deux éléments fondamentaux contrôlant le transfert et la production des écoulements sur un bassin (Figures 54P et 54Q). La combinaison entre les deux caractéristiques hydrographiques principales à savoir ,les surfaces drainées Sd et les longueurs de drainage (Ld) (Figures 54R et 55), reflète l'évolution du degré d'allongement (Ld/Sd fort) ou au contraire de la compacité (Ld/Sd faible) des aires de drainage de l'amont vers l'aval (voir abaques d'allongement en grisés sur la figure 55).

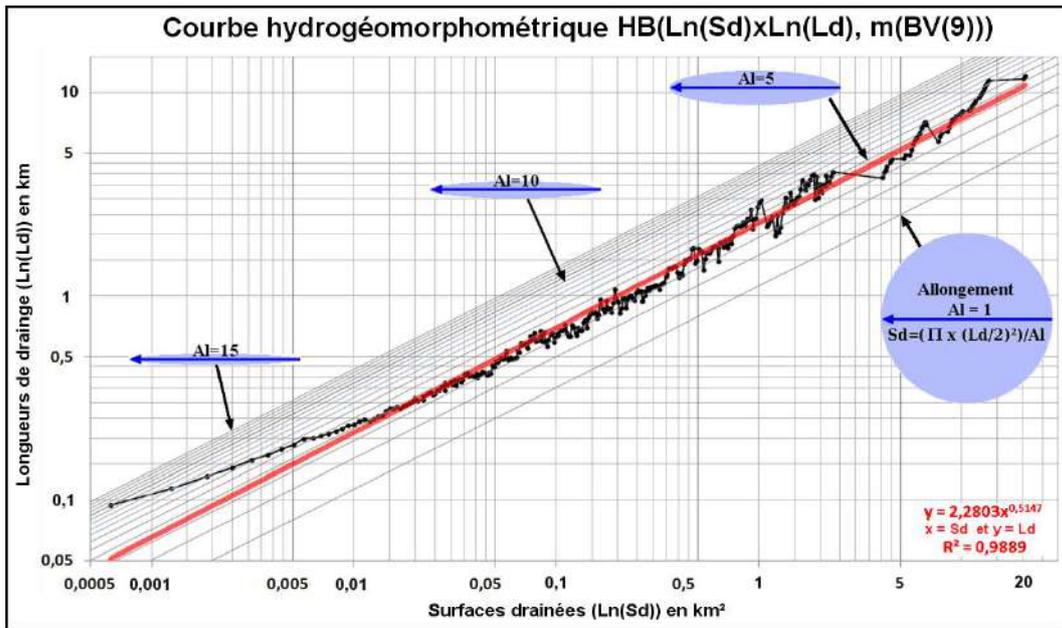


Figure 55: relation entre surfaces drainées Sd et longueurs de drainage Ld sur le bassin 9
(en abaque, les indices d'allongement Al des bassins tel que $Sd = (\pi \times Ld/2)^2 / Al$ pour Al=1 à 16)

Il faut revenir sur les courbes hydrogéomorphométriques combinant les caractéristiques hydrographiques d'un bassin avec une valeur de mesure des courbures de formes de terrain car elles permettent de seuiliser objectivement l'apparition des formes de thalweg liées à des écoulements concentrés. Ce seuil est particulièrement marqué sur l'exemple de la figure 56 : en abscisses les surfaces drainées (Ln(Sd)), en ordonnées courbures moyennes (Cm) sur le bassin n° 9 du Carbet (DB (Ln(Sd) x Cm, m(BV(9))).

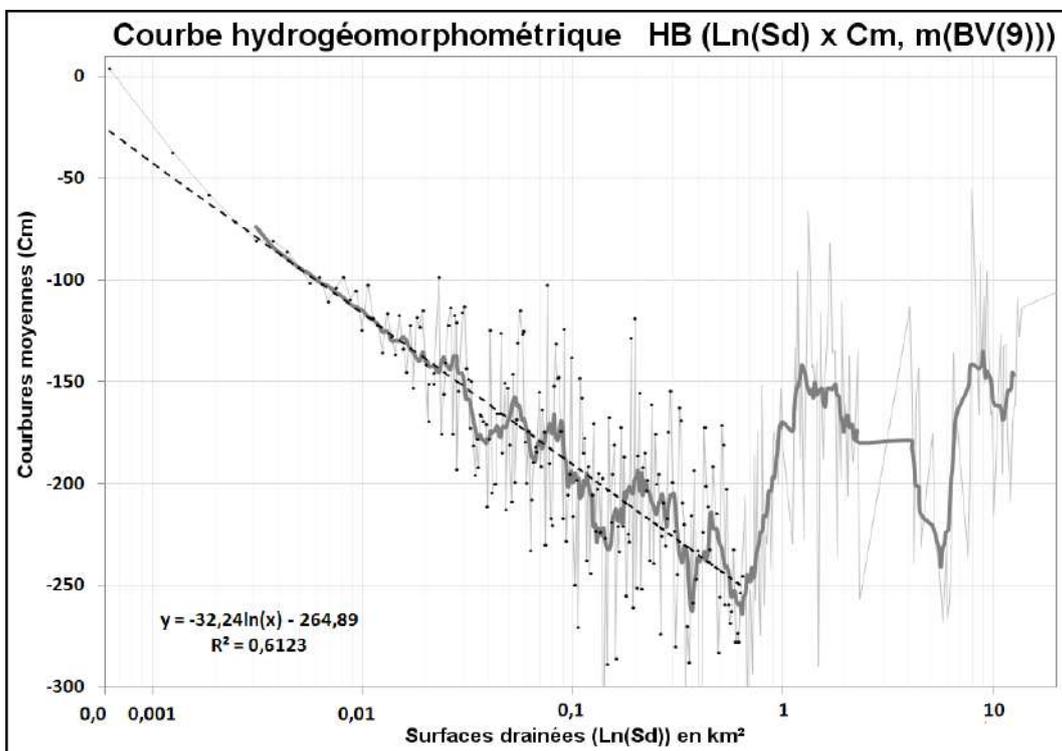


Figure 56: courbe hydrogéomorphométrique (HB) dérivée du DB combinant les surfaces drainées (Ln(Sd)) et les courbures moyennes (Cm) sur le bassin n° 9 du Carbet (DB (Ln(Sd),Cm, m(BV(9))) à partir du MNT Litto3D_SEAD_5m.

Cette courbe s'interprète comme suit. Partant des surfaces drainées faibles correspondant aux interfluves, la courbure moyenne devient de plus en plus négative au fur et à mesure que ces surfaces s'accroissent. Cela revient à constater qu'en suivant les lignes de plus grande pente vers l'aval (accroissement des surfaces drainées Sd) les formes deviennent de plus en plus encaissées (valeurs de plus en plus négative de la courbure moyenne Cm). On observe empiriquement que cette tendance suit une loi de type $Cm = a \cdot \ln(Sd) + b$ jusqu'à une valeur seuil au-delà de laquelle cette tendance disparaît, voire s'inverse pour une valeur Sd égale à 0,6 km². Ce seuil s'interprète comme une valeur moyenne de surface drainée au-delà de laquelle les formes encaissées de thalweg et de fonds de vallée deviennent dominantes, traduisant ainsi la prédominance d'un écoulement de type rivière.

Cette propriété se retrouve de façon plus ou moins claire en combinant un critère hydrographique (Ld ou Sd) avec une mesure de convexité (CHG, CVG ou CTG) comme observé précédemment sur les courbes J à 0 de la figure 54. De fait, elle correspond à une caractéristique attendue des surfaces présentant un modelé fluvial dominant. Le schéma de la figure 57 tente de résumer de façon théorique la relation statistique entre la mesure d'un critère hydrographique dérivé du drainage (longueurs ou surfaces drainées) avec la mesure géomorphométrique des courbures locales (convexités horizontale, verticale et transversale).

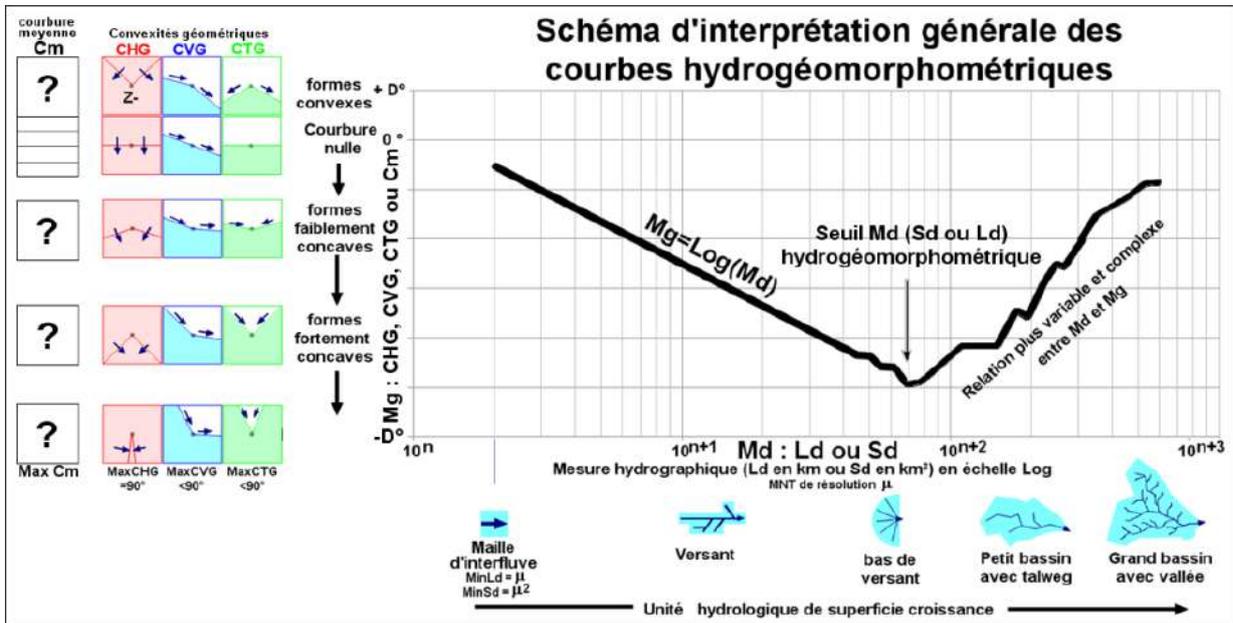


Figure 57: schéma d'interprétation des courbes hydrogéomorphométriques issues des DB combinant (Sd ou Ld) avec (CHG, CVG, CTG ou Cm)

Ce point est capital puisqu'il permet de différencier les zones d'écoulements diffus sur versant de celles où les écoulements sont concentrés. Cette méthode sera baptisée SMART pour Seuil Moyen d'Apparition d'un Réseau de Thalweg. Il est possible de s'affranchir en parti du choix du seuil sur la base de la seule courbe en utilisant la corrélation observée pour les valeurs observées en-deçà du seuil. Le principe sera de calculer pas à pas (« stepwise ») un

critère de linéarité (« linear regression » or « linear prediction ») des points de la courbe comme détaillé ci-dessous.

Méthode de Prédiction Linéaire Progressive appliquées aux courbes hydrogéomorphométriques :

La Méthode de Prédiction Linéaire Progressive (PLP, « *Stepwise Linear Prediction* ») a été développée afin d'automatiser l'analyse des courbes hydrogéomorphométriques utilisées pour la méthode SMART. Ces courbes tendanciellées représentant la relation entre des mesures hydrographiques M_d (S_d ou L_d) d'une part, et des mesures de courbures géomorphométriques M_g (CHG, CVG ou CTG) d'autre part, se caractérisent par une relation de type $M_g = a \cdot \ln(M_d) + b$ lorsque les valeurs de M_d sont faibles. Pour les valeurs fortes de M_d en revanche les tendances sont plus variées et plus erratiques. Entre les valeurs fortes et les valeurs faibles de M_d , un seuil plus ou moins bien défini sépare les deux types de relation.

Sur le cas théorique simple de la figure 58, les points sont parfaitement alignés jusqu'à la valeur seuil 500 ce qui permet de prévoir la valeur du point n $V(n)$ sur la base de la droite de régression établis sur les $n-1$ ($VR(n-1)$) points précédents. En ce cas le coefficient PLP est égal à 0 ($PLP(n) = |V(n) - VR(n-1)| = 0$). Au-delà, il y a un écart entre valeur observée $V(n+1)$ la valeur extrapolée $VR(n)$, de telle sorte que $PLP(n+1) = |V(n+1) - VR(n)| > 0$. Il est possible de calibrer l'indice PLP sur des valeurs comprises entre 0 (mauvaise prédiction) et 1 (parfaite prédiction) en calculant la valeur maximale des PLP ($PLP_{max} = \text{Max}(PLP(3), PLP(4), \dots, PLP(n), \dots, PLP(m))$) tel que $PLP(n) = (PLP_{max} - PLP(n)) / PLP_{max}$.

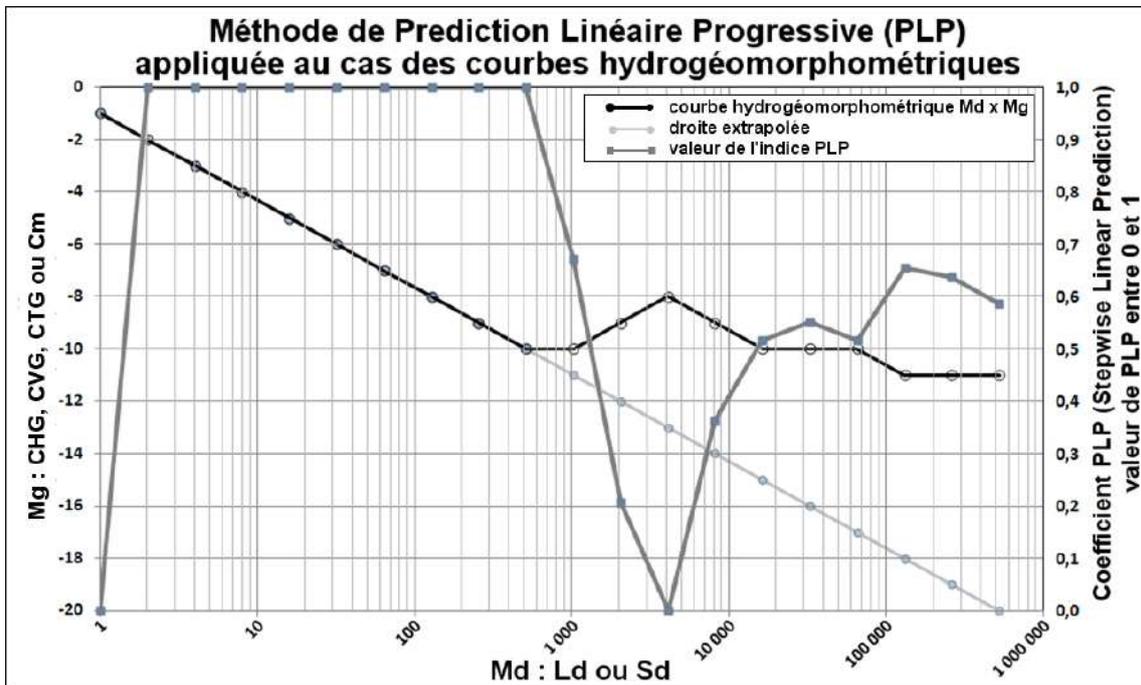


Figure 58 : Méthode de Prédiction Linéaire Progressive (PLP) sur un cas théorique simple

La figure 59 est une application à un cas réel de la méthode PLP appliquée à la figure 56. En ce cas, l'indice PLP reste supérieur à 0,7 jusqu'à une valeur $S_d = 0,014 \text{ km}^2$ avant de décroître rapidement pour atteindre la valeur minimale 0 pour $S_d = 0,03 \text{ km}^2$. Un second seuil apparaît également pour une valeur $S_d = 0,604 \text{ km}^2$ avec un maxima local de $PLP = 0,7$. Ce second seuil correspond à ce qui pouvait être estimé visuellement sur la courbe de la figure

56. L'intérêt de cette méthode PLP, en tant que variante d'une régression linéaire pas à pas (« stepwise linear regression »), est démontré sur la même figure 59. En effet, les contrastes dans l'évolution des valeurs de PLP sont plus marqués bien que les deux méthodes signalent les deux seuils sur des valeurs proches. Un premier seuil est bien marqué pour des valeurs de surfaces drainées de 1,4 hectares. Un second apparaît vers 60 hectares sous la forme d'un maxima local de la PLP. Ces seuils peuvent s'interpréter comme suit. Le premier correspond à l'apparition des ravines, le second à celui des vallées.

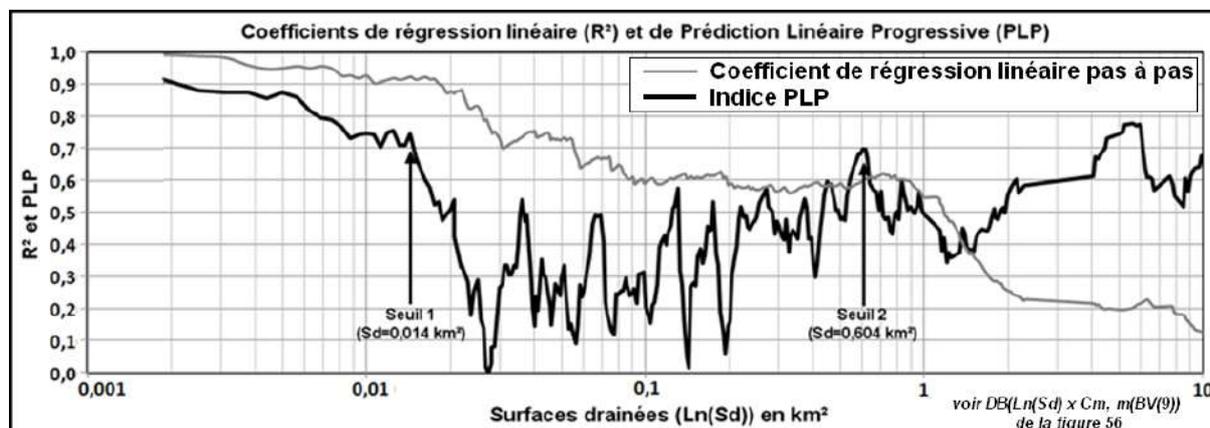


Figure 59 : Détermination des seuils de surfaces drainées en fonction de la courbure moyenne en fonction du coefficient R^2 et de l'indice PLP
(dérivé de la courbe hydrogéomorphométrique de $DB(Ln(Sd), Cm, m(BV(9)))$ de la figure 56)
(MNT Litto3D rééchantillonné à 5 mètres pas la méthode SEAD)

Variantes de traitement du MNT :

Certains traitements spécifiques requièrent un traitement préalable du MNT. Ainsi pour obtenir les profils de versants, le MNT va être modifié de façon à ce que les mailles définies comme étant des mailles talwegs (« rivières ») soient les exutoires de bas de versant. Ceci nécessite la définition d'un seuil de drainage, soit de façon empirique, soit avec les méthodes SMART et PLP précédemment détaillées. Trois fichiers dérivés spécifiques sont dérivés du MNT (figure 60A):

- Altitudes relatives (ARE) aux pieds de versant (exutoire des écoulements, niveau de base local),
- Distances relatives (DRE) aux pieds de versant,
- Surfaces drainées par le collecteur (exutoire) en bas de versant (SRE).

Les profils des versants sont établis comme pour les profils de bassin en combinant une distance à l'exutoire (en l'occurrence DRE au lieu de De) et une altitude (en l'occurrence ARE au lieu de MNT) en utilisant le DB ($DRE \times ARE, m(SRE(n))$) au lieu de le DB ($De \times MNT, m(BV(n))$).

La seconde variante a pour but d'établir une partition de la surface en massifs, un massif étant défini comme un maxima local (sommets) ainsi que tous les points convergeant vers lui selon le principe de « la montée maximale ». Cette montée maximale n'est ni plus ni moins que la descente maximale appliquée à la surface topographique inversée. En inversant le relief et en appliquant à celui-ci la méthode de drainage D8, on obtient un graphe de drainage selon les montées maximales vers les sommets. En quelque sorte, les massifs peuvent être considérés comme des « anti-bassins » ayant pour exutoire les maxima locaux. Il faut noter,

pour éviter une erreur commune, que cet « anti-graphe » de drainage issu du relief inversé n'est pas l'inverse du graphe de drainage obtenu avec le relief originel (Figure 61). Partant du relief inversé (figure 60B), deux options sont possibles. L'une consiste à procéder à une hiérarchisation automatique des massifs en forçant le drainage par les cols déversoirs (col le plus bas) situés en bordure de chaque massif. L'étape initiale calcule les massifs élémentaires associés à un et seul sommet. Les étapes suivantes sont itératives, chaque massif se « déversant » vers un de ses voisins par son col déversoir, pour peu que l'altitude inversée de son sommet soit supérieure à celle de ce voisin. A l'ultime itération, il ne reste qu'un seul massif associé au sommet le plus élevé. La seconde option revient à définir a priori les sommets les plus élevés auxquels seront associés des massifs qui leur seront spécifiques. En ce cas, les sommets non sélectionnés sont traités comme des « dépressions parasites » du modèle de drainage et le drainage sera forcé jusqu'à un des sommets sélectionnés considérés comme un « exutoire ». Dans le cas du relief inversé, l'intérêt des combinaisons de type DB demeure mais s'applique à des objets différents. Ainsi la combinaison DB (De(distances aux sommets) x MNT(inversé)) permet d'établir la forme générale des crêtes associées aux massifs et non les profils en long des talwegs associés aux bassins. Cette propriété est notamment utile pour déterminer les surfaces enveloppes des reliefs.

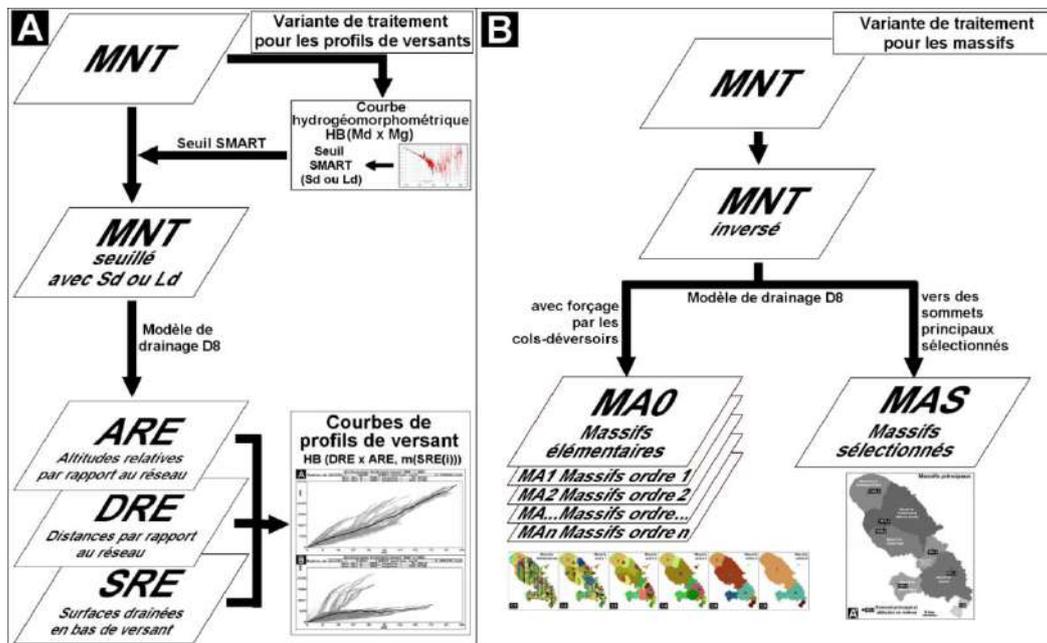


Figure 60: Variante de traitement du MNT pour l'extraction des profils moyens de versants (A) et pour l'extraction des massifs (B)

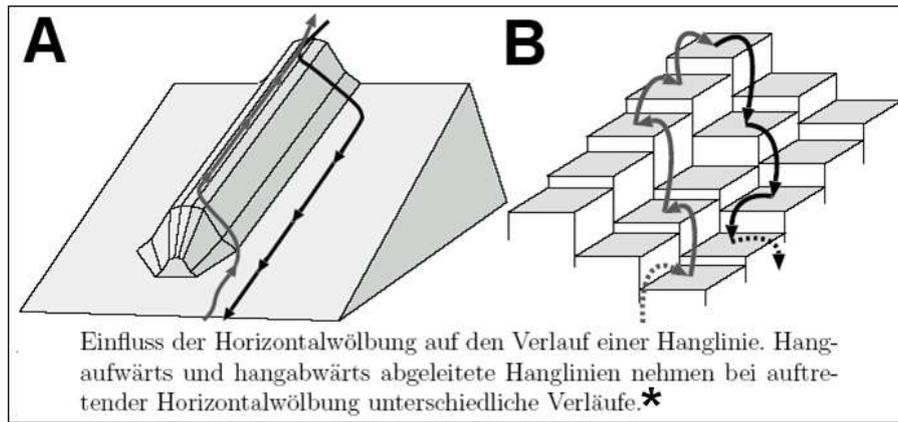


Figure 61 : Lignes de descente et de montée maximale selon Rasemann (2003). On notera que les secondes ne sont pas les inverses des premières.

**Influence d'une forme convexe sur les gradients de lignes de pente. Les dérives amont et aval des lignes de pente prennent des chemins différents sur la forme convexe (Traduction C.Depraetere)*

Ces deux variantes et leurs options font l'objet d'un développement détaillé dans les paragraphes suivants.

Profils moyens des versants en fonction des altitudes relatives aux talwegs :

Cette méthode s'apparente à celle consistant à établir des profils de versant au moyen de coupe topographique. Elle en diffère par le fait que c'est la distance hydrologique au collecteur de bas de versant qui est utilisée (DRE) et non la distance euclidienne le long d'un transect. La seconde est d'ordre statistique puisqu'il s'agit de rendre compte de la forme moyenne des versants et leur variabilité autour de cette moyenne. Les deux méthodes peuvent être considérées comme complémentaires puisque la première permet d'établir des profils type alors que les coupes offrent l'avantage de choisir les profils les plus représentatifs sur un exemple concret.

La première étape suppose la définition d'un seuil pour établir le réseau de talweg. En ce cas nous utiliserons la méthode SMART à partir de DB combinant les Surfaces drainées ($\text{Ln}(\text{Sd})$) avec les Convexités Horizontales Géométriques (CHG) appliqué au bassin n°9 (Figure 62). Cette résolution de 5 mètres est utilisée car elle autorise une définition détaillée des profils de versant ce que ne permettrait pas un MNT au pas de 100 mètres le long de profils dont la longueur n'est que de quelques centaines de mètres au plus. Sur cet exemple, la relation linéaire entre $\text{Ln}(\text{Sd})$ et CHG est clairement marquée pour des valeurs de Sd comprises entre 0,00007 et 0,03 km². Le seuil Sd pour la méthode SMART sera donc égal à 3 hectares.

Partant de ce seuil, il est alors possible d'établir un réseau de talweg servant de niveaux de base locaux pour l'ensemble des versants. Ce seuil représente une valeur statistique moyenne d'apparition d'une forme de talweg. Considéré au cas par cas, ce seuil peut s'avérer trop faible ou trop important d'une vallée à une autre (voir les encarts de la figure 63).

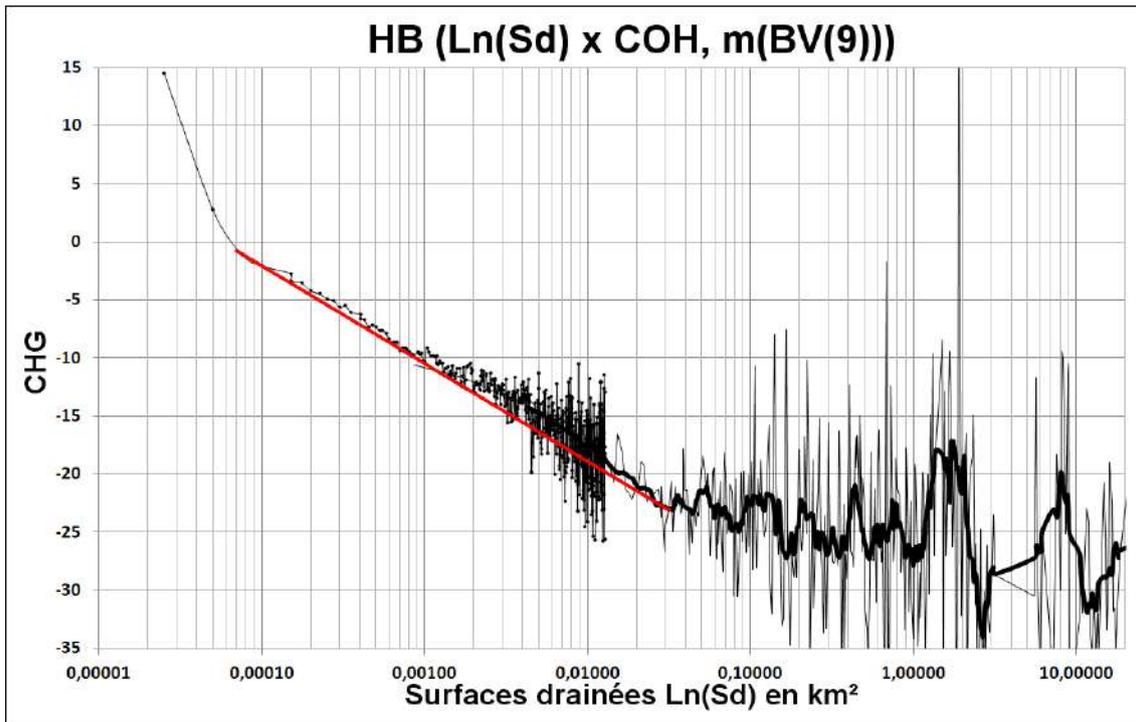


Figure 62: définition du seuil de surface drainée $S_d=0,03 \text{ km}^2$ sur le bassin n°9 du Carbet en fonction de la courbe hydrogéomorphométrique dérivée de $DB(\text{Ln}(S_d) \times \text{CHG}, m(\text{BV}(9)))$.
(à partir du MNT LITTO3D version SEAD au pas de 5 mètres)

Les fichiers ARE, DRE et SRE et la méthode des DB qui leur est appliquée rendent compte de la forme moyenne des versants en fonction de l'importance des collecteurs. Sur la figure 64A, deux profils moyens de versant sont calculés, l'un sur les bassins amont (classe 1, surfaces SRE les plus faibles, figure 64B2), l'autre sur les bassins aval (classe 15, surfaces SRE fortes, figure 64B3). Les deux courbes présentent des pentes de l'ordre de 55 % jusqu'à la distance de 250 mètres. Au-delà de cette valeur, les valeurs d'altitudes relatives des bassins aval (classe 15) ne sont plus significatives statistiquement car elles ne sont établis que sur un ensemble de versants de longueur supérieure à 250 mètres présentant des pentes d'ensemble plus faibles de l'ordre de 35%. En revanche pour les profils des bassins amont (classe 1), les pentes de 55% se prolongent jusqu'à une distance de 530 mètres dominées par des falaises dont la pente dépassent 200%. Au niveau des bas de versant, une différence apparaît entre les profils aval (classe 15) qui présentent une forme légèrement concave avec un raccordement au réseau avec des pentes inférieures à 50% et les profils amont plutôt convexes avec un raccordement de l'ordre de 70% (figure 64A'). Cette analyse démontre l'intérêt d'une analyse globale des formes de versants pour déterminer leur caractéristiques de pente, de longueur, de commandement et de forme, notamment au droit des talwegs.

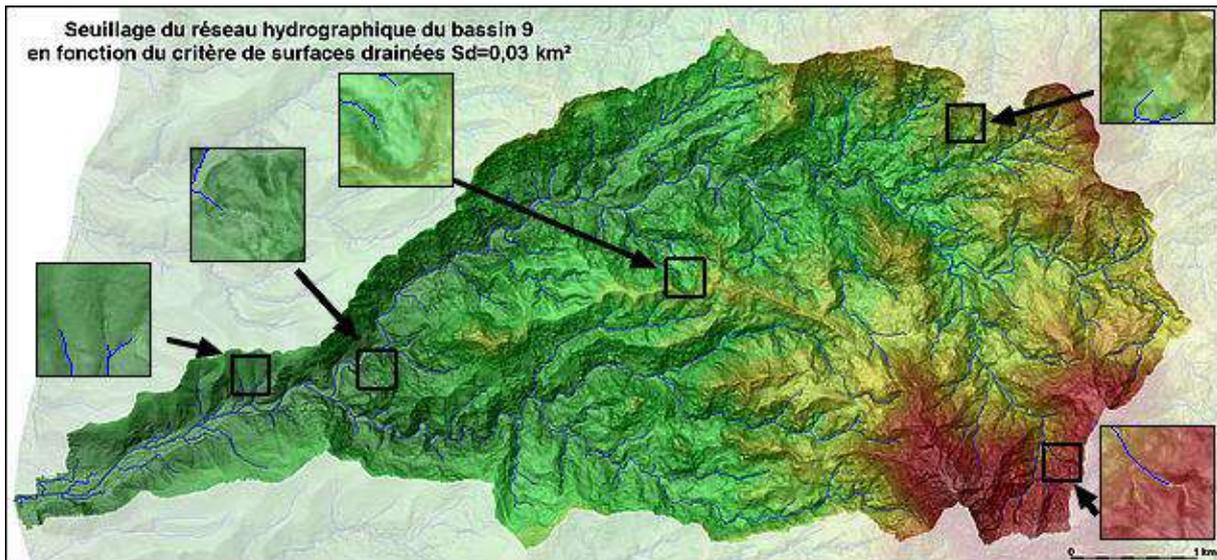


Figure 63: Seuillage du réseau hydrographique sur le bassin du Carbet (bassin 9) en fonction du seuil de surface drainée $S_d = 0,03 \text{ km}^2$. En encarts, correspondance entre le réseau seuillé à 3 hectares et le modelé des vallées.

Il faut cependant considérer avec prudence ces résultats statistiques calculés sur un bassin de 21 km^2 présentant de fort contraste de modelé d'un sous-bassin à l'autre (voir encarts de la figure 63).

A ce titre, il est intéressant de faire le même traitement sur deux sous bassins voisins de quelques dizaines d'hectares présentant des morphologies contrastées (figures 65A' et B'). Le sous-bassin 16 de 24 hectares est composé de long versant convergeant par des pentes fortes assez régulières vers un talweg principal (figure 65A). Le sous-bassin 18 de 28,5 hectares comporte plusieurs talwegs vers lesquels se raccordent des versants de pente faible dominé localement par un plateau (figure 65B).

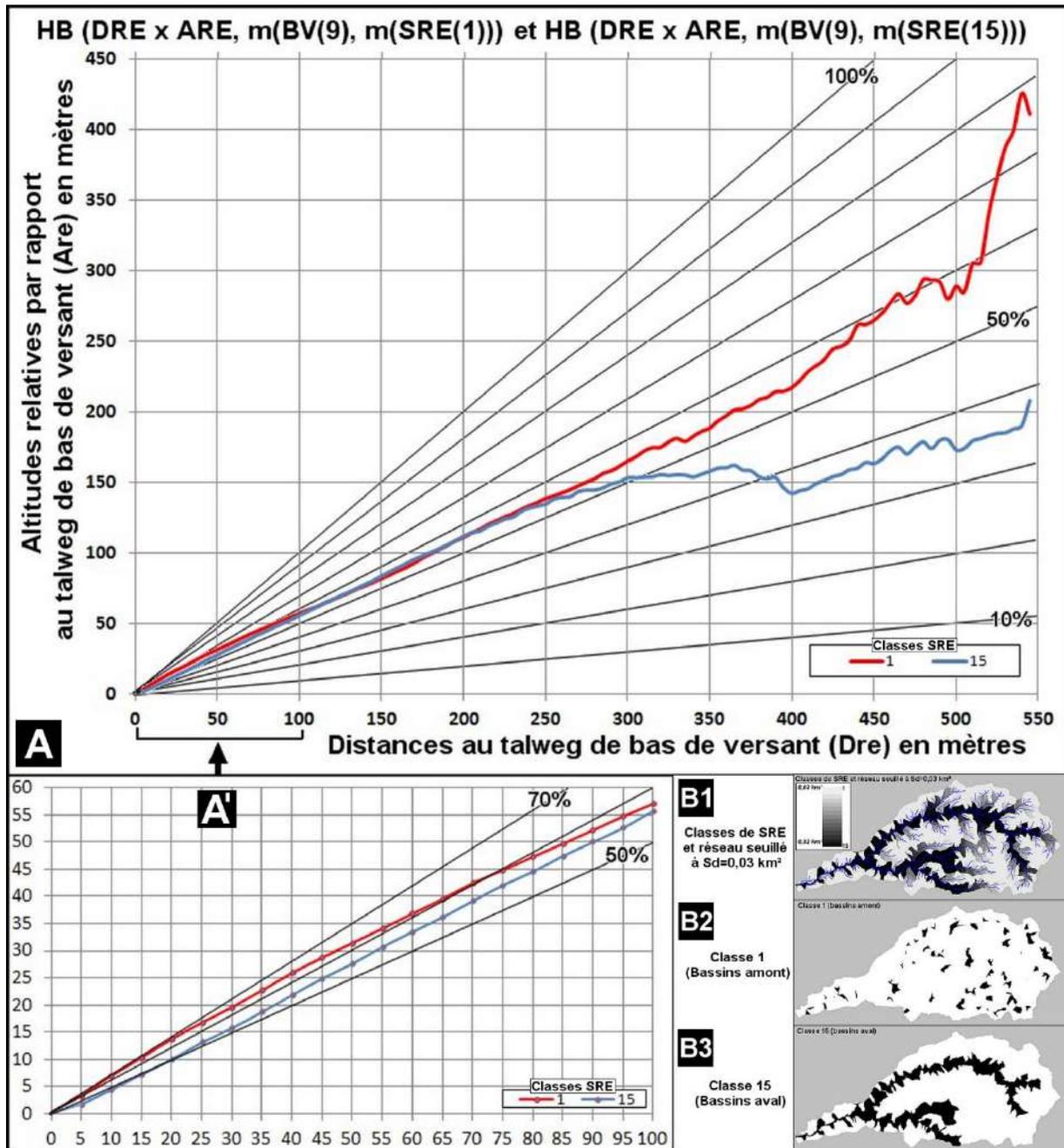


Figure 64: Formes moyennes des versants établis en fonction des fichiers ARE, DRE et SRE
 A./ Formes moyennes des versants sur les bassins amont (en rouge, classe 1 de SRE, carte B1) et les bassins aval (en bleu, classe 15 de SRE, carte B3)
 A'./ Détails de la figure A./ sur les bas de versants.
 B1, B2, B3/ Cartes des classes de SRE.

Pour ces deux graphiques, la courbe représentant le profil moyen des versants peut être comparée à l'ensemble des profils dont elle est issue afin de pouvoir établir la variabilité des formes autour du profil type et donc la représentativité de celui-ci. Dans les deux cas, les profils élémentaires sont soit de longs versants réguliers de pente faible (20% pour SB16 et 10% pour SB18), soit des profils présentant une portion à mi pente fortement inclinée (environ 100% sur les deux SB). Autant, le profil-type du SB16 peut être considéré comme statistiquement représentatif de l'ensemble des versants, autant cela se révèle davantage sujet à caution pour le SB18 du fait que les talwegs drainant le plateau ont une forme fort éloignée de la moyenne. Il est compréhensible que le même traitement appliqué aux deux sous-bassins

considérés ensemble ne pourra pas donner lieu à un profil-type existant réellement sur le terrain. Le résultat garde cependant un intérêt en ce sens qu'il permet de dégager les tendances dominantes d'étagement des formes le long des versants.

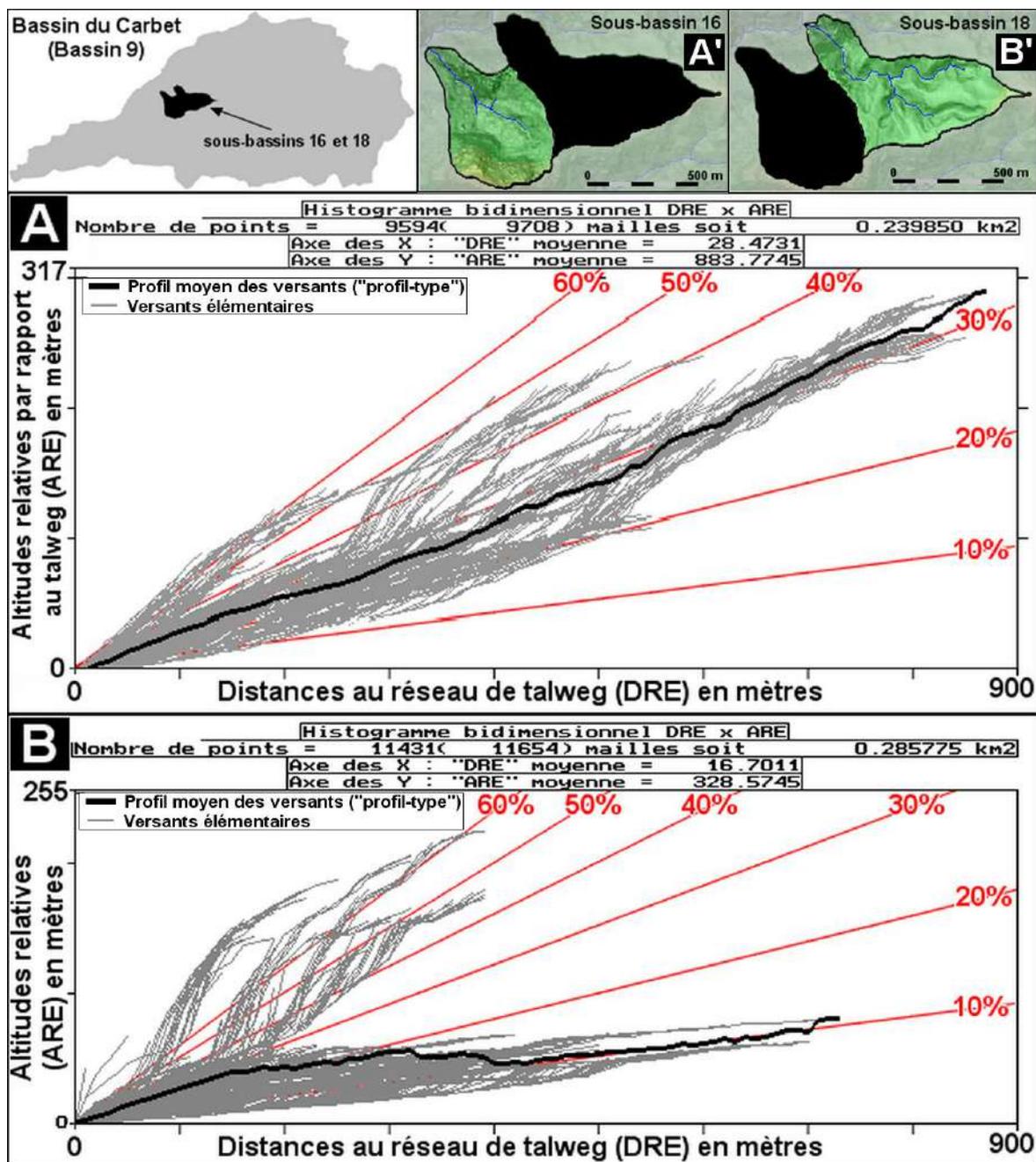


Figure 65 : Profils moyens des versants par rapport à l'ensemble des profils en fonction des DB[DRE,ARE] sur deux sous bassins du bassin n°9 du Carbet.

A./ Profil moyen sur le sous bassin 16 A'./ Carte du sous bassin 16
 B./ Profil moyen sur le sous bassin 18 B'./ Carte du sous bassin 18

Bien que permettant de systématiser l'analyse des formes de versant sous une forme statistique simple, cette méthode se doit d'être utilisée en tenant compte de la représentativité des profils-type au regard de la réalité des formes. Toutes choses égales par ailleurs, cette méthode tendra à être d'autant plus fondée qu'elle s'appliquera à de petits bassins dans des contextes morfo-structuraux similaires.

La méthode EPI (Encaissement, Perchement, Incision) pour l'estimation des volumes et des formes de bassins versants:

Comme le titre de ce chapitre l'indique, nous sommes là au cœur de l'hydrogéomorphométrie, cette discipline qui tente de faire un lien direct et formel entre l'hydrologie et la géomorphologie à travers un ensemble de méthodes. De plus, les développements qui suivent seront à la base des applications qui en seront faites sur la Martinique dans la dernière partie de cette étude. S'agissant de démontrer la fiabilité d'une méthode, nous ne ferons pas en ce cas l'économie d'une analyse de la sensibilité des résultats en fonction de paramètres tels que la résolution et le type de mesures effectuées. Certaines considérations pourraient paraître longues, voire superflues. Il n'en est rien. Ils sont indispensables à la démonstration de la robustesse et à la bonne connaissance des limites de ce type d'approche qui sera baptisée EPI pour les trois indices volumétriques d'Encaissement, de Perchement et d'Incision des bassins.

Quelques éléments sur les méthodes d'estimation des volumes caractéristiques des bassins versants doivent être évoqués. L'analyse par surface enveloppe ou encore surface de tendance (« Trend surface » en Anglais) est une méthode mathématique permettant d'ajuster une surface polynomiale sur un semis de point afin d'établir une grille régulière plus fine les « enveloppant » jugée représentative de la « tendance » générale des formes. L'établissement de surfaces enveloppes relatives à des formes de relief pose diverses problèmes d'ordre théorique et pratique (Waniez et Le Gauffrey 2007, Chorowicz et Deroin 2003). Dans le cas des surfaces d'érosion formées d'amples courbures sans lignes de discontinuité importante la méthode s'avère facile à mettre en œuvre. Dans le cas des cônes volcaniques l'exercice devient plus délicat sauf si les formes radiales sont identiques dans toutes les directions. En ce cas, le problème se ramène à établir la courbe enveloppe sur un transect moyen, ce qui est plus simple.

D'un point de vue théorique, dont celui des volcans qui nous concernent, il faut calibrer la forme recherchée sur un échantillon de points de mesure pertinents. L'échantillonnage est rarement évident : pas assez de points et la forme apparaîtra trop schématique, trop de points et la surface s'avèrera trop erratique. Le bon choix se fait empiriquement après plusieurs tentatives. Une alternative consiste à segmenter la forme d'ensemble en sous-unités homogènes ce qui la encore reste assez empirique et procède d'un choix de la part du modélisateur, car il s'agit bien en ce cas d'un « modèle ». Il faut aussi noter que les surfaces polynomiales présentent des oscillations parasites hors de proportion avec la réalité notamment au droit de discontinuités. En résumé, l'utilisation des surfaces enveloppes sur des formes en 3D suppose un travail préparatoire assez long basé sur la méthode essais-erreurs spécifique à chaque cas sans que le résultat soit à la hauteur des attentes. De ce fait, nous ferons essentiellement usage de courbes enveloppes ou courbes de tendances appliquées à des formes en 2D du type transect.

Avant d'appliquer la méthode, il est nécessaire de revenir sur un point méthodologique sur l'estimation du cubage des formes, ce que l'on peut qualifier de volumétrie. En effet, les volumes affouillés par érosion (ravine, vallée ...) ou au contraire les volumes saillants (massif, interfluve, dôme, volcan adventif ...) sont des éléments déterminant des bilans sédimentologiques. Il faut rappeler que le cubage dépend d'une part du commandement des versants mais aussi et tout autant de leur forme. Considérons le cas théorique simple d'une vallée en V parfaitement géométrique flanquée de deux versants de Richter (Figure 66). C'est par commodité que ce cas simple est considéré en premier lieu alors que les versants d'une vallée réelle offrent une large gamme d'étagement de courbures, depuis la concavité basale

liés aux processus hydrologiques de fond de vallée, jusqu'à la convexité sommitale procédant ou non de la présence d'éléments de surface structurale sur l'interfluve. La partie moyenne des versants procède pour sa part de l'équilibre entre la puissance d'incision et d'élargissement des processus de bas de versant et la capacité de résistance des matériaux présent en haut de versant. C'est dans cette partie médiane que s'observe généralement une inflexion délimitant de façon formelle le diptyque des profils convexo concaves. Souvent cette partie médiane notamment en zone montagneuse tend à présenter une pente constante. Le profil des versants a une influence évidente sur les indices de forme dont notamment l'indice de perchement.

La possibilité d'estimation de cubages à partir de DB peut être testée sur une forme théorique simple avant d'aborder celles bien plus complexes des bassins réels. La forme servant d'exemple est un tronçon de vallée de 4 km de long (l) selon une pente longitudinale constante de 1% encadrée par des versants de 2 km de long (l) et de 100 mètres de commandement (Dz) avec une pente constante de 10% (figure 66A). Sa forme est donc parfaitement géométrique avec une surface enveloppe posée sur les deux lignes de crête d'interfluve correspondant à un plan incliné de 10% (figure 66B).

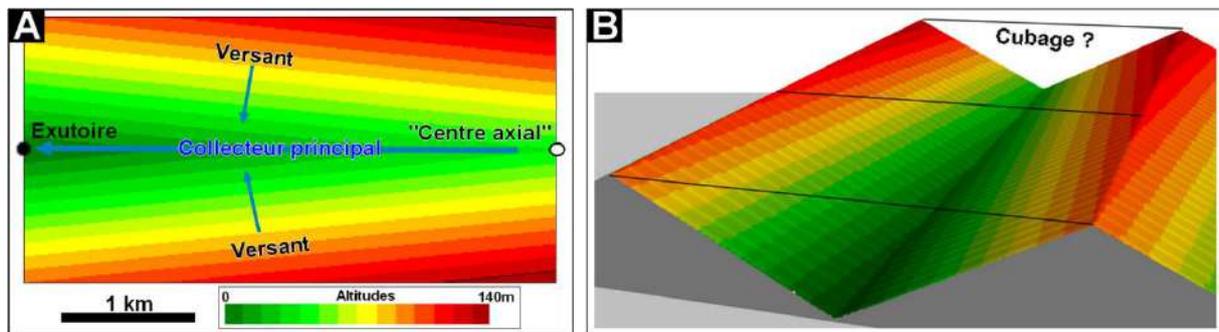


Figure 66 : Test de calcul de cubage sur une forme simple de vallée

A./ Carte de la zone de test pouvant être assimilée à un tronçon de vallée

B./ Vue en perspective avec la « surface enveloppe » (en l'occurrence un plan) chapeautant les crêtes

La section transversale en V de la vallée est de largeur constante 2 km sur l'ensemble du tronçon (figure 67A). En ce cas, le cubage du tronçon s'obtient en soustrayant le volume de la vallée à celui coiffé par la surface enveloppe, soit $l \times l \times Dz = 4 \text{ km} \times 1 \text{ km} \times 0,1 \text{ km} = 0,4 \text{ km}^3$. En combinant les altitudes avec les distances au bord aval du tronçon, on obtient un diagramme bidimensionnel sur lequel sont établies les courbes enveloppes des minima et des maxima du nuage de points, ainsi que la courbe des valeurs moyennes des altitudes en fonction de la distance (figure 67B).

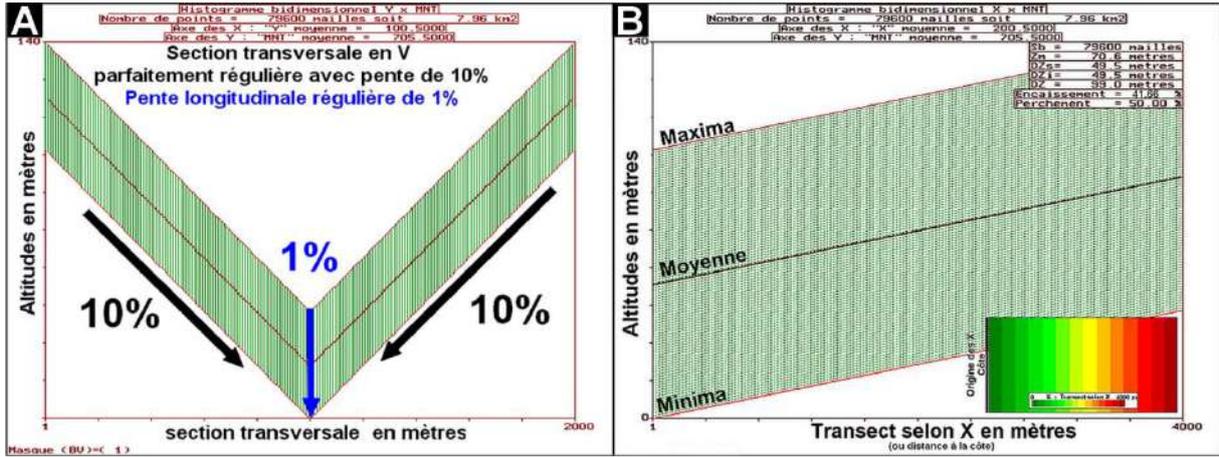


Figure 67: Test de calcul de cubage sur une forme simple de vallée

A./ Section transversale de la vallée

B./ Estimation du cubage de la vallée par la méthode des diagrammes bidimensionnels combinant les distances au bord ouest et les altitudes avec établissement des courbes des minima, des moyennes et des maxima

Le calcul du cubage peut être fait soit de façon analytique, soit de manière statistique :

- Méthode analytique : on pose $F_{\min}(d_m) z_m = 0,1 \cdot d_m$, $F_{\text{moy}}(d_m) z_m = 0,1 \cdot d_m + 50$ et $F_{\max}(d_m) z_m = 0,1 \cdot d_m + 100$ avec d_m distances au bord aval en mètres comprises entre 0 et 4000 mètres et z_m altitudes en mètres. Le cubage C_m^3 en m^3 est tel que :

$$C_m^3 = 2 \cdot l \times \int_{d=0 \text{ à } 4000} (F_{\max}(d_m) - F_{\text{moy}}(d_m)) = 2 \times 1000 \times 4000 \times 50 = 400.000.000 \text{ m}^3$$

- Méthode statistique : l'échantillonnage ($400 \times 200 = 80.000$ points de résolution $\mu \times \mu$ égale $10 \times 10 = 100 \text{ m}^2$) est divisé en N classes de distances de largeur constante l/N telles que chaque classe C_n ($n=1$ à N) contient les points dont les distances d_m sont comprises entre $(d_m \geq (n-1) \cdot l/N)$ et $(d_m < n \cdot l/N)$. La classe C_n contient $F(C_n)$ points (fréquences) avec pour valeurs minimale, moyenne et maximale respectivement $V_{\min}(C_n)$, $V_{\text{moy}}(C_n)$ et $V_{\max}(C_n)$. Le cubage C_m^3 en m^3 est tel que :

$$C_m^3 = \mu^2 \sum_{n=1 \text{ to } N} (F(C_n) \cdot (V_{\max}(C_n) - V_{\text{moy}}(C_n))) = 10^2 \cdot N \cdot (400 \times 200) / N \cdot 50 = 400.000.000 \text{ m}^3$$

Trois caractéristiques relatives aux propriétés générales des versants se déduisent des courbes du DB:

- Altitude moyenne absolue des minima pour l'ensemble des classes :

$$Z_{\min} = \sum_{n=1 \text{ to } N} F(C_n) \cdot V_{\max}(C_n) / \sum_{n=1 \text{ to } N} F(C_n)$$

- Altitude moyenne absolue des moyennes pour l'ensemble des classes :

$$Z_{\text{moy}} = \sum_{n=1 \text{ to } N} F(C_n) \cdot V_{\text{moy}}(C_n) / \sum_{n=1 \text{ to } N} F(C_n)$$

- Altitude moyenne absolue des maxima pour l'ensemble des classes :

$$Z_{\max} = \sum_{n=1 \text{ to } N} F(C_n) \cdot V_{\max}(C_n) / \sum_{n=1 \text{ to } N} F(C_n)$$

De ces trois valeurs, les éléments suivants sont calculés:

- Commandement moyen des bas de versant tel que $Z < Z_{\text{moy}}$: $DZ_i = Z_{\text{moy}} - Z_{\min}$
- Commandement moyen des hauts de versant tel que $Z \geq Z_{\text{moy}}$: $DZ_s = Z_{\max} - Z_{\text{moy}}$

- Commandement moyen des versants $DZ = Z_{\max} - Z_{\min} = DZ_i + DZ_s$

Trois indices relatifs à des volumes sont établis à partir de ces valeurs :

- Indice d'encaissement I_e : cet indice en % fait le rapport en volume encaissé et le volume totale de la forme ramené à un rapport d'altitudes soit $I_e = 100 \cdot DZ_s/Z_{\max}$.
- Indice de perchement I_p : cet indice fait le rapport entre le commandement des hauts de versant et le commandement de l'ensemble du versant soit $I_p = 100 \cdot DZ_s/DZ$.
- Indice d'incision I_i : cet indice en % fait le rapport en volume incisé et le volume totale de la forme ramené à un rapport d'altitudes soit $I_i = 100 \cdot (DZ_s + DZ_i)/Z_{\max}$.

Sur l'exemple de la figure 67 précédente, les valeurs obtenues sont les suivantes :

- $Z_{\min} = 20$ m, $Z_{\text{moy}} = 70$ m et $Z_{\max} = 120$ m
- $DZ = 100$ m, $DZ_i = 50$ m et $DZ_s = 50$ m
- $I_e = 41,7$ % et $I_p = 50,0$ %

L'indice d'encaissement I_e indique que 41,7 % du volume originel de la surface enveloppe tangente aux crêtes d'interfluve ont été affouillés, ce volume correspondant à celui de la vallée. La valeur de 50% de l'indice de perchement I_p signale que les hauts de versant ($Z > Z_{\text{moy}}$) occupent la même surface que les bas de versant ($Z < Z_{\text{moy}}$).

La sensibilité des résultats en fonction des paramètres de définition du DB doit être évoquée. Un changement d'unité en X ou en Y n'affecte pas les valeurs calculées (figure 68A et B). En analysant une sous partie, la valeur de I_p ne change pas alors que I_e varie puisqu'il dépend de la courbe des maxima Z_{\max} (figure 68C).

D'autres référentiels que la distance au bord d'image (assimilable à un trait de côte) peuvent être utilisés pour visualiser les volumes sous la forme d'un transect :

- La distance euclidienne à l'exutoire (Figure 68D) est une proche variante de la précédente mais elle a toutefois des conséquences notamment sur la partie aval. De ce fait les valeurs d'indice change : sous estimation de l'indice d'encaissement (36,8 au lieu de 41,7 %) et surestimation du perchement (53,2 au lieu de 50%)
- La distance euclidienne au centre axial (amont du drain principal) ou au centre radial (centre d'une structure de type cône notamment les volcans (Figure 68E) permet de visualiser l'organisation en fonction des points hauts. Variante de la précédente, les conséquences sur les mesures sont semblables : sous estimation de l'indice d'encaissement (39,1 au lieu de 41,7 %) et surestimation du perchement (52 au lieu de 50%).
- La distance hydrologique à l'exutoire (figure 68F) s'apparente au premier mais avec une métrique propre à la structure du réseau hydrographique. L'indice de perchement ne change pas alors que, comme précédemment, l'indice d'encaissement est sous-estimé (36,6 au lieu de 41,7%).

Il faut retenir que différentes métriques peuvent être adoptées, la plus générique étant celle des distances hydrologiques qui correspond à la notion de profil en long généralisé des drains d'un bassin. Le calcul de distances à un centre radial est adapté au cas des massifs

volcaniques bien isolés du type de ceux qui seront étudiés. En effet, les formes du relief tendent à s'organiser autour de ce centre radial (cratère principal, caldera) y compris les talwegs et les crêtes qui tendent à rayonner dans toutes les directions à partir de ce point (voir chorème morphologique de la Montagne Pelée sur la figure 136). Ce mode de présentation des volumes et d'estimation des indices sera donc utiliser sur les massifs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet.

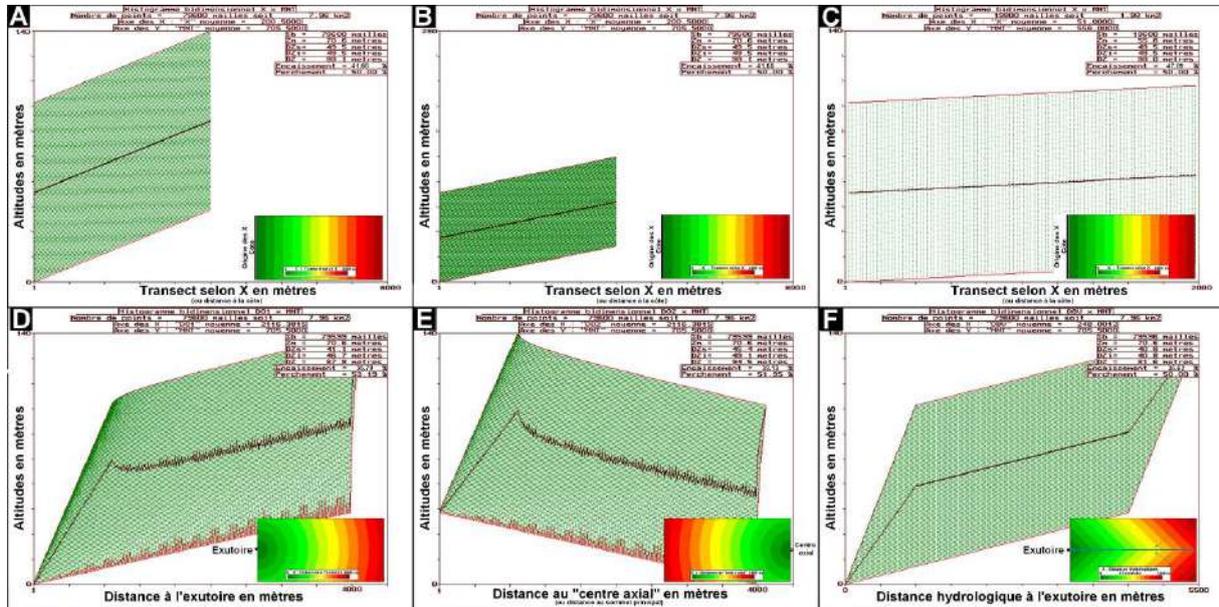


Figure 68 : Sensibilité des mesures en fonction des paramètres des DB (A, B et C) et du type de distances euclidiennes ou hydrologiques (D, E,F)
 A./ Effet du changement de la taille des classes en X (zoom out)
 B./ Effet du changement de la taille des classes en Y
 C./ Effet du changement de la taille des classes en X (zoom in)
 D./ DB combinant la distance géométrique à l'exutoire et l'altitude
 E./ DB combinant la distance géométrique au « centre axial » et l'altitude
 F./ DB combinant la distance hydrologique à l'exutoire et l'altitude

Cet exemple sur une forme simple permet d'évaluer la sensibilité des résultats en fonction du type de DB utilisé. Considérons maintenant des formes réelles, en l'occurrence trois bassins versants de l'ordre de 10 à 20 km² situés dans la partie montagneuse de la Martinique ; il s'agit des bassins de la Rivière du Bocquet sur le versant au vent de la Montagne Pelée , celui de la Rivière du Prêcheur sur le versant sous le vent du même volcan et la rivière du Carbet également sous le vent des Pitons du Carbet (respectivement B205, B206 et B304 de la Figure 69A). Divers modes de calcul de distances euclidiennes sont possibles :

- Distance à un point remarquable du relief : il s'agit notamment des sommets de volcan l'ensemble des formes s'organisant radialement au de ce point (figure 69A),
- Distance selon une direction (voir exemple théorique précédant) : la direction choisie doit correspondre au grand axe du bassin ou à celui de la vallée principale. Résultats proche du précédent sauf dans la partie amont (figure 69B),
- Distance à l'exutoire : proche du précédent sauf dans la partie aval (Figure 69C),

- Distance à la mer : proche des précédents si le grand axe du bassin est perpendiculaire à la côte (figure 69D).

Ces variantes s'avèrent plus ou moins pertinentes et faciles à mettre en œuvre. Les deux premières supposent des choix pour chaque bassin (figures 69A et B). Les deux autres sont automatisables (Figures 69C et D). En théorie, celle de la distance directionnelle devrait être la plus adaptée (figure 69B). En pratique, la distance à l'exutoire est à choisir. Toutefois, il faut tenir compte de la complexité de l'organisation des volumes par rapport à ces points ou ces axes. Le dispositif est simple pour les deux bassins de la Montagne Pelée avec une forme de bassin allongé et un réseau de thalweg en arêtes de poisson. À contrario, le bassin du Carbet présente un dispositif plus hiérarchisé avec une topographie bien plus contrastée notamment dans la partie amont.

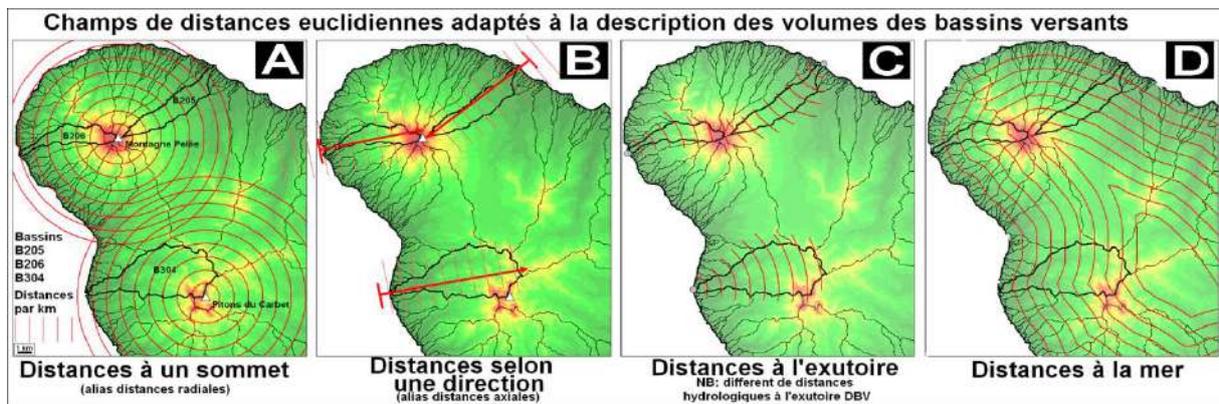


Figure 69 : Divers modes de calcul de distances euclidiennes appliqués à des bassins versants de la Montagne Pelée et du massif des Pitons du Carbet.

Une alternative au calcul des volumes sur ce type complexe de bassin revient à utiliser des distances hydrologiques au lieu et place de distances euclidiennes afin de « déplier » les vallées le long des axes principaux de drainage. Cette alternative offre également l'avantage d'être un des fichiers dérivés standards de l'hydrogéomorphométrie. La figure 70 compare les distances euclidiennes (DIS) et les distances hydrologiques (DBV) calculées sur le même bassin de la Rivière du Prêcheur. La différence la plus évidente tient à l'allongement des distances qui atteignent 11 km en mode hydrologique à comparer avec les 7 km en mode euclidien ce qui revient effectivement à déplier hydrologiquement le bassin selon un profil en long généralisé.

Comme pour la forme théorique analysée précédemment, il faut pouvoir comparer les résultats en fonction du type de distances utilisées sur plusieurs bassins. La figure 71 présente les DB des trois bassins de la carte de la figure 69, en fonction des distances aux sommets (figure 69A), des distances directionnelles selon le grand axe (figure 69B) et les distances hydrologiques à l'exutoire (figure 69C). La forme d'ensemble des nuages de points et de leurs courbes caractéristiques est analogue quel que soit le type de distances avec des nuances de forme marquées selon le bassin considéré. En termes de distance, la différence la plus nette s'observe dans la partie amont du Carbet en particulier sur les distances euclidiennes directionnelles. En termes de bassin, le bassin B205 et B304 font contraste alors que le B206 est un cas intermédiaire entre les deux précédents. Les trois courbes caractéristiques des nuages de points s'interprètent comme suit :

- Courbe des minima : représente le profil en long des talwegs les plus encaissés dont celui de la vallée principale. Il s'agit de la courbe enveloppe inférieure du nuage.
- Courbe des moyennes : correspond aux altitudes telles que la moitié de la surface se situe au-dessus de ces valeurs. Formellement, elle doit être considérée comme une courbe de tendance des altitudes en fonction des distances.
- Courbe des maxima : reflète la ligne définie par les crêtes et interfluves les plus élevées. Elle est le pendant amont des courbes des minima des thalwegs et constitue donc la courbe enveloppe supérieure du nuage de points.

Partant de ces trois courbes, il est possible de définir une palette d'indices de formes reflétant les caractéristiques d'ensemble des bassins et permettant de les comparer sur une base générique, homogène et objective.

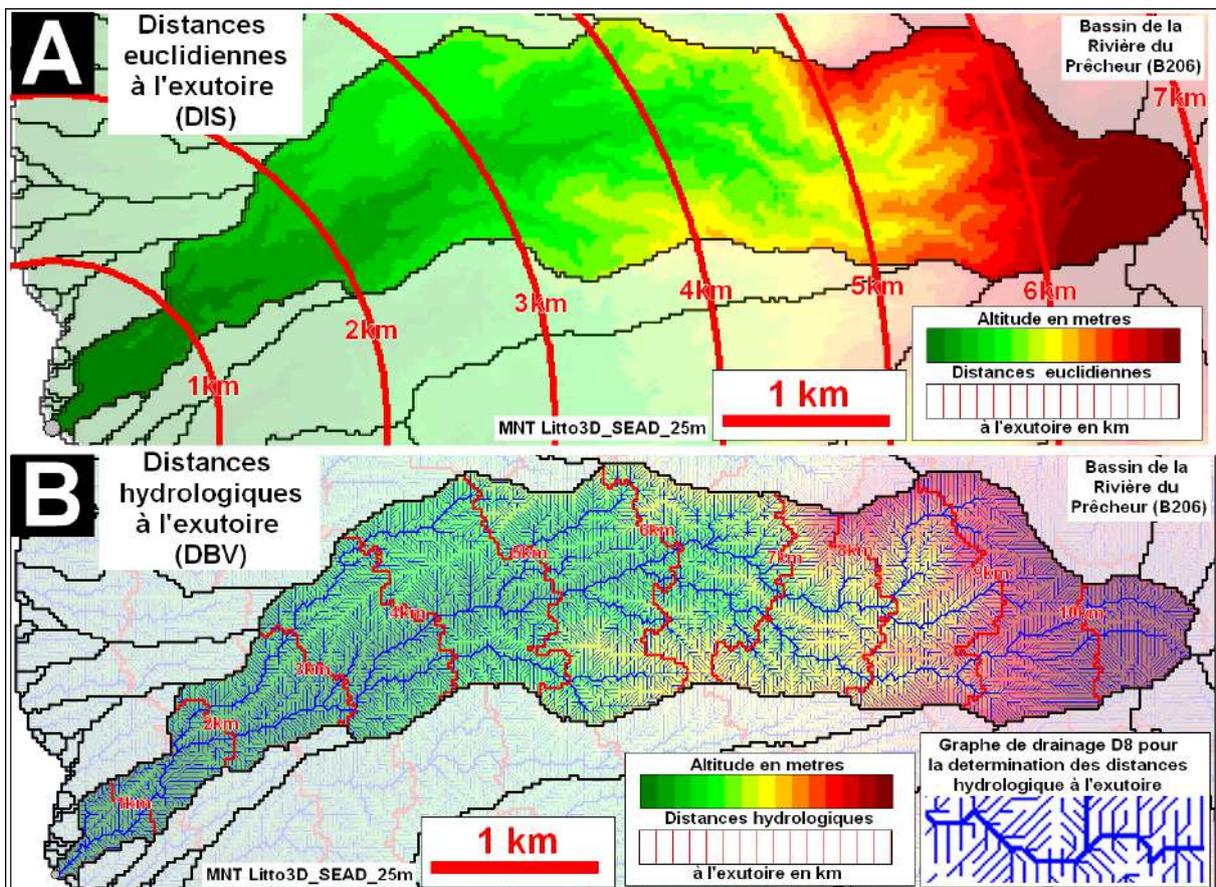


Figure 70 : distances euclidiennes (DIS) versus distances hydrologiques (DBV) sur le bassin de la Rivière du Prêcheur (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_25m)

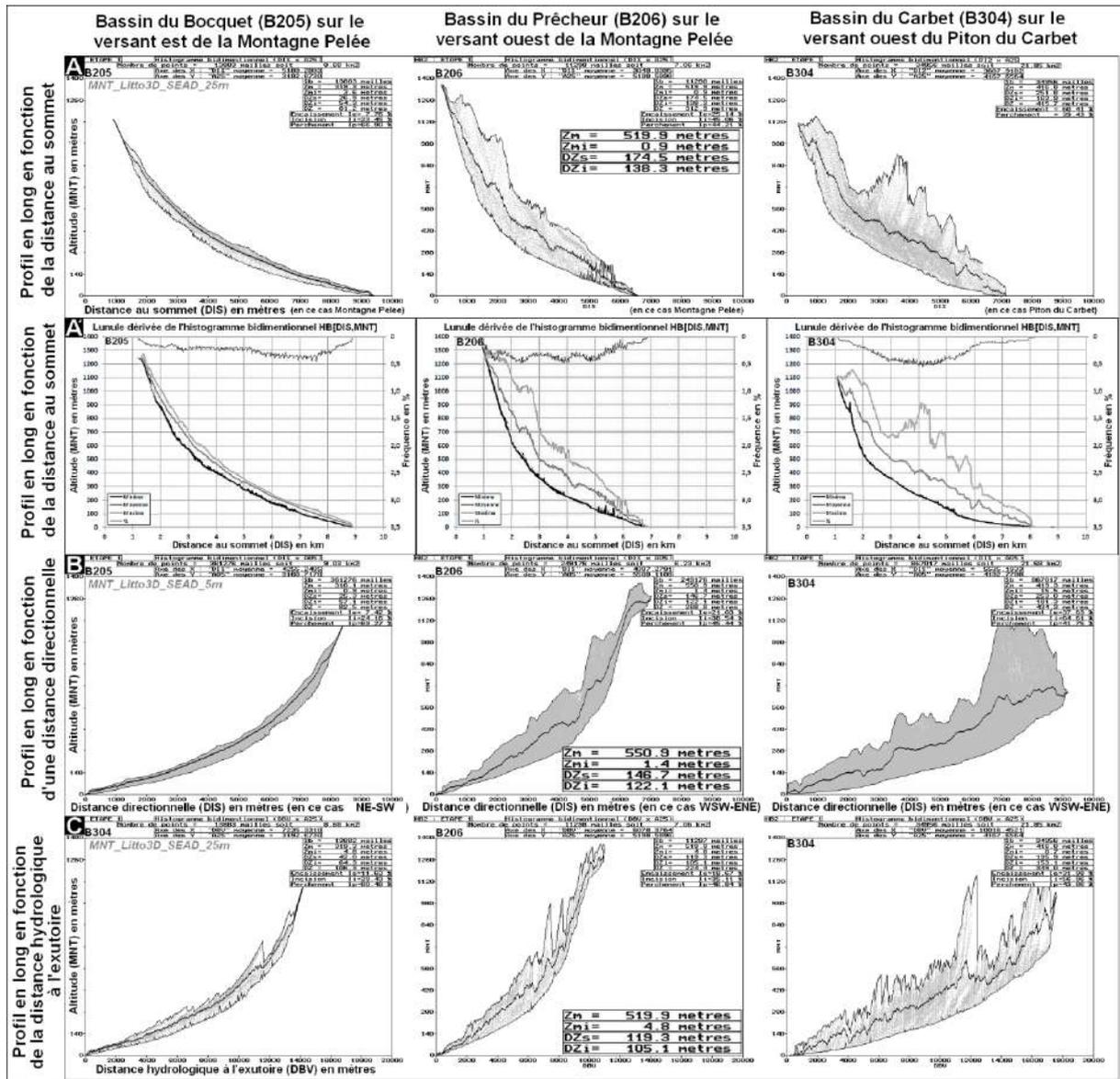


Figure 71 : divers diagrammes bidimensionnels donnant un aperçu général sur l'organisation de la topographie sur trois bassins versants :

- A./ DB distances au sommet x Altitudes (DB[DIS,MNT])
- A'./ Idem A avec les trois courbes des min, des moyennes et des max caractéristiques du nuage de points.
- C./ DB distances directionnelles x Altitudes (DB[DIS,MNT])
- D./ DB distances hydrologiques à l'exutoire x Altitudes (DB[DBV,MNT]) soit les profils en long généralisés des bassins.

De par la forme prise par les courbes (HB) caractéristiques des diagrammes, cette méthode d'estimation sera qualifiée de « méthode des lunules » en référence à celles définies Hyppocrate de Chios (plus exactement Ibicrate le Géomètre -470 -410 AC) sans prétendre pour autant solutionner le problème de la quadrature des bassins versants! Chaque lunule est représentative des volumes spécifiques à un bassin avec des informations statistiques sur les fréquences des points dans chaque transect transversal (Figure 72A). Les valeurs moyennes pondérées de chaque courbe décrivent la proportion de socle (S), des bas de versant (B) et des hauts de versant (H). Sur cette base, le volume global enveloppé par le bassin y compris son socle peut être estimé à 4,34 km³ pour un volume enchâssé par les vallées de 0,91 km³ soit un encaissement du bassin dans son socle de 21%. Partant de la surface structurale originelle datant de 300 000 ans et telle qu'estimée par la courbe des maxima, le taux d'érosion serait de

l'ordre de 4,9 m³/hectare/an (soit une lame érodée de 0,49 mm/an) ce qui est conforme aux valeurs connues pour les zones de montagne en milieu tropical humide.

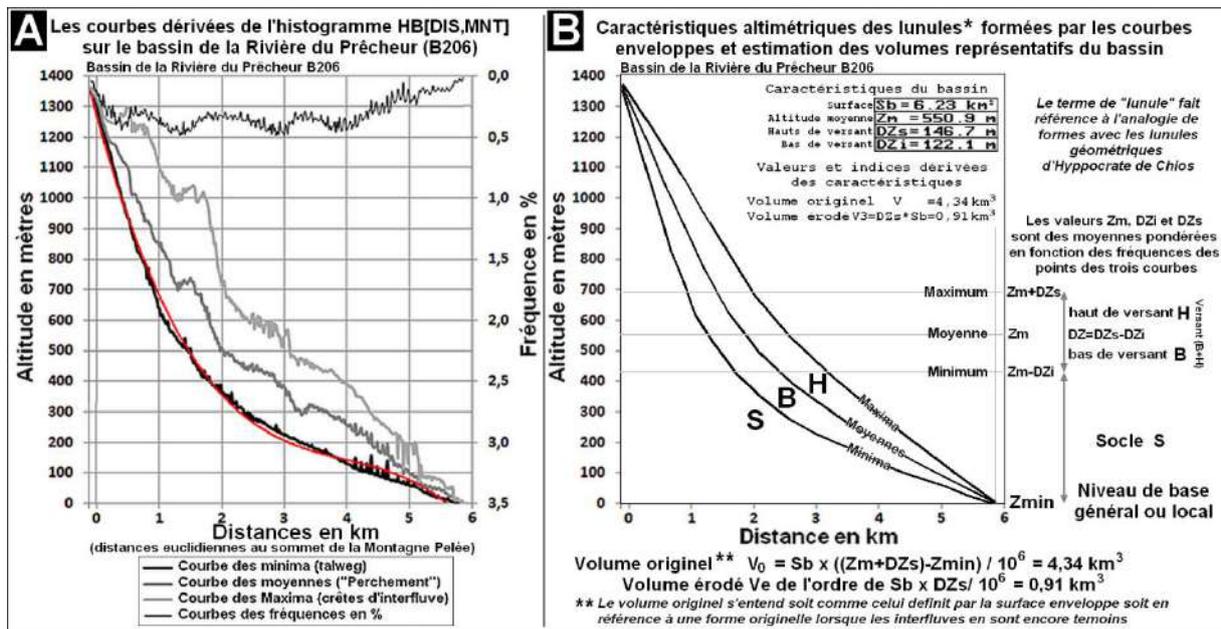


Figure 72 : exploitation des propriétés des lunules hydrogéomorphométriques dérivées des diagrammes bidimensionnels distances x altitudes sur l'exemple de celui DB[DIS,MNT] du bassin de la Rivière du Prêcheur (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_25m)

Les lunules donnent une vision de l'organisation topographique longitudinale des bassins mais leurs propriétés vont également autoriser une schématisation de la forme transversale des vallées. En effet, le rapport entre l'altitude moyenne des versants (DZ_i) et leur commandement (DZ) indique quel est le degré de perchement des versants par rapport aux thalwegs. En ramenant le versant à deux segments, l'indice de perchement I_p ainsi défini (DZ_i/DZ) génère un ensemble de formes synthétisé sous la forme d'un abaque représentant des versants schématisés pour des valeurs d' I_p compris entre 1 et 99%. Lorsque l'indice I_p est inférieur à 50%, le perchement est faible avec de larges fonds de vallée et des interfluves réduites à des recoupements de versant. A l'inverse, un indice de perchement supérieur à 50% révèle l'existence d'interfluves avec replats sommitaux alors que les vallées ont une forme en V.

Le perchement peut être ramené à un abaque représentant le volume relatif de l'interfluve par rapport à celle de la vallée (Figure 73A). Appliquées au bassin de la Rivière du Prêcheur, ces informations peuvent s'exprimer graphiquement sous la forme d'une « section bloc » figurant les volumes et les formes d'une vallée supposée moyenne pour le bassin (Figure 73B). Le terme de « vallée moyenne » est inadéquat puisqu'il ne fait pas référence à un cas moyen. Il s'agit plutôt d'une représentation théorique, synthétique d'autant que les échelles sont relatives et non absolues. Son intérêt procède du fait qu'il peut être appliqué à n'importe quel bassin pour des études comparatives.

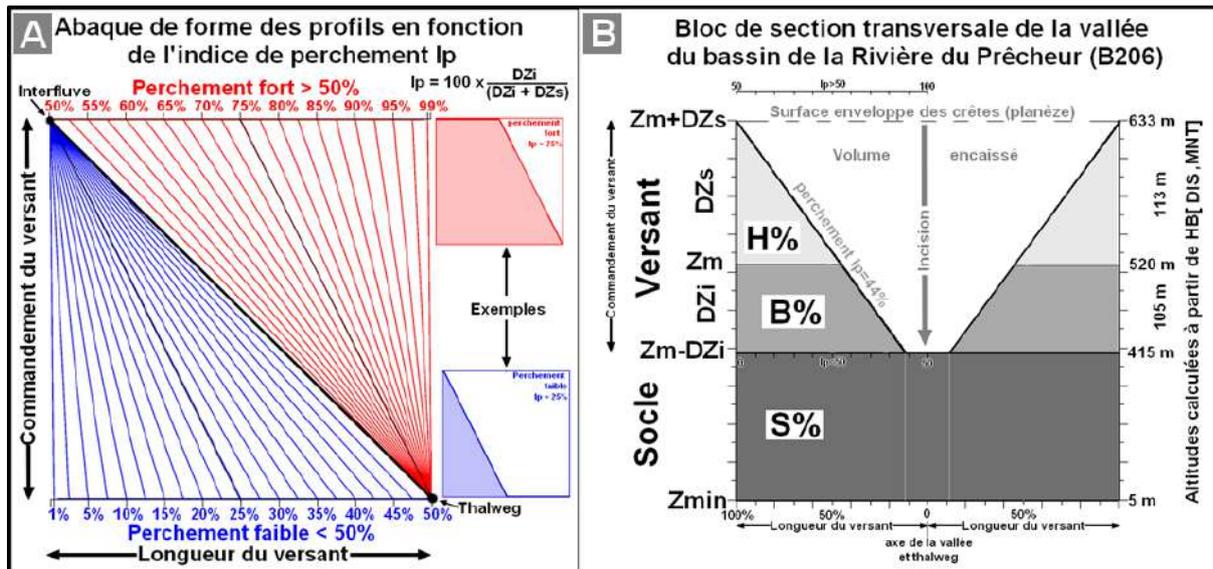


Figure 73 : Principes de construction des sections-bloc des vallées-type à partir des courbes hydrogéomorphométriques des lunules des DB distances x altitudes sur l'exemple du bassin de la Rivière du Prêcheur (B206) (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_25m)

A./ (gauche) Abaque de construction des formes de versant schématisées en fonction de l'indice de perchement $I_p = 100 \times DZi / (DZi + DZs)$

B./ (droite) Section-bloc de la vallée type du bassin de la Rivière du Prêcheur (B206) en fonction des valeurs fournis par l'DB distances au sommet x altitudes DB[DIS,MNT]

Il faut garder cependant à l'esprit que l'interprétation des « sections-bloc » des « vallées-type » devra être nuancée en fonction d'une part de l'échelle des unités géomorphométriques considérées (massif, sous-massif, bassin, sous bassin et ravine de versant) et d'autre part du contexte morpho structural. Cette méthode sera utilisée dans la dernière partie de l'étude pour établir un modèle d'évolution des formes de bassin et de vallée sur les volcans de la Montagne Pelée et du massif des Pitons du Carbet qui se caractérisent par présence plus ou moins marquée de planèzes qui sont des formes structurales d'interfluve témoignant de la forme originelle des volcans. En termes de volume relatif, une section-bloc se caractérise par les pourcentages de socle (S%), de bas (B%) et de hauts de versant (H%).

Il est indispensable de comparer les sections-bloc en fonction du type de distance utilisé sur plusieurs bassins. La figure 74 met en regard les formes des vallées-type obtenues avec des distances euclidiennes (A, B et C) et hydrologiques (A', B' et C') sur le bassin de la Rivière du Prêcheur B206 (B et B') à comparer à ceux des Rivières du Bocquet B205 (A et A') et du Carbet B304 (C et C'). Le bassin B206 apparait bien comme un cas intermédiaire entre le bassin B205 moins encaissé et le bassin B304 plus encaissé, aussi bien avec les distances euclidiennes qu'avec les distances hydrologiques bien que les contrastes soient atténués avec ces dernières.

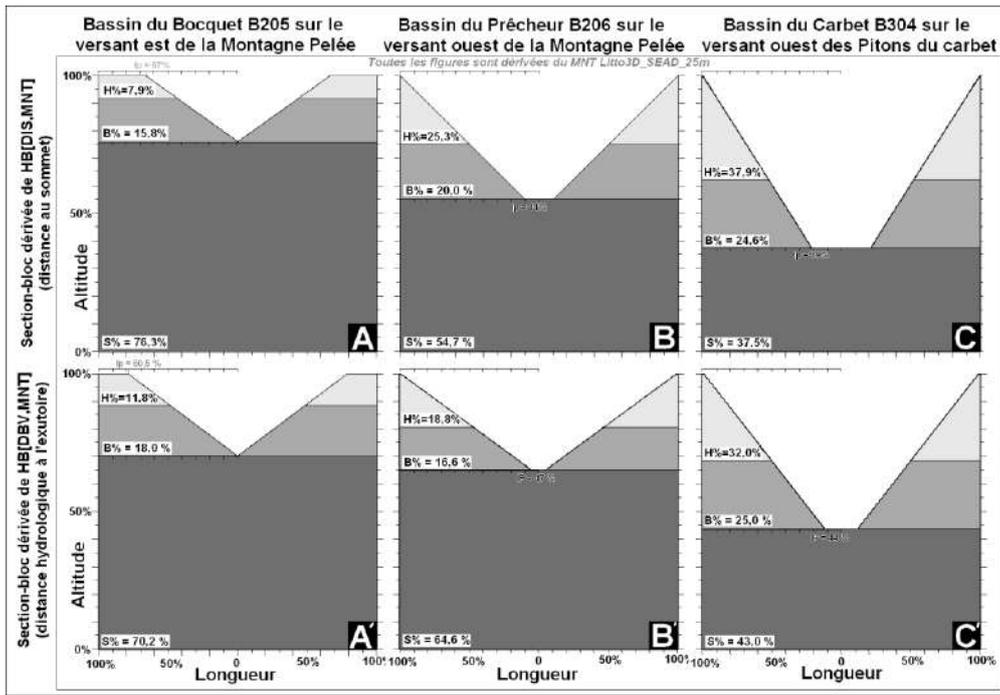


Figure 74 : comparaisons de sections-bloc en fonction du type de distances utilisées (euclidiennes en A, B et C, hydrologiques en A', B' et C') sur les trois bassins B205 (A et A'), B206 (B et B') et B304 (C et C')

Les trois valeurs de pourcentage de socle, de bas et hauts de versant S%, B% et H% permettent de positionner chaque section-bloc sur un diagramme ternaire puisque leur somme est égale à 100% (figure 75A). Ce diagramme sera qualifié de SBH. Pour mémoire, c'est à partir de ces trois valeurs que sont calculés les trois indicateurs hydrogéomorphométriques que sont l'indice d'encassement ($I_e = H\%$), de perchement ($I_p = 100 \times B\% / (B\% + H\%)$) et d'incision ($I_i = B\% + H\%$). Ceux-ci peuvent donc être aussi représentés dans l'espace ternaire moyennant un choix d'axe particulier pour l'indice de perchement (Figure 75B). Cette variante aura pour nom EPI.

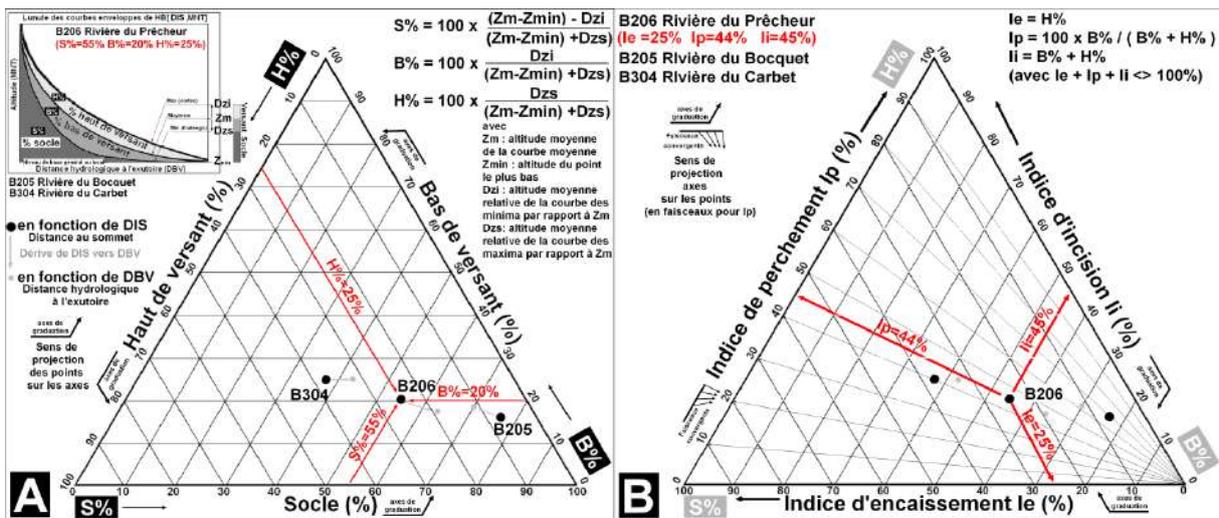


Figure 75 : diagrammes ternaires dans l'espace SBH (en A, % de Socle, de Bas et de Haut de versant) et variante dans l'espace EPI (en B, % Encassement, Perchement et Incision) pour les trois bassins B205, B206 et B304 en fonction des distances euclidiennes ou hydrologiques.

La figure 76 donne une vision synoptique de l'évolution d'ensemble de la forme des sections-bloc pour les trois bassins et les deux types de distances dans l'espace EPI définis par les trois indices hydrogéomorphométriques. L'évolution des formes et des indices depuis le bassin B205 faiblement encaissé jusqu'au bassin B304 fortement encaissé en passant par le bassin B206 de caractéristiques intermédiaire se traduit par une augmentation de l'encaissement (figure 76A), une diminution du perchement (figure 76B) et un accroissement de l'incision (figure 76C). Ces tendances sont synthétisées sous la forme d'un code couleur ternaire confirmant que les résultats obtenus avec des distances hydrologiques tendent à amortir les contrastes signalés avec les distances euclidiennes (figure 76D). Cette évolution des formes en fonction des indices EPI se retrouvent sur les sections-bloc quel que soit le type de distances utilisé.

Les schémas de la figure 77 résument les tendances évolutives observées sur cet exemple. Leurs interprétations, outre le facteur, temps ramènent aux questions propres à la géomorphologie générale : l'histoire géologique du lieu, les contraintes tectoniques, les contrastes lithologiques entre les formations et l'érosivité du système morphoclimatique.

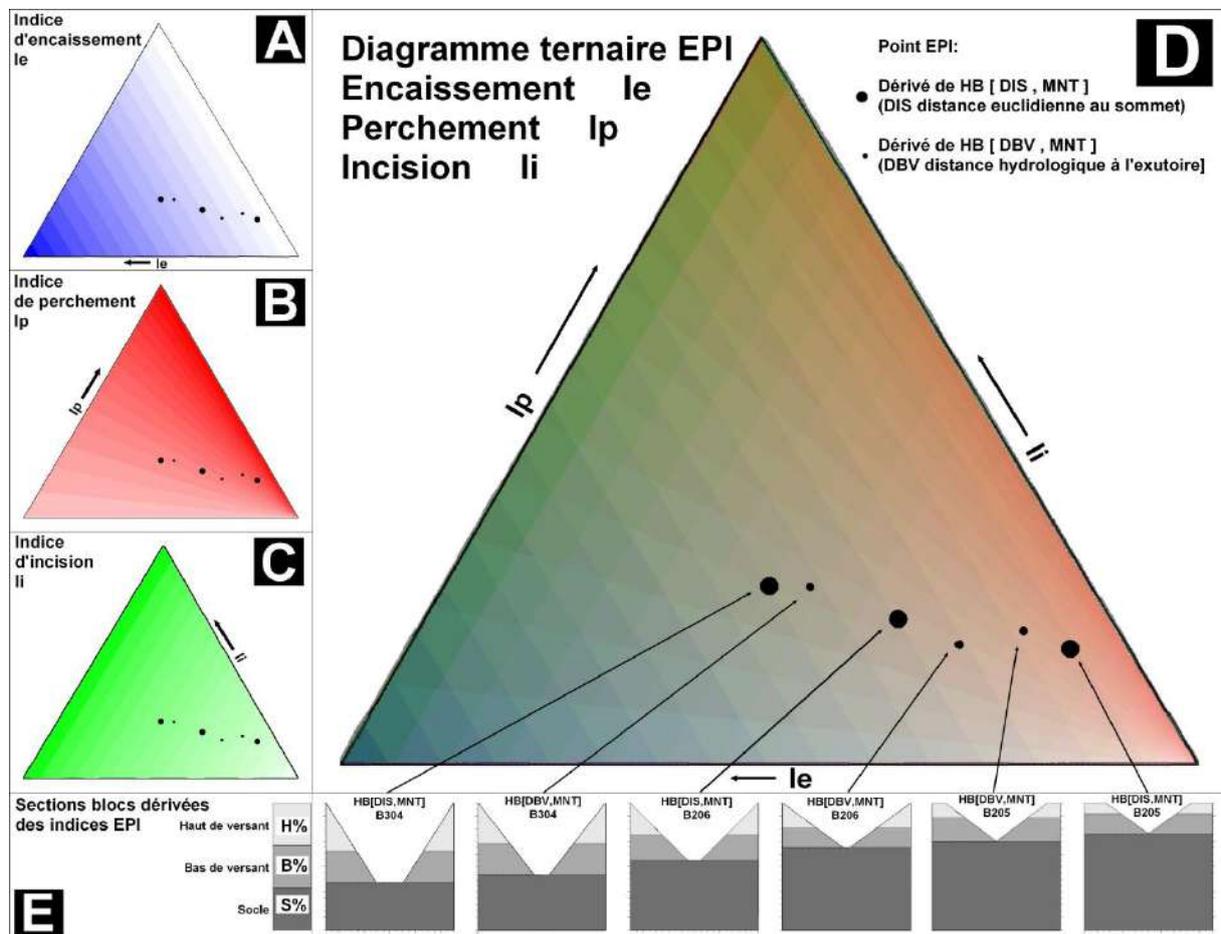


Figure 76 : diagrammes ternaires EPI avec évolutions des encaissements (A), des perchements (B), des incisions (C) et globale (D) et représentation corrélative sous la forme de sections-bloc (E) pour les trois bassins B205, B206 et B304 et pour les deux types de distances euclidiennes ou hydrologiques.

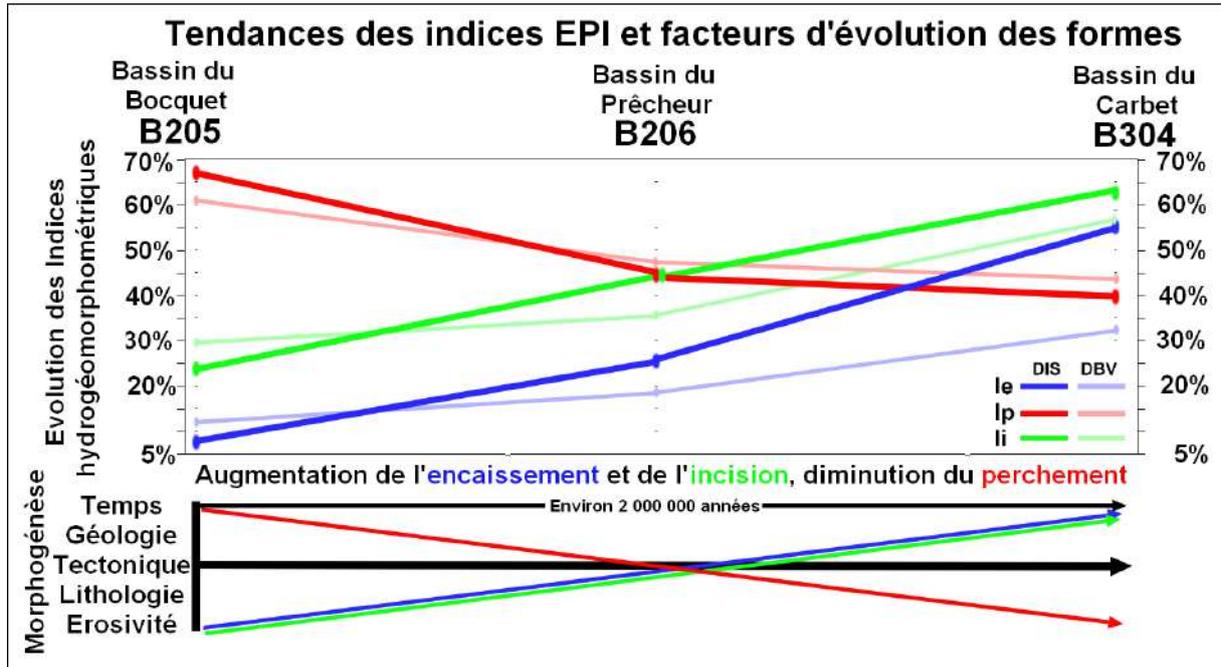


Figure 77 Tendances des indices EPI et facteurs d'évolution des formes

Cet aperçu sur un échantillon de 3 bassins peut paraître assez probant puisqu'il fait plus que rappeler le schéma davisien d'évolution des formes, ce qui est une façon de rendre hommage à la pensée synthétique de William Morris Davis (1850-1934), ce Darwin de la géomorphologie. Toutefois, il faut s'interroger sur l'utilité de telles approches si elles ne font que confirmer ce que l'on sait déjà, phénomène classique que certains qualifient de *Painful Demonstration of The Obvious*. Passer des « vieilles lunes » davisiennes qu'il ne faut pas ignorer, pour se laisser leurrer par le miroir aux alouettes d'un « espoir de machine enchantée » (Grinevald et al. 1984) qui a sa raison d'être, serait aller de Charybde en Scylla, au risque d'alimenter inutilement le sempiternel débat entre les Anciens et les Modernes. Nous croyons bien au contraire qu'il y a matière roborative à tenter ce rapprochement entre les deux pôles de pensée l'un qualitatif basé sur une connaissance naturaliste, l'autre quantitatif s'appuyant sur un souci légitime de démontrabilité et de modélisation. Entre la « rêverie rationnelle » telle que pouvait être perçue la géomorphologie de nos aïeux (propos prêtés à Pierre Birot 1909-1984) et la quête d'un Graal numérique universel propre à notre époque, il y a place pour un mode de pensée dialectique, avec les synergies qu'elles engendrent quant à l'avancée de la connaissance.

A ce titre, le travail de synthèse effectué par Lalubie sur l'évolution des formes sur le massif de la Montagne Pelée mériterait d'être davantage connu et reconnu car il fait le lien entre les deux approches en se basant sur une connaissance intime du terrain. Aussi, nous reprenons ci-dessous dans la figure 78 le « modèle Lalubie » tant il est utile de l'avoir à l'esprit avant de se lancer dans de complexes raisonnements hydrogéomorphométriques. La méthode EPI n'est qu'un essai de formalisation en termes quantitatifs et génériques de modèles plus qualitatifs basés sur l'observation et la connaissance du terrain. Le commentaire qu'en fait l'auteur ne peut que rappeler les stades morphologiques des cycles davisien de jeunesse, maturité et de sénilité. Le schéma lalubien souligne l'intérêt expérimental des reliefs volcaniques du fait du caractère soudain de la tectonique et de l'orogénèse permettant une datation précise de l'état initial et de la durée nécessaire à la formation des profils de cours d'eau et de leurs lits.

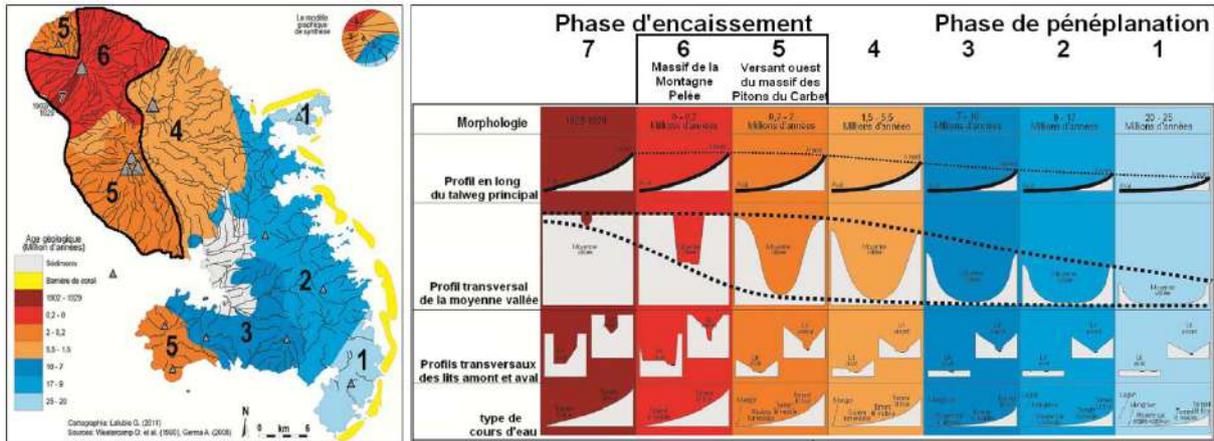


Figure 78 : Modèle hydrogéomorphométrique de Lalubie sur les profils en long, les vallées et les lits des cours d'eau sur la Martinique (Lalubie, 2011)

Le commentaire qu'il fait de la figure est tout à fait davisien:

« D'un point de vue morphologique, il est possible de considérer que plus le volcan est jeune, plus il est élevé en altitude, plus le relief est accidenté, plus les vallées sont étroites et plus le profil en long est rectiligne. Inversement, plus l'édifice est ancien, plus le relief est arrondi, plus les vallées sont profondes, évasées et moins le profil en long est concave. De pratiquement rectiligne, le profil en long du cours d'eau principal devient alors de plus en plus concave avec le temps et présente de moins en moins de dénivellation. Le niveau de base du cours d'eau n'est atteint qu'après plusieurs millions d'années, quand la vallée a été suffisamment ouverte en V. L'altitude et l'encassement du cours d'eau en U, en corrélation avec sa "jeunesse", se retrouve aussi bien sur les profils transversaux de la moyenne vallée que sur ceux du lit, à l'amont ou à l'aval du bassin versant. » (Lalubie 2013)

Cette digression d'ordre générale permet de replacer la démarche hydrogéomorphométrique dans le cadre plus large des problématiques propre à la géomorphologie. Les limites d'application de la méthode EPI doivent être précisées. Les conditions de mesure minimisant l'erreur d'estimation sont les suivantes :

- L'axe de mesure doit être conforme au grand axe du bassin ou de son drain principal. Cela souligne l'intérêt d'utiliser les distances au centre radial sur les volcans puisque toutes les formes structurales ou hydrologiques s'organisent radialement autour de ce point.
- Les bassins doivent avoir des crêtes d'interfluve de part et d'autre des drains aussi semblables que possible. Une forte dissymétrie fera que la courbe des maxima correspondra à celle de la ligne d'interfluve la plus haute ce que impliquera une forte surestimation des encaissements et une sous-estimation des perchements. Cette condition est généralement exacte sur la plupart des bassins de la Martinique à l'exception des bassins localisés à cheval sur plusieurs massifs.
- La façon d'estimer les volumes et la méthode des sections-bloc sont bien adaptées à des formes de versant réglés ou présentant une forme convexo concave où les volumes s'équilibrent. Le schématisation des formes de segment de versant générés

par l'indice Ip doit être mis en regard avec les leurs formes réelles qui ne peut être que plus nuancées. La comparaison avec un échantillonnage de transects de versant ne peut que contribuer à une meilleure critique des sections-bloc. Nous verrons ultérieurement qu'une autre méthode basée sur le calcul des formes de versant moyen en fonction des altitudes relatives permet également d'estimer les volumes.

- Les effets propres à la résolution et à l'échantillonnage de la forme doivent être caractérisés.

Chaque point précédant sera considéré successivement. Les distances euclidiennes sont les plus appropriées pour les bassins de structure simple et linéaire comme les bassins de la Montagne Pelée B205 et B206. Pour les bassins plus complexes, hiérarchisés, avec une forte dissymétrie des versants comme celui du Carbet dans le massif des Pitons du Carbet, il est probable que les distances hydrologiques sont plus robustes bien que nous n'ayons pas effectué une étude de sensibilité sur un échantillonnage suffisant pour le prouver. S'agissant d'études comparatives, il est évident que l'une ou l'autre des métriques possibles doit être la même pour tous les bassins. De façon générale, il faut se garder de considérer les résultats comme étant plus précis qu'ils ne le sont. La méthode fournit des ordres de grandeur pour une étude comparative d'ensemble. Appliqué sur un bassin, l'erreur d'estimation peut être de l'ordre de 10% alors que d'autres méthodes de cubage plus lourdes élaborées fourniraient de meilleures estimations, notamment celle des surfaces de tendance. Dans le cas particulier des bassins du versant nord-est de la Pelée qui présente un allongement et un alignement régulier, il est probable que l'erreur est sensiblement plus faible car ce dispositif topographique est idéal par rapport à la méthode utilisée. En revanche, sur les bassins fortement disséqués et de forme plus complexe des versants ouest des massifs de la Montagne Pélée et du Carbet, l'erreur est sans nul doute de l'ordre de 10% d'autant que les formes structurales d'ensemble interfèrent avec des reliefs locaux de type cratères adventifs.

Concernant la comparaison entre les schémas de versant figurés dans les sections-bloc et leurs formes réelles, deux transects transversaux seront considérés sur chacun des bassins ayant servis d'exemple (Figure 79).

La présence de larges planèzes sur les deux coupes du bassin de la Rivière du Bocquet B205 (Figures 79 4A et 6A) permet de tracer sans ambiguïté leurs courbes enveloppes conformes à la forme originelle des coulées de laves, alors que pour les deux autres bassins, seule l'altitude uniformes des interfluves suggèrent qu'elles reflètent encore la géométrie du volcan lors de l'éruption (Figures 79 1A, 2A, 3A et 4A). A l'échelle des vallées, l'incision des thalwegs se dissocie bien des plateaux d'interfluve sur le bassin 205 (figures 79 5B et 6B) et correspondent de façon satisfaisante avec le schéma des sections-bloc dont un fort perchement dû à la présence des planèzes. Sur les bassins des Rivières du Prêcheur B206 et du Carbet B304 (Figures 79 1B, 2B, 3B et 4B) de grands versants réglés peuvent être coiffés par des replats (lambeaux de planèze) et présentés des zones plates sur leur piémont (plaine alluviale). Pour ces formes de versant comportant trois segments correspondant à l'étagement Plaine alluviale/Versant réglé/Planèze, il est évident que les versants de section-bloc par la méthode EPI ne peuvent qu'imparfaitement en rendre compte.

A l'échelle des versants, l'articulation entre vallée d'incision et plateau d'interfluve se traduit par une convexité aplatie sur le bassin B205 (Figure 79 5C et 6C) alors que sur les autres bassins la rectitude des pentes domine sur une large portion du versant (Figure 79 1C, 2C,3C et 4C) avec des déclivités comprises entre 30 et 60%. Les deux types d'étagement de versant sont donc assez proches de la façon dont ils sont schématisés dans les sections-bloc.

On notera que les altitudes des deux crêtes d'interfluvies sont du même ordre pour le bassin comportant de large planèze d'interfluvie (B205) ce qui n'est pas le cas sur les deux autres bassins. Cela confirme que toute chose égale par ailleurs, l'estimation des volumes est plus fiable dans le premier cas que dans les seconds. Enfin les longueurs (au sens euclidien) de versant sont de 500 mètres sur les bassins disséqués pour seulement 300 mètres sur le bassin avec large planèzes d'interfluvies.

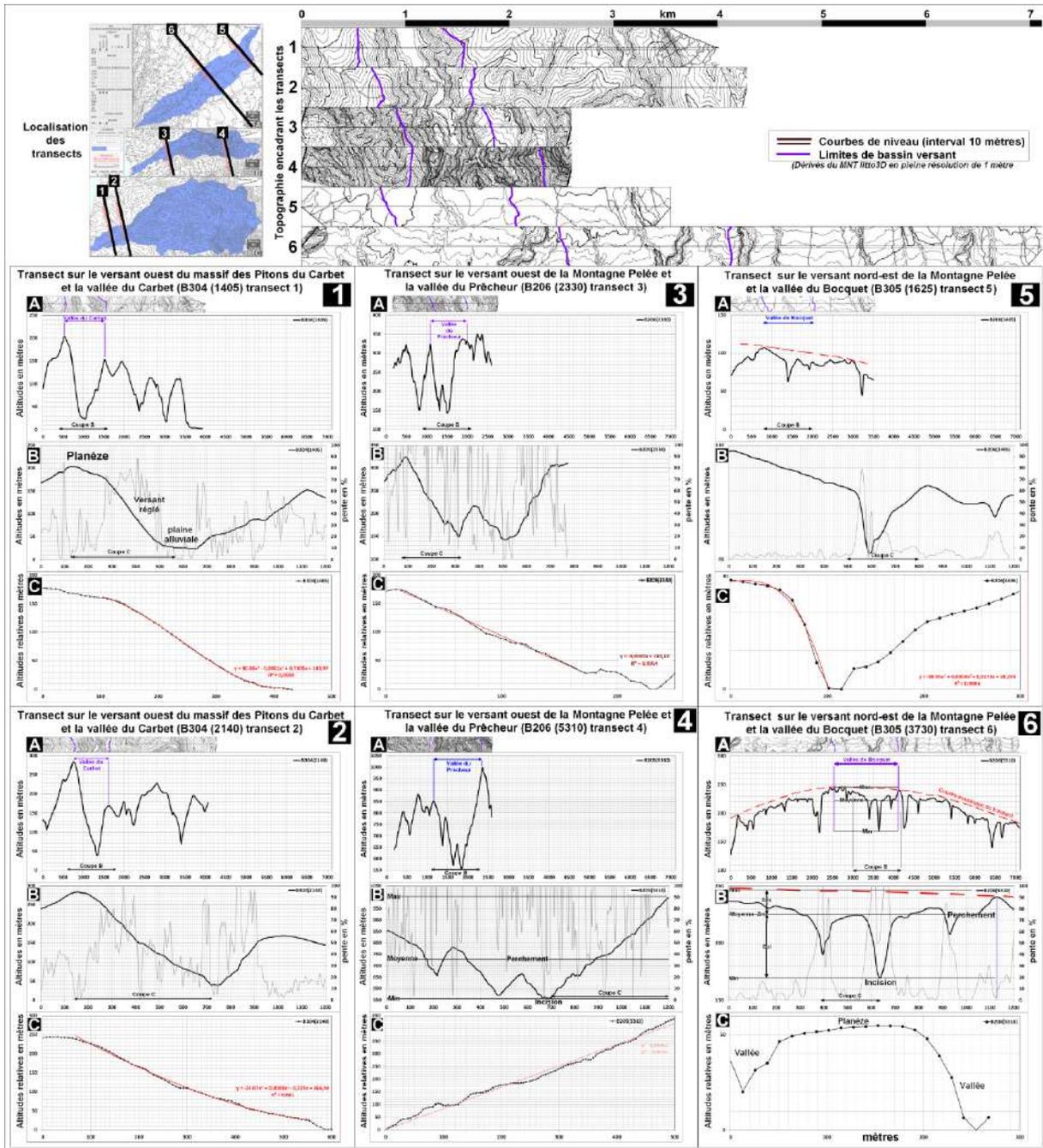


Figure 79 : Six profils transversaux représentatifs de forme de vallées et de versants sur les trois bassins de B205 (5 et 6), B206(3 et 4) et B304 (1 et 2). Les transects larges sont en figure A, les transects de vallée en B, les transects de versant en C. (dérivé du MNT Litto3D pleine résolution)

Le dernier point porte sur l'effet de la résolution et ses conséquences sur l'échantillonnage de mesures, soit « la densité » du nuage de points des DB. La robustesse d'une méthode dépend de sa sensibilité à ces deux facteurs. Il ne faut oublier pas que *mutatis mutandis*, utiliser un MNT de 100 mètres de résolution au lieu de 1 mètre revient à prendre un point sur dix milles soit un échantillonnage de ... 0,0001 %. Si les résultats sont semblables alors le gain en terme de temps de calcul supposé proportionnel au nombre de points sera du même ordre. En fonction de la caractéristique mesurée, la sensibilité n'est pas la même. Ainsi pour les limites de bassins et donc les surfaces de bassins, les valeurs restent du même ordre même si le tracé de détails apparaît bien évidemment plus détaillé en forte résolution. De fait, la superficie des bassins reste stable de l'échelle métrique à l'échelle hectométrique. En terme pratique, cela revient à dire qu'il n'est pas nécessaire d'utiliser une grue pour soulever une allumette.

A contrario, d'autres mesures peuvent se révéler plus sensibles du fait d'un sur échantillonnage de l'objet étudié. A titre d'exemple, le lit alluvial de la section aval de la Rivière du Carbet a une largeur de 200 mètres. Echantillonné aux échelles métrique et décimétrique, le tracé du drain principal correspondra au lit mineur d'étiage en suivant les méandres du chenal le plus encaissé. A l'échelle hectométrique, son tracé sera proche de celui des écoulements de crue, « lissant » en quelque sorte les divagations sensibles aux échelles plus fines et pour des débits plus faibles. Quelle mesure est la plus pertinente ? La réponse dépend de l'objet de l'étude. En hydraulique fluviale pour des applications de type fonctionnement des nappes alluviales en étiage, l'intérêt d'un fort échantillonnage des formes alluviales du lit est évident. En revanche pour modéliser les crues, une résolution métrique s'avère non seulement inutile mais plus encore inappropriée puisqu'elle tend à surestimer la longueur du chenal d'écoulement en sous-estimant la pente du lit majeur biaisant ainsi fortement la pente hydraulique de la ligne d'eau. Ces remarques illustrent ce qui est au cœur du raisonnement hydrogéomorphométrique et de la géomorphologie : ne pas oublier le lien entre la forme et les processus, un objet topographique devant toujours se concevoir dans le contexte des processus physiques qui le conditionnent et qu'il conditionne.

Le test sera effectué sur deux petits bassins élémentaires de 25 hectares environ avec un spectre de résolution allant de 1 à 100 mètres. On observe que le modelé qui est à peine esquissé sur la carte au 1/25000 avec un intervalle de courbes de niveau de 20 mètres (Figure 80A) devient nettement identifiable à partir du MNT Litto3D_SEAD_5m et des courbes de niveau à intervalle de 5 mètres qui en sont dérivées, notamment les vallons apparaissant pour des longueurs de drainage LOD supérieure à 500 mètres (Figure 80B). Les sous-bassins sont jointifs et font partie du bassin du Carbet mais présentent un contraste important : le Saut d'eau (B304(SB1)) a une forme en éventail en s'encaissant dans une tête de vallée en amphithéâtre alors que le bassin de la Croix (B304(SB2)) prend sa source sur un lambeau de planèze dans laquelle s'encaissent des ravines (Figure 80B).

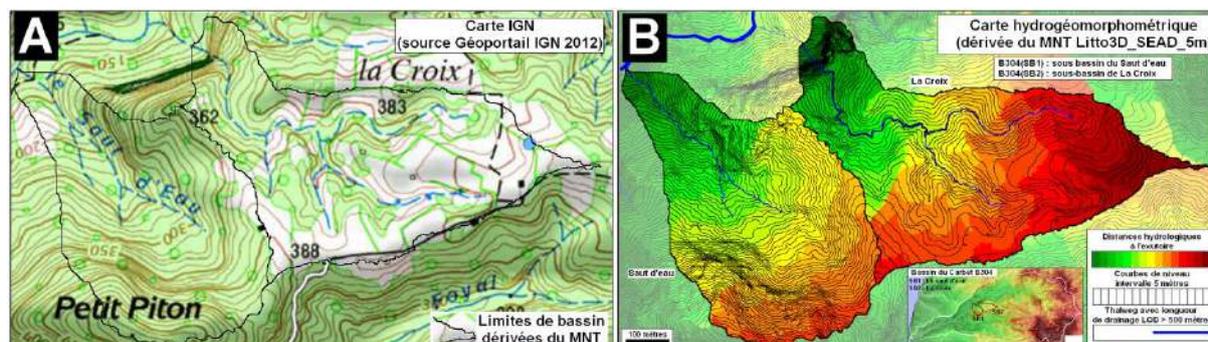


Figure 80: localisation et carte hydrogéomorphométrique des deux sous-bassins du Saut d'eau (SB1) et de La Croix (SB2) au sein du bassin du Carbet (B304)

La forme générale des lunules reflète ces différences et reste comparable dans la gamme de résolution considérée même si elle n'est plus qu'une esquisse à l'échelle hectométrique (Figure 81). A cette résolution, l'échantillonnage de mesures n'est plus que d'une vingtaine de points.

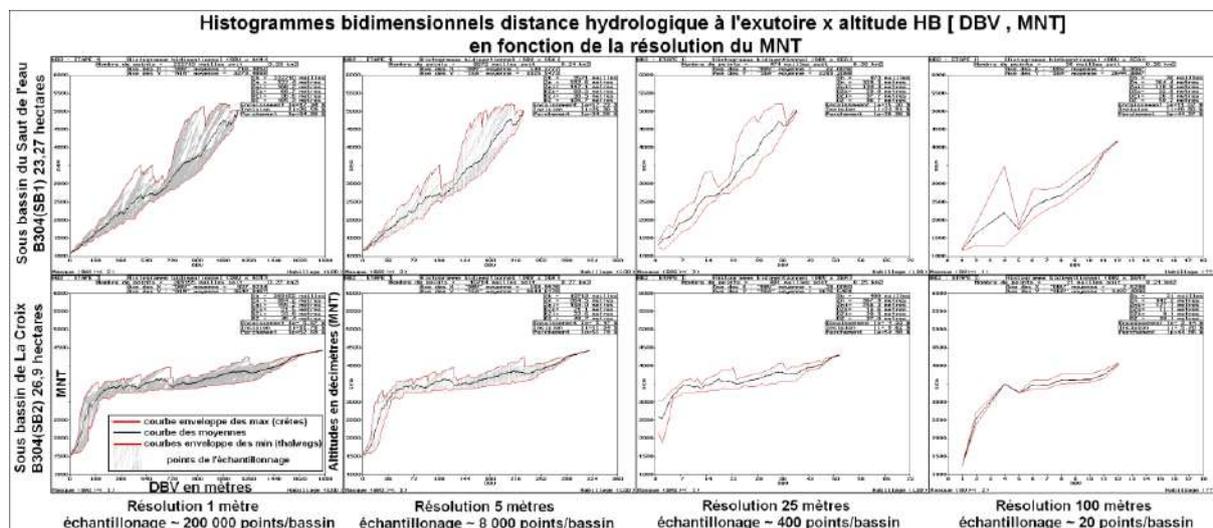


Figure 81 : Evolution des profils en long généralisés de deux sous bassins de 20 hectares en fonction de la résolution et de l'échantillonnage.

En haut : Le Saut d'eau B304(SB1) de 21 hectares En bas : La Croix B304(SB2) de 27 hectares

En conséquence, les indices EPI demeurent identiques pour les résolutions inférieures à 25 mètres mais présentent une forte dérive pour une résolution hectométrique sur les deux bassins servant d'exemple (Figure 82). Là encore, l'échantillonnage réduit à une vingtaine de points à une résolution de 100 mètres explique le fait. Il faut cependant remarquer que, même à cette résolution, l'encaissement et l'incision restent supérieurs sur le bassin du Saut d'eau comparé à celui de La Croix. Le contraste de perchement en revanche tend à disparaître. Les tendances restent stables pour le bassin du Saut d'eau alors qu'elles apparaissent plus erratiques pour le bassin de La Croix. L'instabilité des indices de forme est encore plus évidente sur les sections-bloc (Figure 83) notamment pour le bassin de La Croix entre les résolutions 5 et 100 mètres (comparer les sections-bloc des figures 83 F, G et H). De même, cette instabilité du modèle de mesure se retrouve sur le diagramme ternaire EPI avec des dérives importantes, voir opposées, surtout sur le bassin de La Croix alors que celui du Saut d'eau reste dans la même gamme de forme (Figure 84).

La différence de sensibilité des résultats entre les deux sous-bassins fait question. L'explication se trouve sur la carte de la figure 80B qui montre que la partie amont du sous bassin de La Croix sur la planèze formant plateau est incisée par des vallons dont le calibre est de l'ordre de quelques décimètres. Bien que la méthode SEAD ait été utilisée pour sous échantillonner le MNT Litto3D, il ne peut restituer de façon satisfaisante ce modelé particulier qui a un poids important dans le calcul des indices de formes. A contrario, le sous bassin du Saut d'Eau avec ses formes amples et l'absence d'encaissements décimétrique ou même hectométriques, se révèle bien moins affecté dans le calcul de ses volumes par rapport au précédent. Cette interprétation n'est qu'une illustration du principe de Shannon. Autre remarque concernant la méthode SEAD de sous échantillonnage de MNT. Elle a vocation de réduire le lissage du relief en maintenant au mieux l'amplitude entre les points hauts et les points bas. S'il fallait le démontrer, cet exemple en illustre les limites.

Un résultat opérationnel de cette étude de sensibilité tient à ce que le MNT Litto3D sous échantillonné à 5 mètres par la méthode SEAD donne les mêmes résultats que la pleine résolution. Ceci démontre qu'un échantillon de 1/25^{ème} (4%) des points du MNT Litto3D est suffisante pour déterminer les caractéristiques hydrogéomorphométriques même sur des bassins de quelques dizaines d'hectares ce qui revient à lever en partie l'hypothèque due aux artefacts de la pleine résolution.

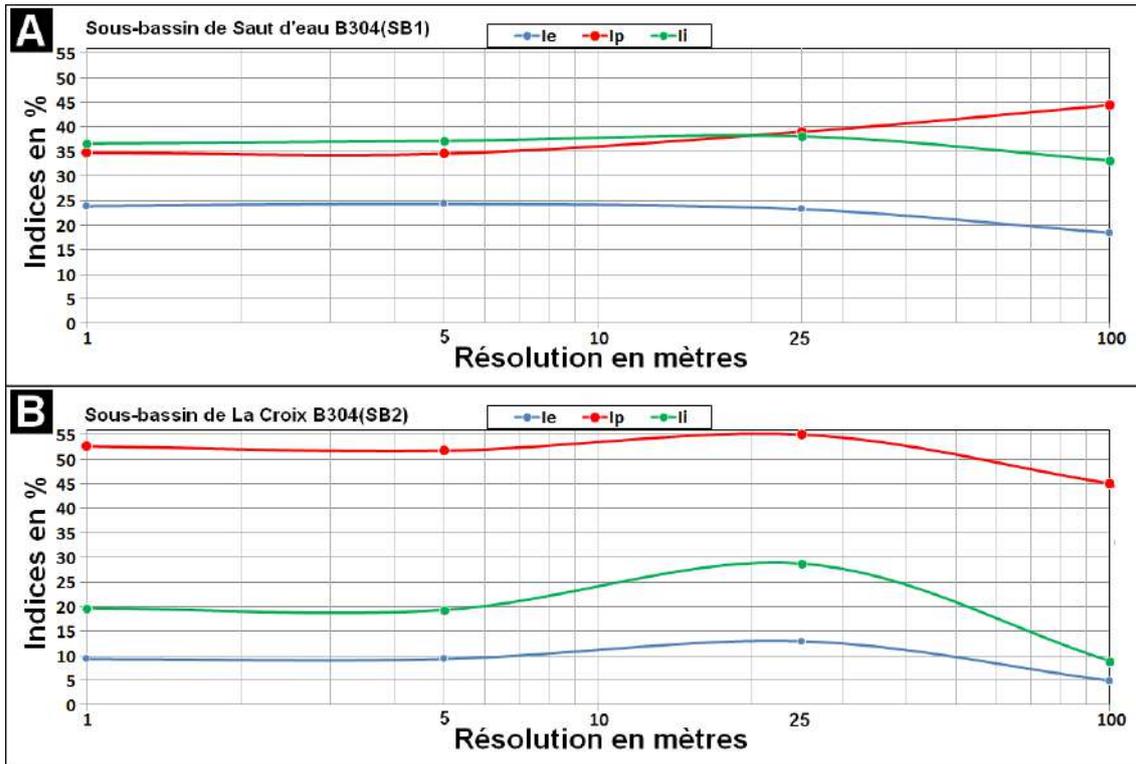


Figure 82: évolution des indices hydrogéomorphométriques (Ie, Ip et Ii) de la méthode EPI en fonction de la résolution (1, 5, 25, 100 mètres) sur les deux sous bassins du Saut d’Eau (en haut) et du Plateau de La Croix (Bas)

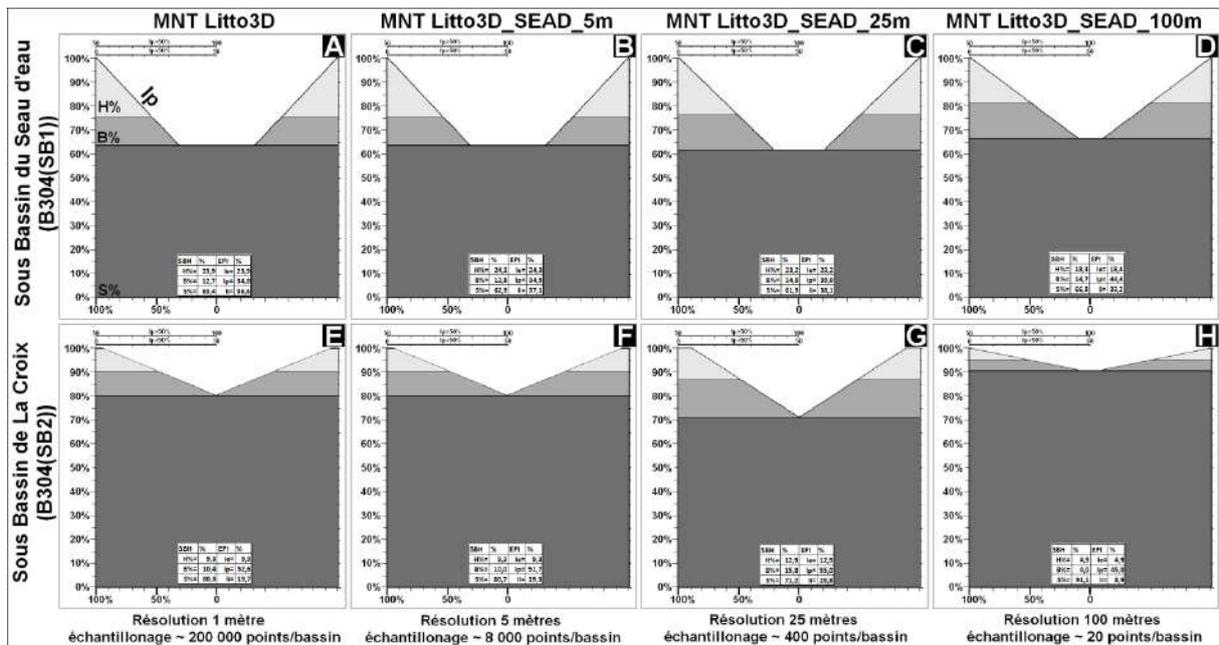


Figure 83 : évolution des sections-bloc en fonction de la résolution (1, 5, 25 et 100 mètres) et de l'échantillonnage sur les deux sous bassins du Saut d’Eau (en haut) et du Plateau de La Croix (Bas)

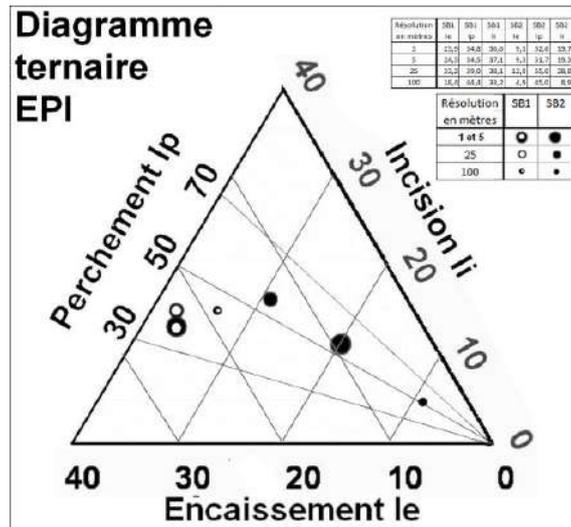


Figure 84 : variabilité du positionnement hydrogéomorphométrique des sous bassins du Saut d'eau (SB1) et de La Croix (SB2) dans le diagramme ternaire EPI

En résumé, la chaîne de traitement comporte trois étapes préalables à la réalisation d'une classification EPI et des sections-blocs des bassins telles que décrites dans la figure 85.

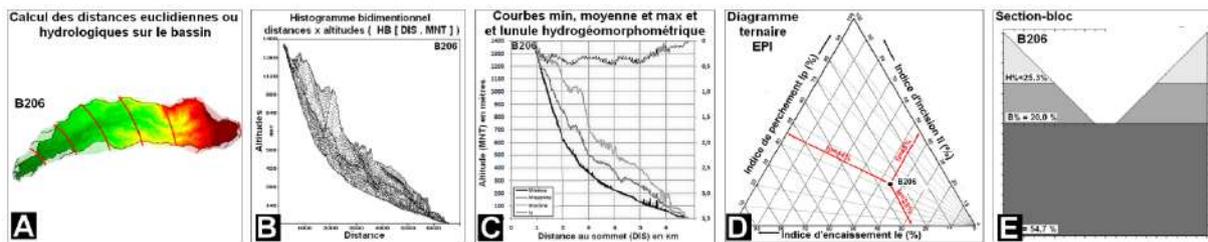


Figure 85 : les trois étapes (A, B et C) préalables à la réalisation la classification EPI (D) et des sections-bloc (E)

Les études de sensibilité des résultats démontrent les points suivants :

- Les distances euclidiennes ou les distances hydrologiques peuvent être utilisées bien qu'elles engendrent des différences sans que les tendances soient changées.
- Avec un MNT décimétrique (i.e MNT Litto3D ré échantillonné à 5 ou 25 mètres), les indices EPI sont stables, même sur des bassins élémentaires de quelques dizaines d'hectares.
- Les sections-bloc, bien que schématiques, reflètent la forme générale des vallées..
- La méthode autorise la formalisation de modèle d'évolution des formes de bassins et de vallées sur la base d'indices et de figures simples.

Cette méthode sera utilisée pour l'étude des massifs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet depuis l'échelle des massifs (~50 km²) jusqu'à celle des ravines (quelques hectares).

2.5 Définition des massifs et des crêtes en fonction du relief inversé :

Cette méthode a été baptisée MAPAM pour Massif Partitionning Method. Un exemple d'applications sur une région montagneuse aux confins de la Macédoine, de l'Albanie et de la Grèce est donné dans Depraetere et Riazanoff, 2004.

Le relief inversé :

L'inversion du relief va permettre d'utiliser *mutatis mutandis* les mêmes procédures d'analyse appliquée à des formes inversées au sens de l'altitude. Deux objets principaux sont concernés :

- Les massifs en tant que « anti bassins »,
- Les crêtes en tant que « anti talwegs ».

En appliquant une des méthodes de drainage mono ou mono directionnelles sur cette topographie inversée les changements sont les suivants :

- Les lignes de descente maximale (méthode D8) et de drainage vers l'aval en fonction des pentes (méthode ISPES) sont respectivement les lignes de montée maximale et les écoulements sub superficiel depuis l'amont,
- Les sommets (maxima locaux) deviennent des dépressions (minima locaux) et sont assimilés à des « exutoires » pour les massifs considérés comme des anti bassins,
- Une tessellation de la surface topographique en massifs élémentaires, chacun d'entre eux ne comportant qu'un sommet « pseudo-exutoire » vers lequel convergent les lignes de montée maximale.

En d'autres termes, l'extraction des massifs revient à segmenter l'espace en fonction des points hauts en suivant les lignes de montée maximale alors que c'est l'inverse pour les bassins versants (Figure 86A) qui sont structurés autour des points bas selon les lignes de descente maximale formant le réseau de talwegs (Figure 86B). Les lignes de montée maximale convergent pour former un réseau hiérarchisé de crêtes.

Comme pour les bassins pour lesquels il est possible de choisir a priori la position d'un ou plusieurs exutoires, les massifs peuvent être définis en fonction d'un ou plusieurs sommets définis par l'utilisateur. A titre d'exemple, sept sommets principaux de l'île de la Martinique servent à définir autant de massifs dont les crêtes (Figure 86B') convergent vers ces maxima locaux (figure 86A'). Cette étape définit les massifs élémentaires (fichier M0). Partant de ceux-ci et à l'instar de ce qui est fait pour les bassins versants avec les dépressions fermées, les lignes de montée maximale seront forcées au droit des sommets non sélectionnés pour rejoindre le col voisin le moins élevé, le processus étant itéré jusqu'à atteindre un sommet sélectionné. Ce choix empirique peut correspondre à un besoin spécifique comme celui d'extraire des unités morfo structurales connues a priori comme les édifices volcaniques sur la Martinique notamment le massif de la Montagne Pelée, et les massifs nord et sud du Carbet. Dans le cas des autres massifs de l'île, le choix des sommets principaux paraît plus arbitraire mais correspond toutefois à une réalité topographique, en particulier le massif du Vauclin.

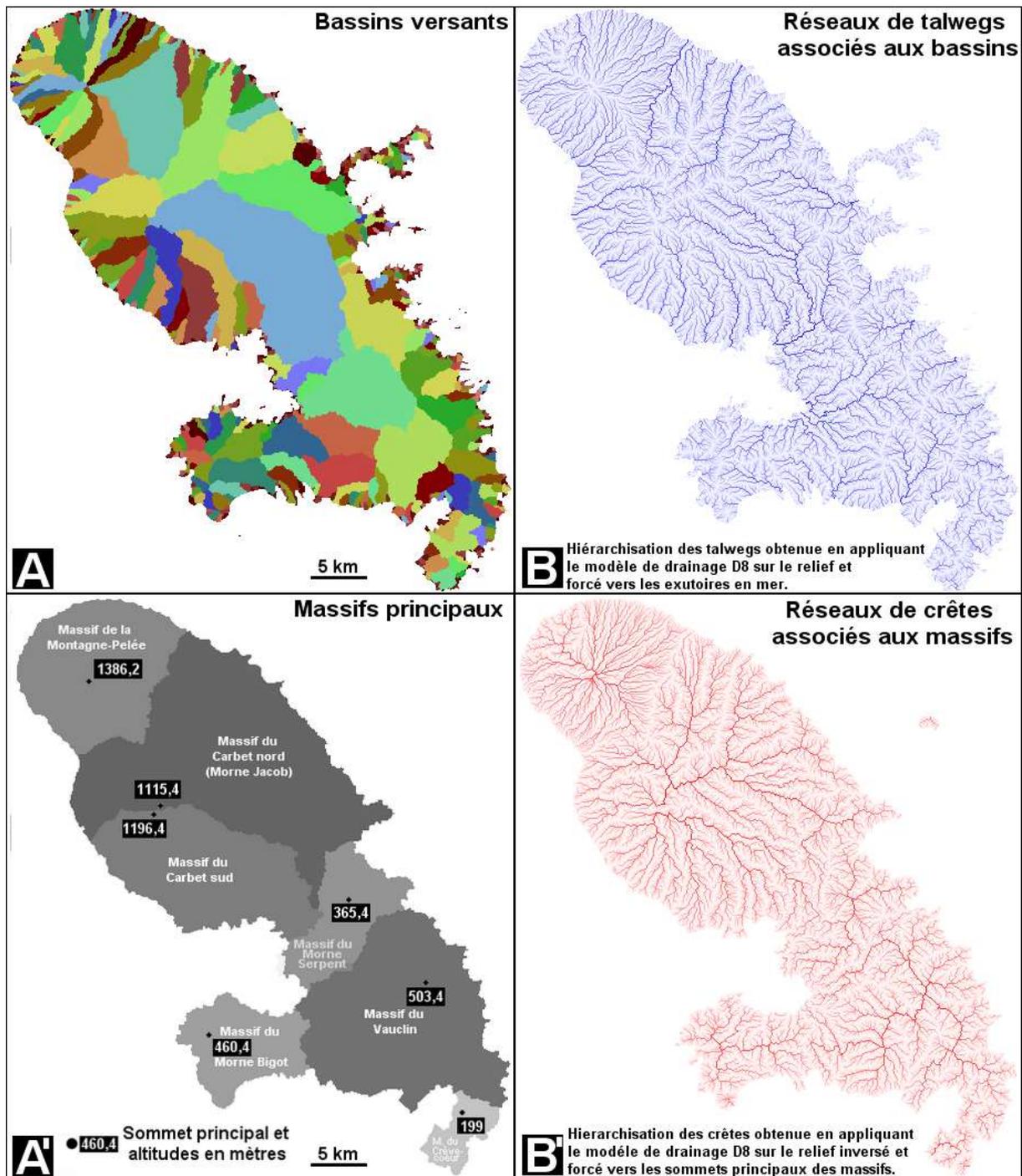


Figure 86: partitionnement en bassins (A) et en massifs (A') de l'île de la Martinique avec réseaux de talwegs (B) et réseaux de crêtes (B')

L'alternative sur l'anti relief consiste à proposer une méthode de hiérarchisation des massifs qui, comme la précédente, part des massifs élémentaires (fichier MA0). En ce cas, les massifs vont être fusionnés pas à pas (« stepwise merging ») en plusieurs étapes jusqu'à ce que l'ensemble des lignes de monté maximale convergent vers le sommet le plus élevé formant ainsi un seul massif couvrant l'ensemble de la zone étudiée. Le nombre d'itération et donc d'étapes de fusionnement va dépendre du degré d'emboîtement des massifs les uns dans les autres, générant à chaque étape une partition en massifs de plus en plus grands (fichiers MA1, MA2 ... MAn, n étant le nombre d'itérations). Le principe élémentaire de fusionnement d'un massif (M_i) dans un de ses voisins revient à considérer le col-déversoir (col le plus bas) situé sur les bords de ce massif (CD_i) et de le fusionner si et seulement si

l'altitude du sommet (S_{0j}) du voisin (M_j) au massif considéré par le col-déversoir est supérieure ou égale à celle du sommet du massif considéré (S_{0i}) soit $Z(S_{0j}) \geq Z(S_{0i})$ avec M_i et M_j connecté par le col déversoir Cd_i .

Fusionnement des massifs en 2D :

Un exemple en deux dimensions peut aider à comprendre le principe de fusionnement en trois dimensions. Sur la figure 87a, un transect comporte neuf massifs (M_1 à M_9) structurés en fonction de neuf sommets (S_1 à S_9) et huit cols (C_1 à C_8) ce qui correspond à la notion de massif élémentaire ne présentant qu'un seul maxima local. Lors de la première itération plusieurs massifs vont être fusionnés avec leur voisin d'altitude supérieure, ce qui formera trois massifs $M_3(1)$, $M_7(1)$ et $M_9(1)$ plus étendus et comportant plusieurs sommets à l'issue de l'étape 1 (figure 87b). La seconde étape voit l'ensemble des massif fusionnés dans le massif $M_3(2)$ qui contient le sommet le plus élevé S_3 (figure 87c).

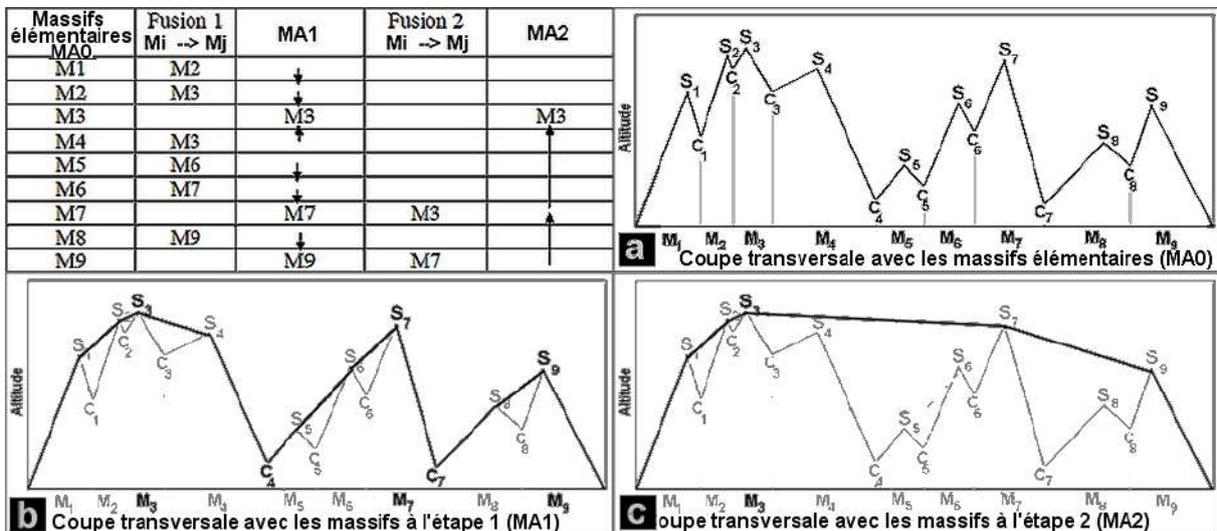


Figure 87 : principe de fusionnement pas à pas (*stepwise merging*) des massifs sur un transect

Méthode MAPAM (Massif Partitioning Method) appliquée à la Martinique :

Le principe de partitionnement et de hiérarchisation est le même lorsqu'il est appliqué au MNT. Sur la Martinique, la méthode génère 1152 massifs élémentaires associés à autant de sommets et de cols (figure 88). L'intégration des ordres 0 à 6 (figures 89 A1 à A6) permet une cartographie hiérarchisée des massifs (figure 89B). Les massifs élémentaires ont une superficie comprise entre 0,01 et 51,16 km², ce maximum correspondant au massif 46 sur le versant nord-est de la Montagne Pelée (figure A1). Il faut noter que le massif associé à cette montagne est déjà parfaitement délimité à l'étape 4 (A4) ainsi que les massifs du Morne Bigot et du Morne Serpent, à l'étape 5 (A5) pour les Massifs du Carbet, Vauclin et Creve-Cœur (comparaison avec la carte de la figure 86A').

Les limites de massifs sont des lignes d'altitudes minimales passant par les cols. De ce fait il n'est pas surprenant que la carte du réseau routier présente une forte ressemblance avec celle des massifs (figure 89B').

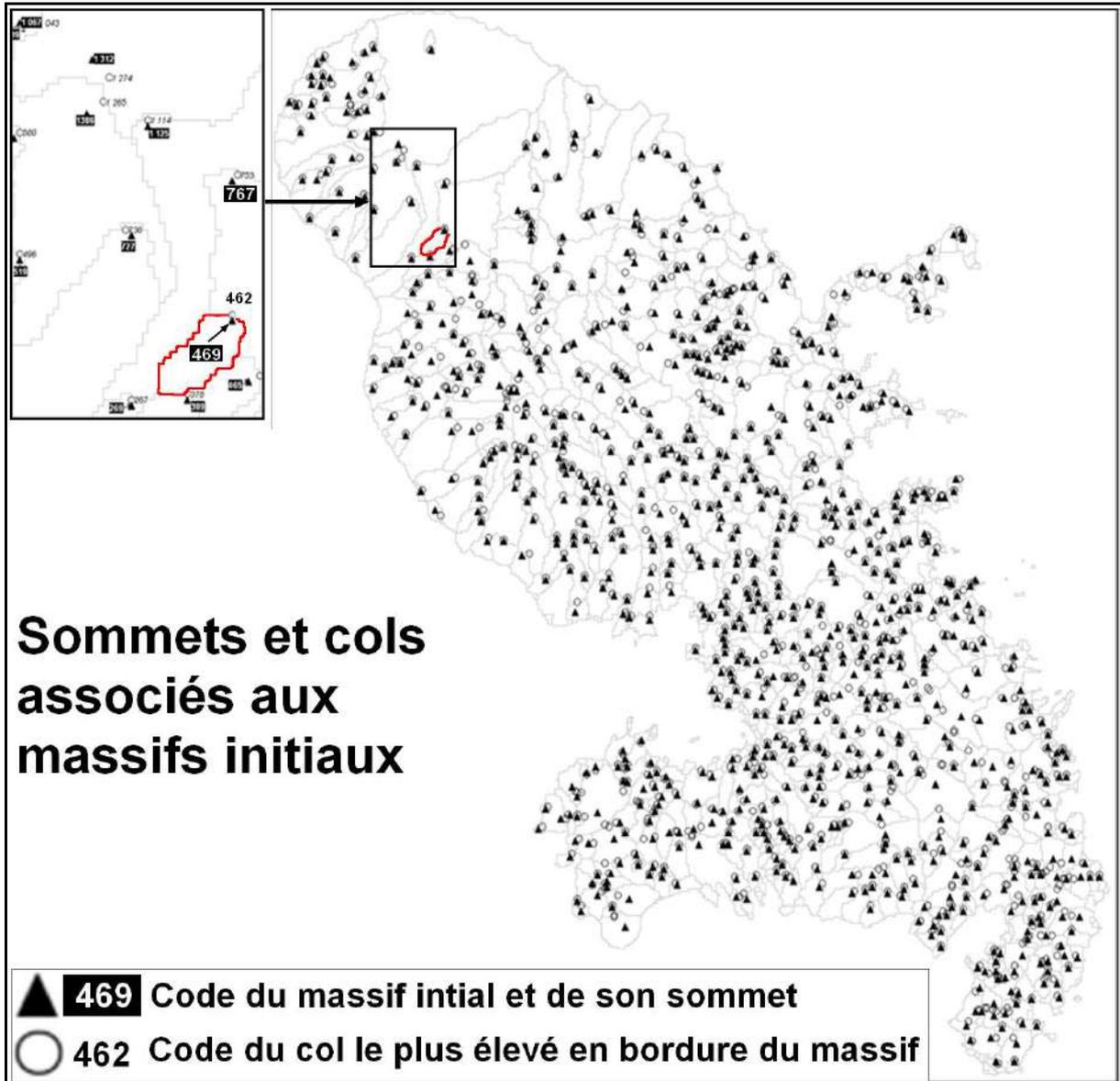


Figure 88 : Sommets et cols associés à la phase initiale d'extraction des massifs élémentaires définis comme étant les massifs d'ordre 0 qui ne comportent qu'un seul sommet.

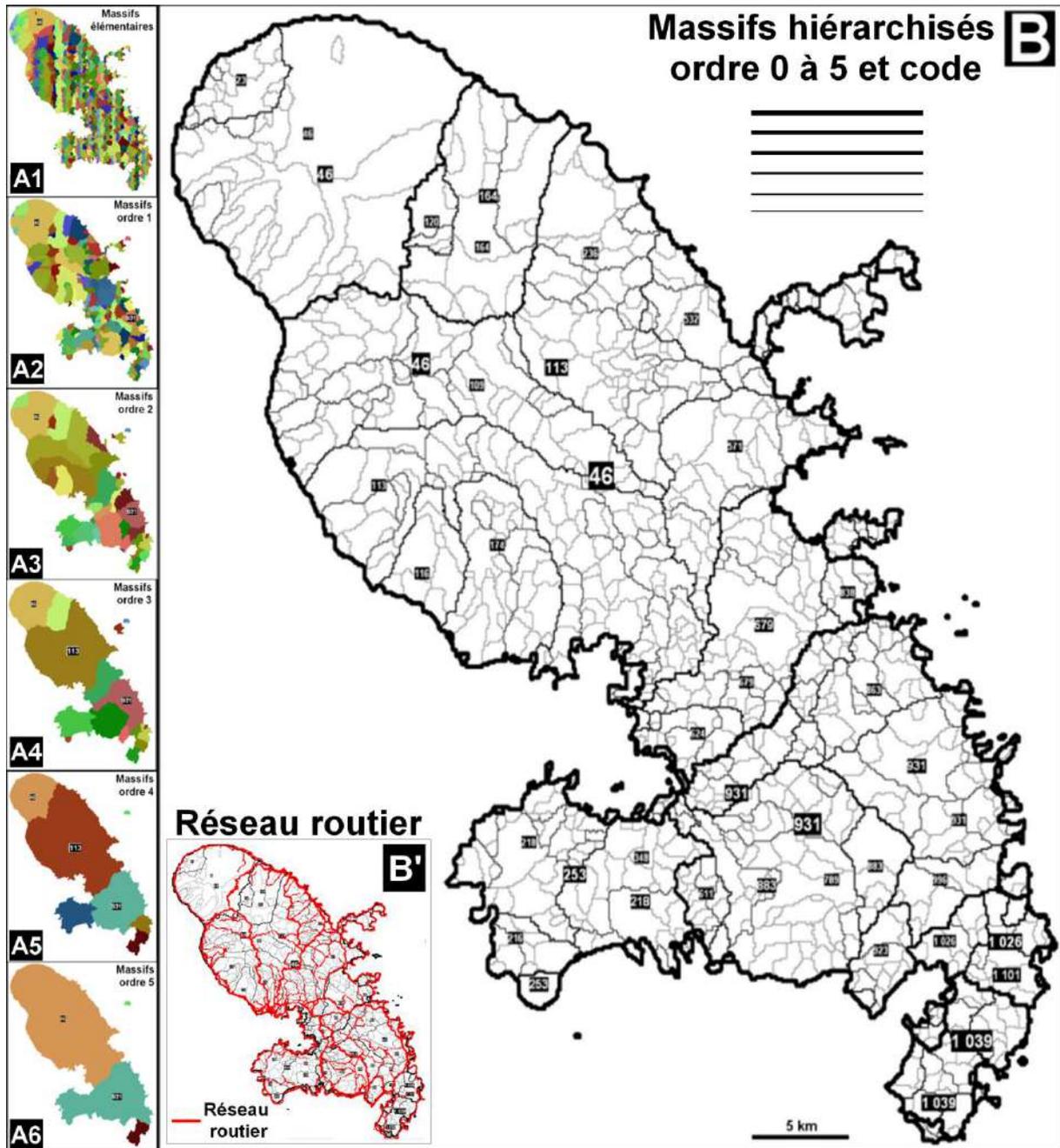


Figure 89: Extraction pas à pas des massifs sur la Martinique (encarts A1 à A6, soit les massifs d'ordre 1 à 6) et partitionnement final de l'île en fonction de massifs hiérarchisés et emboîtés (B). La figure B' montre que le réseau routier tend à suivre les limites des massifs principaux, puisqu'il est généralement les routes tendent à suivre les lignes d'altitudes minimales passant par les cols les plus bas.

(dérivé du MNT LITTO3D_SEAD_25m)

Une autre application de l'approche par massifs tient à ce qu'elle autorise une analyse des formes de terrain par entités morpho tectoniques, les volcans en étant des archétypes. Toujours en utilisant la méthode des DB, la forme moyenne des talwegs et des crêtes peut être établie par massif, ce qui constitue une approche plus simple dans la définition des surfaces enveloppes dont l'utilité n'est plus à démontrer pour établir les formes originelles liées à la tectonique. La figure 90A en est un exemple sur la Montagne Pelée en Martinique (Massif 46 de la classification en massifs), le DB indiquant la dispersion des formes des flancs du volcan

autour de la valeur moyenne. Le profil moyen des talwegs et des crêtes dérivé de ce DB démontre que le commandement des versants reste de l'ordre de 150 mètres sur l'ensemble du transect (figure 90B). Il permet également une estimation du volume érodé pour peu que soit admis l'hypothèse que les crêtes correspondent à la forme originelle de l'édifice volcanique.

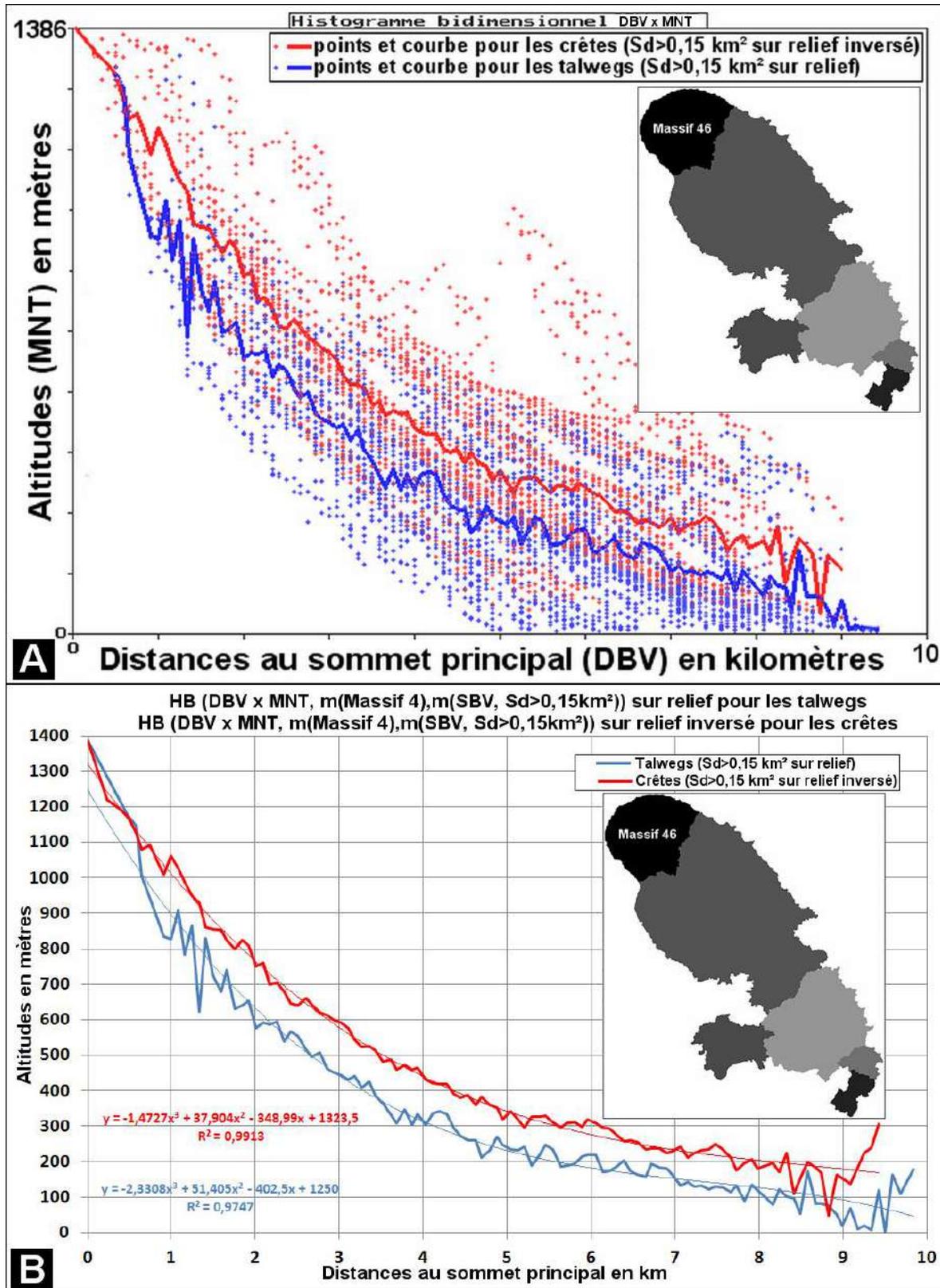


Figure 90: profils moyens des crêtes et des talwegs sur le massif 46 de la Montagne Pelée

Indépendamment ou non des massifs, l'analyse du relief inversé permet d'étudier les propriétés des crêtes selon la même méthode que celle utilisée pour les talwegs, comme le démontre la figure 91 qui compare les formes moyennes de la Convexité Horizontale Géométrique (CHG) en fonction de la surface drainée toujours en fonction des DB ($\ln(S_d) \times CHG$), le masque devant s'appliquer en ce cas en fonction des massifs et non plus des bassins. Il apparaît clairement que le modelé des crêtes n'est pas symétrique à celui des talwegs, ce qui n'est guère étonnant. Les crêtes au-delà d'une surface drainée de 0,07 km², au sens du relief inversé, présentent des courbes de niveau plus évasées, ce que traduit la valeur plus faible de CHG. Le plus fort resserrement des courbes de niveau des talwegs procèdent de toute évidence des processus d'érosion liés à l'hydrologie.

En conclusion à ce chapitre méthodologique, l'intérêt de l'anti relief pour les applications du drainage multidirectionnel doit être fortement souligné. En effet dans ce qui précède, seules les propriétés du drainage mono directionnel sur les « anti bassins » que sont les massifs sont explorées. La figure 92 démontre que les écoulements multidirectionnels sur l'anti relief correspondent à l'ensemble des inféroflux convergeant vers un point dans les sols ou les alluvions; sur la figure 92A sont représentées les percolations vers l'aval à partir d'un point donné du MNT en fonction du relief ; la figure 92B rend compte de l'ensemble des percolations venant de l'amont et passant par le même point mais cette fois ci obtenues sur le relief inversé ; la figure 92C intègre les deux informations précédentes.

L'exploitation de ces propriétés du drainage multidirectionnel en géochimie tient à ce qu'il autorise une modélisation des apports de zones d'épandage de traceurs ou de polluants par rapport aux points de mesure situés à l'aval en faisant varier le paramètre n de l'indice ISPES comme vu précédemment. Ce paramètre n peut permettre de calibrer en fonction des mesures *in situ*, la modélisation optimale des écoulements multidirectionnels dans les sols. Or le problème des polluants agricoles et de leurs impacts environnementaux demeure une question mal solutionnée. Dans le cas de la Martinique, le scandale autour du pesticide chlordécone (ainsi nommé !) qui fut largement utilisé pendant des décennies, n'est pas biodégradable (voir article sur ce "monstre chimique" et son impact dans un article du Monde http://www.lemonde.fr/planete/article/2013/04/16/guadeloupe-monstre-chimique_3160656_3244.html). Il fut notamment utilisé sur les cultures de bananes l'est de la Montagne Pelée. Ce problème peut constituer un cas d'école où l'apport de l'hydrogéomorphométrie à partir de MNT précis comme le LITTO3D pourrait trouver à s'illustrer sur des enjeux économiques et environnementaux majeurs concernant l'ensemble des acteurs de l'île.

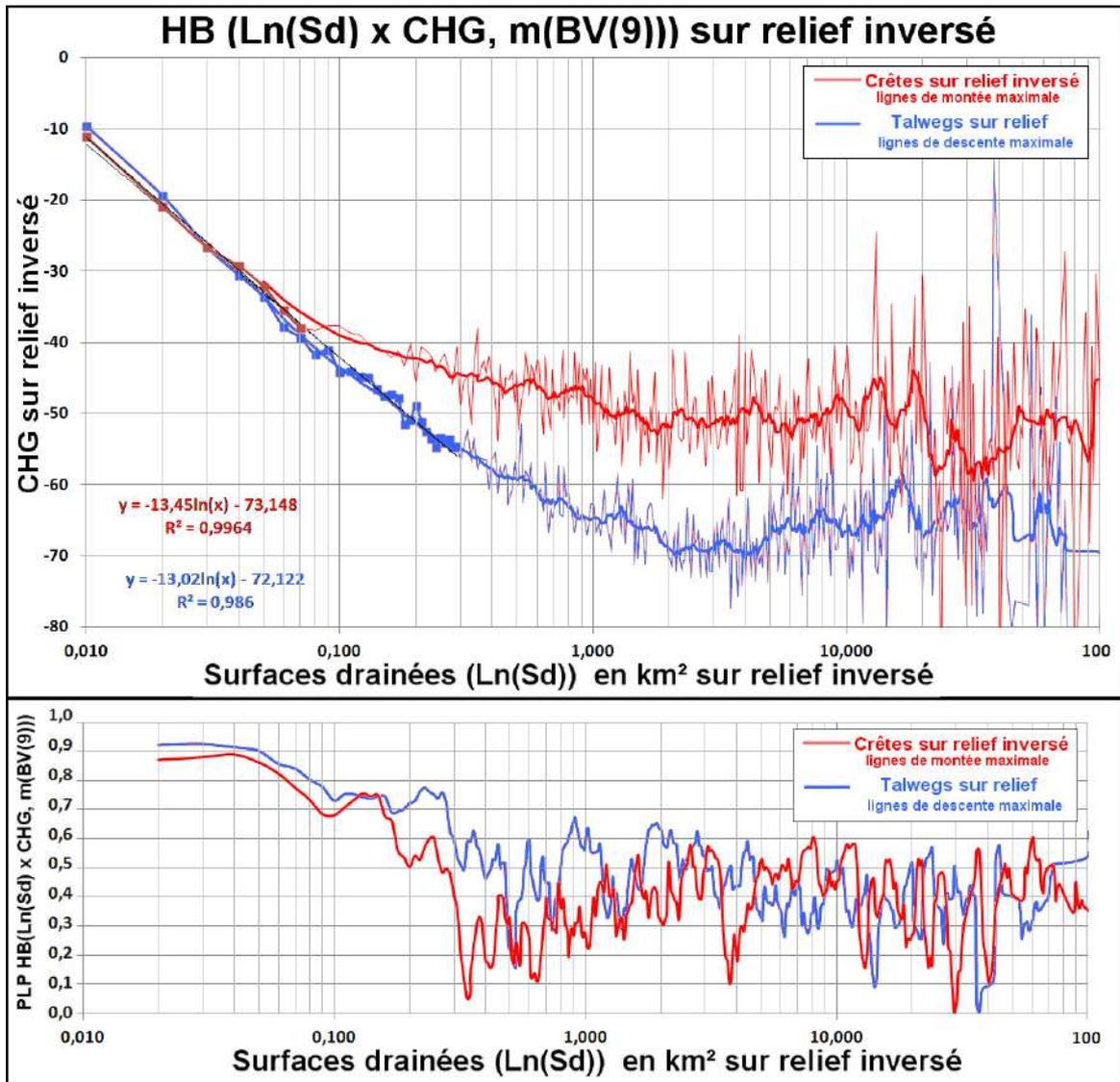


Figure 91: comparaisons entre les courbes hydrogéomorphométriques DB (Ln(Sd) x CHG) des talwegs (en bleu) et des crêtes (rouge) sur l'île de la Martinique

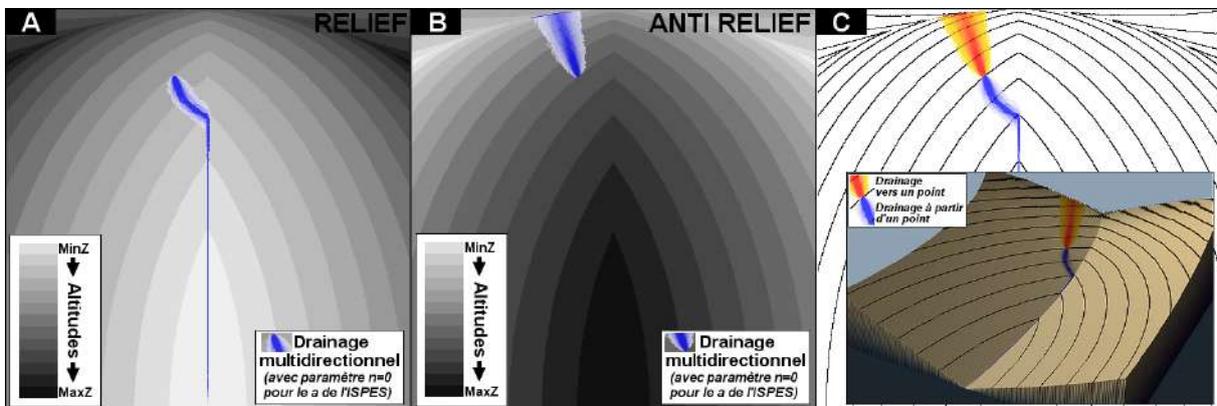


Figure 92: drainage multidirectionnel sur le relief et l'anti-relief d'une forme simple

A./ drainage vers l'aval sur le relief

B./ drainage vers « l'aval » sur l'anti relief (en fait drainage potentiel depuis l'amont).

C./ drainage depuis l'amont (B, en orange) et vers l'aval (A, en bleu) à partir d'un point.

2.6 Echelles des formes et résolution du MNT:

La notion d'échelle est un peu l'œuf de Colomb de la géomorphologie. Chacun y va de sa solution en affirmant qu'il suffisait d'y penser. Ce travail n'échappe pas à ce travers. L'hydrogéomorphométrie serait-elle un des chemins qui mène au Graal de la connaissance immanente de formes du relief toutes échelles confondues sur Terre, sous les mers et sur d'autres planètes ? L'analogie avec la recherche du principe unifiant les différentes forces de la physique depuis l'infiniment petit jusqu'à l'infiniment grand s'impose.

La figure 94A est reprise de Schmitt et Dikau (1999) pour définir une gamme d'échelles allant de la morpho tectonique globale (« Mégarelief » et « Macrorelief », Figure 93A) à celle de forme centimétrique (« picorelief » du pavage de gravillon de la figure 37). En fonction de l'échelle des formes à étudier par exemple les volcans des Petites Antilles (figure 93B) , divers produits MNT s'avèreront plus ou moins appropriés (Figure 94B).

Ce formalisme peut paraître un simple exercice intellectuel. Il n'en est rien. Dans le triptyque Terre/Océan/Atmosphère (système TOA) les deux derniers volets ont largement développées et utilisés leur propre formalisme scalaire pour mieux définir les processus spécifiquement étudiés ; pour la météorologie et la climatologie voir Orlanski (1975) et Fujita (1986), pour l'océanographie Dickey (1990, 1991). Le volet continental du système TOA apparaît comme le parent pauvre en matière de conceptualisation et d'emboîtement d'échelles et cela pour une raison majeure qui tient à la nature des surfaces terrestres. Les milieux terrestres présentent une variabilité extrême à des échelles fort variables pour le même processus alors que pour l'atmosphère et l'océan les échelles sont plus constantes et la variabilité moins grande. Une autre raison tient à la pratique, l'approche naturaliste étant plus commune aux "continentalistes" qu'elle ne l'est pour les deux autres branches du système TOA, davantage tournées vers la modélisation et l'instrumentation. En cela, les MNT peuvent contribuer à combler ce retard conceptuel.

Après cet aperçu sur les échelles absolues des formes de terrain par rapport aux MNT, il faut considérer leurs échelles relatives au regard de leur résolution/précision. Trois échelles relatives seront considérées en fonction d'une forme définie (Figure 95):

- La forme appartient à « l'infra relief » : en ce cas l'extension et le commandement du relief considéré est trop faible par rapport au MNT. La forme n'est pas localisable et a fortiori ne peut être décrite,
- La forme se rapporte au « médio relief » : l'aire et la hauteur/profondeur de la forme sont du même ordre ou légèrement supérieures aux propriétés de résolution/précision du MNT. La forme devient alors localisable mais le nombre de point permettant de la décrire est insuffisant,
- La forme relève du « supra relief » : par son ampleur et son amplitude, elle comprend de nombreux points du MNT qui permettent l'étude de leurs propriétés géomorphométriques.

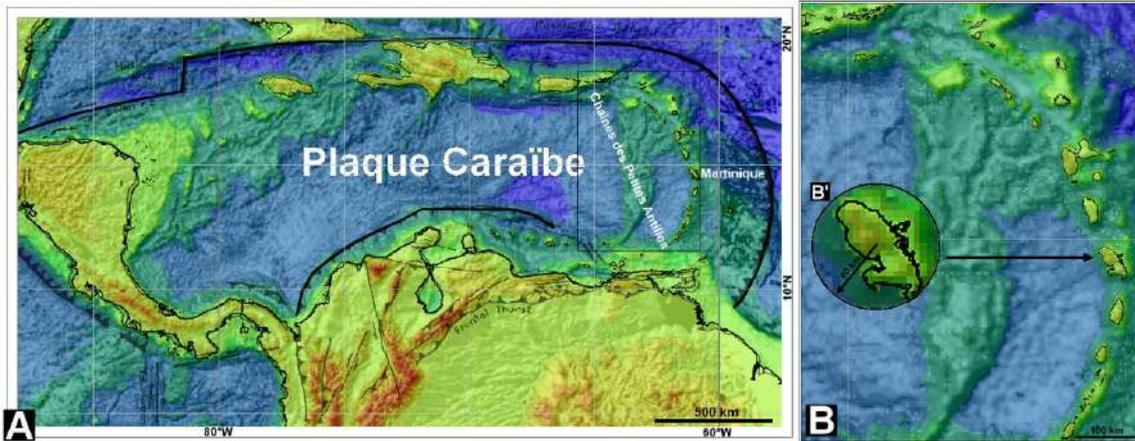


Figure 93: La plaque tectonique Caraïbe (A), la chaîne volcanique des Petites Antilles (B) et le volcan de la Martinique de 40 km de diamètre depuis la base des fosses océaniques (B') (à partir du MNT ETOPO2 de 2' d'arc soit environ 3,5 km de résolution)

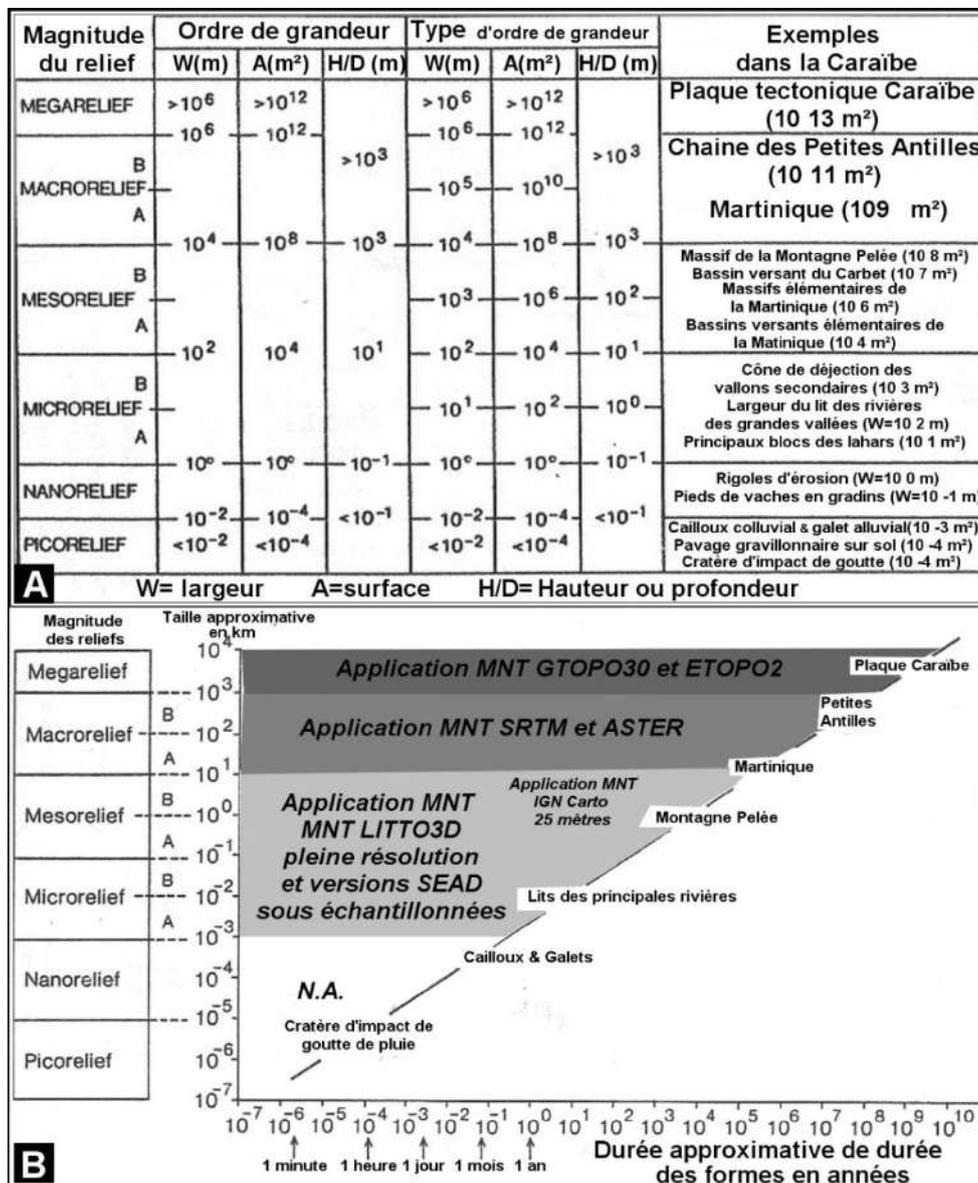


Figure 94: Magnitudes des formes du relief et échelle d'étude (adapté de Schmidt et Dikau 1999)

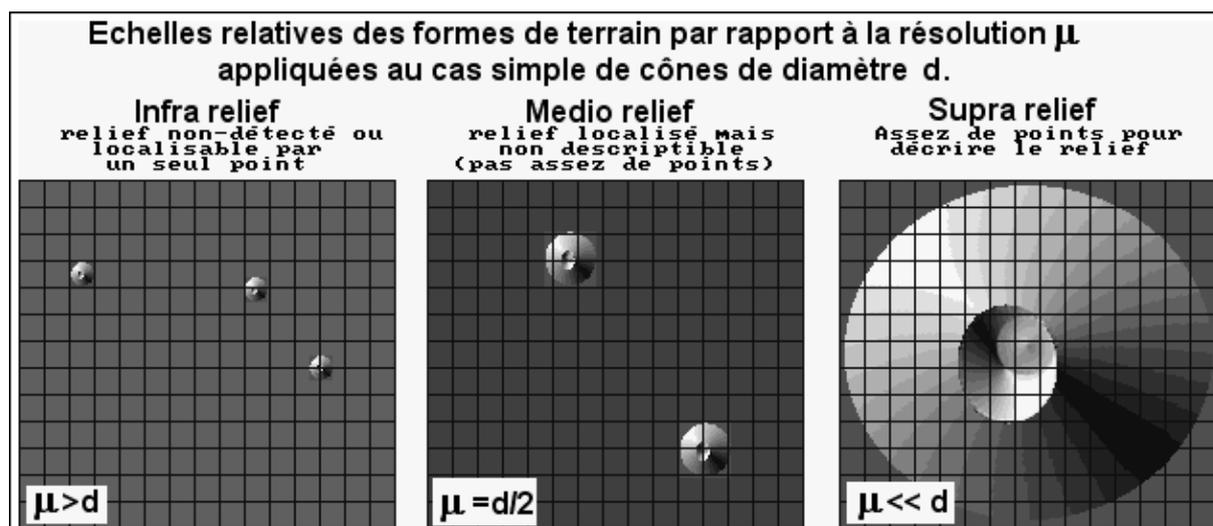


Figure 95: Application de la notion d'échelles relatives entre formes de terrain et résolution du MNT sur un cône

Les échelles sont emboîtées chacune incluant des « objets » de taille plus réduite. A l'échelle de la Caraïbe, les objets considérés peuvent être des îles dont la superficie est de l'ordre de 10^3 km² comme la Martinique (figure 93B). Cette île peut être au moins localisée avec des MNT décakilométrique type ETOPO2. La Martinique comporte elle-même plusieurs objets de type bassins versants. Pour les plus grands d'entre eux, ils peuvent être définis à partir d'un MNT kilométrique, le résultat dépendant de son mode de calcul. Sur la figure 96, les principaux bassins déterminés sont sensiblement différents s'ils sont obtenus à partir d'un MNT moyenné (figure 96B') ou calculé par la méthode SEAD (figure 96A') à partir du MNT Litto3D, les limites de bassin obtenues en pleine résolution servant de référence (figure 96R). Il est évident qu'à cette résolution, les bassins kilométriques, voire décakilométriques, ne peuvent pas être déterminés par le simple fait que leur surface est insuffisamment échantillonnée.

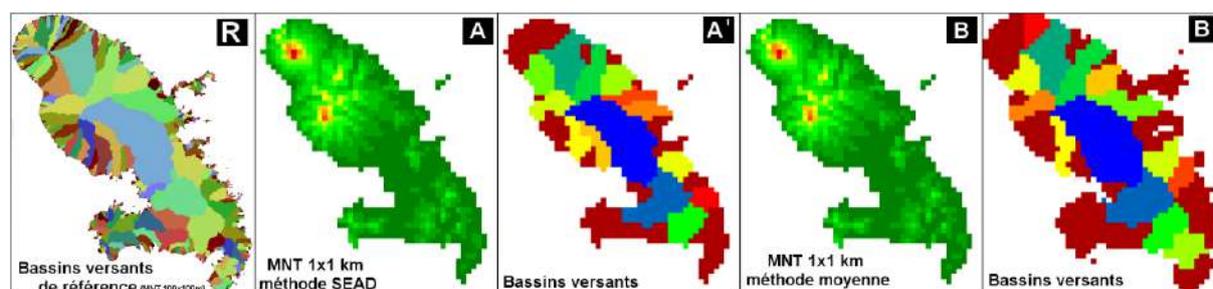


Figure 96 : Esquisses de bassins versants à partir de MNT kilométriques sur la Martinique
(tous les MNT sont dérivés du MNT Litto3D)

- R./ Bassins versants dérivés du MNT hectométrique de référence
- A./ MNT kilométrique moyenné
- B./ Bassins versants dérivé de A./
- C./ MNT kilométrique par la méthode SEAD
- D./ Bassins versants dérivé de C./

Disposant de MNT métrique type Litto3D ou son dérivé SEAD à 5 mètres, la définition précise des limites de bassins kilométriques ou même de quelques ares devient possible (figures 97 A, B et C).

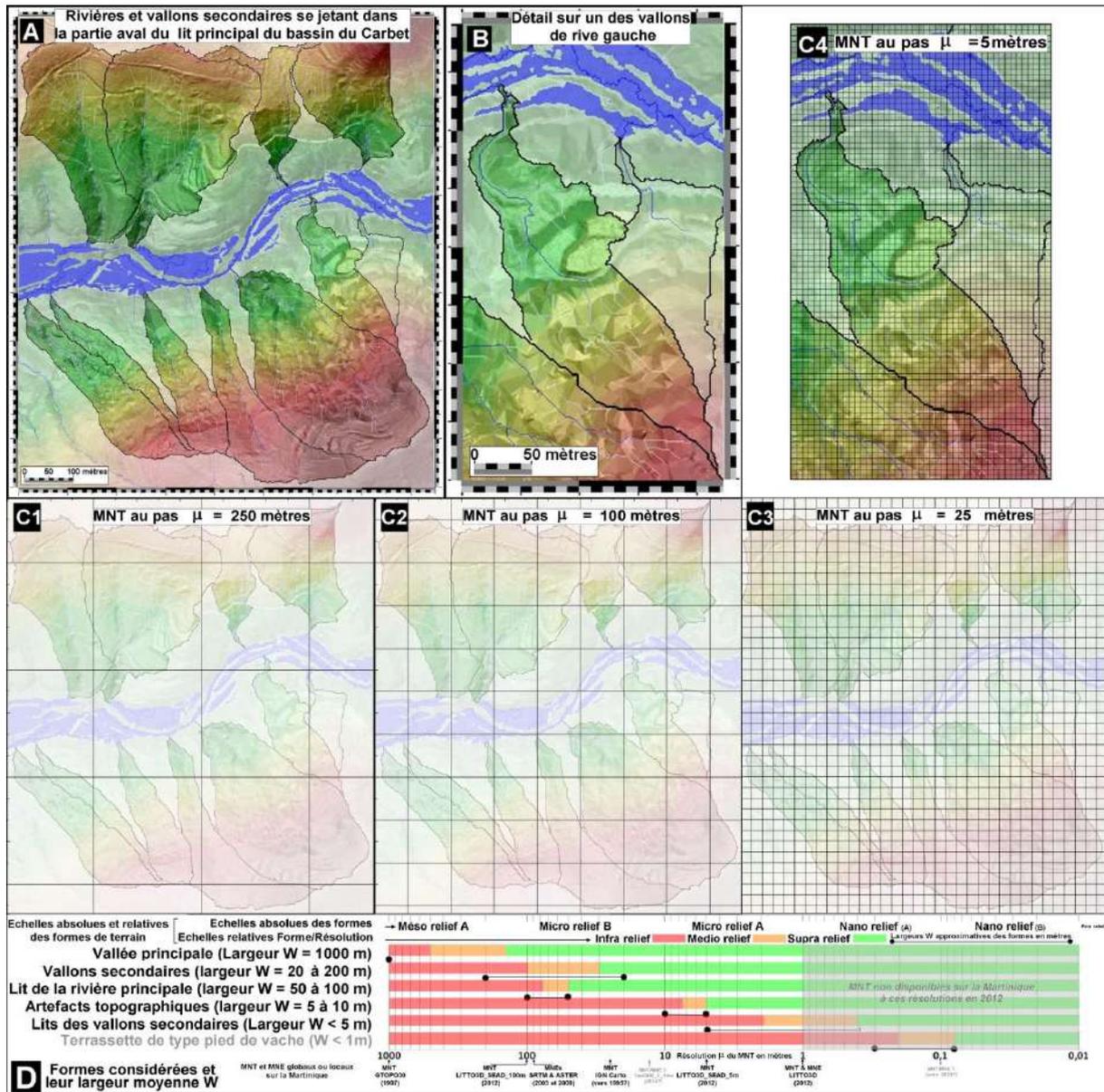


Figure 97: Notion d'échelles relatives entre formes de terrain considérées et résolution du MNT appliquées au cas de la Martinique

A./ Basse vallée du Carbet avec ses vallons latéraux avec le MNT Litto3D pleine résolution

B./ Un des vallons en pleine résolution

C1 à 4./ Idem figure A./ avec des grilles à 250, 100, 25 et 5 mètres

D./ Infra (vert) médio (orange) et supra relief (rouge) de formes de terrain en fonction de la résolution du MNT

Si des formes plus complexes que les bassins sont étudiées, une analyse préalable de leur échelle en surface (A), en largeur (W) et en hauteur/profondeur (H/P) au regard de la résolution/précision est nécessaire comme illustré sur la figure 97. En fonction du sous échantillonnage effectué sur le MNT original, il va être possible ou non de localiser et de décrire les formes devant être considérées pour des résolutions allant de 250, 100 et 25 mètres (respectivement figures 97 C1, C2 et C3). Or cette zone de la basse vallée du Carbet inclut en plus de vallons de flans de vallée diverses formes avec des propriétés spécifiques ; ruban alluvial de la vallée principale comportant plusieurs chenaux d'écoulements ; ravines et micro talus sur les pentes ; micro terrassette de type pieds-de-vache sur les versants dénudés.

Le tableau scalaire de la figure 97 D synthétise les propriétés d'échelles de diverses formes de terrain allant de l'échelle kilométrique pour la largeur de la vallée jusqu'à celle des terrassettes dont la banquette est de l'ordre de quelques décimètres. En fonction du type de MNT, certaines formes pourront être étudiées (infra relief), seulement localisées (medio relief) ou ne peuvent prétendre l'être (supra relief). Dans le cas des micro terrassettes mentionnées ci-dessus, elles ne peuvent être analysées avec le MNT LITTO3D_1m. La prochaine génération de MNT envisageable vers 2020 avec une résolution de l'ordre de 0,1 mètre et une précision altimétrique centimétrique devrait en revanche le permettre, d'autant que ces terrassettes s'observent sur des versants pentus non couverts de végétation donc sans interférence avec le sursol.

Les ordres de grandeur des éléments majeur du relief de la basse vallée du Carbet de la figure 97A sont les suivants:

- le corridor de la vallée principal a une largeur λ_v de 1 km pour un commandement χ_v de 150m encadrant une vallée plate correspondant au lit majeur de la rivière d'une largeur de 50 à 75 mètres selon une pente de 2%. Le lit comporte plusieurs chenaux dont la largeur varie entre 10 et 50 mètres.
- les versants des flancs de la vallée ont une longueur de 450 mètres et sont drainées par des vallons de 50 à 150 mètres de largeur dont les drains principaux ont un calibre de l'ordre du mètre.

Cet ensemble de forme ne peut être appréhendé avec un MNT kilométrique, toutes appartenant au supra relief à l'exception du calibre de la vallée qui est à la limite du médio relief. De fait, il est possible d'obtenir une esquisse des principaux bassins versants de la Martinique à partir d'un MNT kilométrique (voir cartes A' et B' de la figure 96) indépendamment de la méthode de sous échantillonnage.

En se reportant à la zone d'étude du plateau de La Croix (voir figure 80) comportant des formes d'échelle bien marquée, l'effet de la résolution sur l'identification des objets peut être étudié. Les figures 98 donne un aperçu du degré d'échantillonnage des formes secondaires que sont les versants et les bassins secondaires ainsi que le lit et ses chenaux pour des résolutions μ allant de 100 à 1 mètres soit la transition entre les MNT hectométriques et le MNT Litto3D. Le rendu morphologique à l'échelle métrique n'a plus le caractère schématique qu'il avait aux échelles hectométriques et permet de se rapprocher de l'échelle de perception des formes sur le terrain (photos 1) : coupes de sols ou de formations superficielles (photos 1.1 et 1.2), nature du lit des rivières (Photo1.3), formes et modelés des versants (Photos 1.4, 1.6, 1.7 et 1.8) et des vallons secondaires (Photo 1.5). On notera la présence de blocs de plusieurs m³ dans les formations superficielles de type lahar sur les versants et dans le lit des rivières. Ces blocs de par leur taille sont à la limite du nano et micro-relief (1 mètre) et du même ordre que la résolution du MNT LITTO3D, ce qui en fait des cas limites de médio-relief.

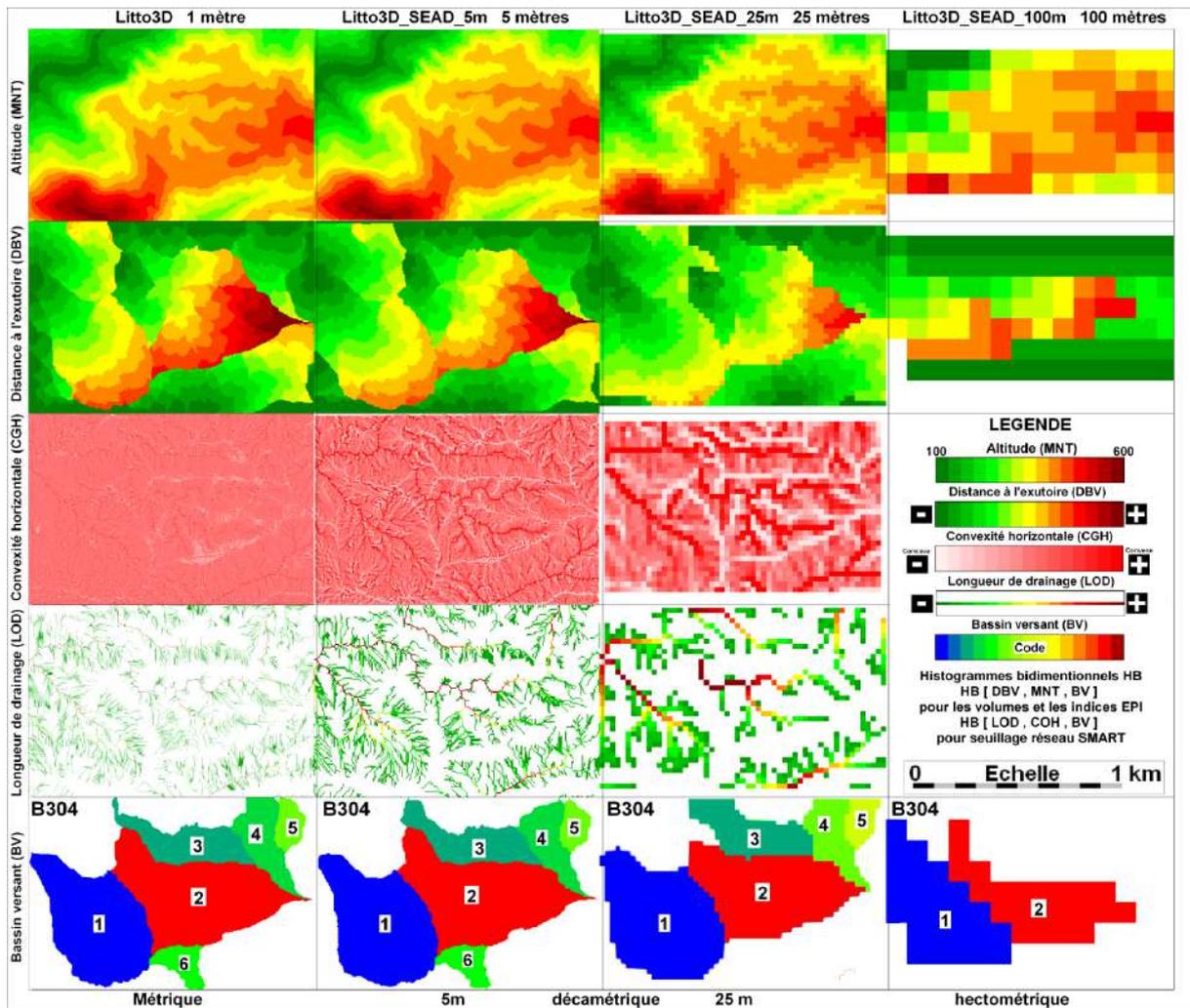
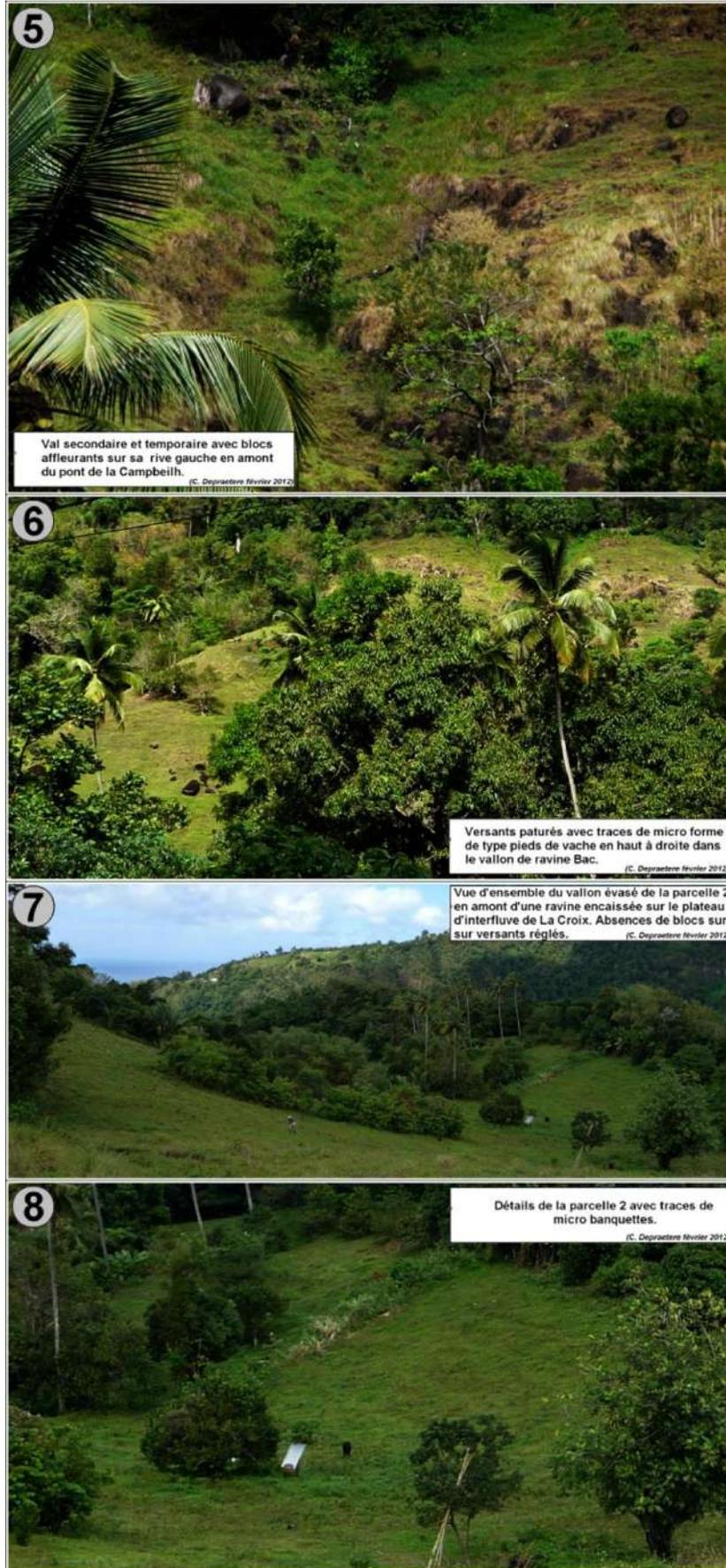


Figure 98: effet de la résolution sur le modelé et l'échantillonnage des formes depuis l'échelle métrique jusqu'à l'échelle hectométrique sur quelques sous bassins (~ 20 hectares) du Plateau de La Croix dans la vallée de la Rivière du Carbet.

De gauche à droite : les résolutions 1, 5 25 et 100 mètres (MNT Litto3D et dérivés SEAD)
 De haut en bas : altitudes (MNT), distances hydrologiques à l'exutoire (DBV), convexités géométriques horizontales (CGH), longueurs de drainage (LOD) et sous-bassins versants (BV) du bassin de la Rivière du Carbet (B304) dont le Saut d'eau (1), La Croix (2) et La Croix Nord (3).





Photos 1 : formations superficielles et formes de terrain sur le plateau de La Croix dans le bassin du Carbet (Photos C. Depraetere, février 2012)

Le terrain d'étude du plateau de La Croix a été choisi parce qu'il présente un ensemble d'éléments morphologique parfaitement identifiables à la fois sur le terrain et sur le MNT métrique, notamment des vallons encaissés et boisés drainant des versants aux formes amples et régulières (Figure 99A et 99B) à couvert herbeux et pâturé (Figure 99C). Ces modelés et types de couverts contrastés forment un paysage typique de l'intérieur de l'île de la Martinique les apparentant à un bocage de montagne (figure 100).

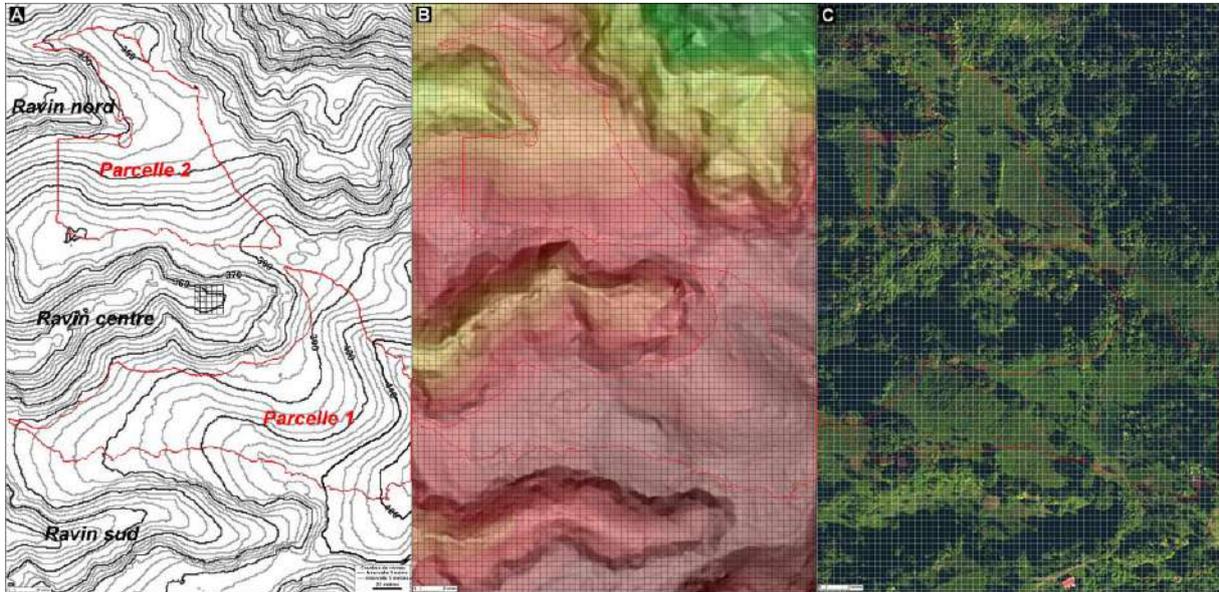


Figure 99: Deux parcelles herbeuses et pâturées de La Croix dans le bassin du Carbet

A./ Courbes de niveau à 2,5 m d'intervalle dérivées du MNT LITTO3D

B./ Modelés des vallons encaissés et des parcelles 1 et 2.

C./ Etats de surface d'après les photos aériennes du Géoportail IGN

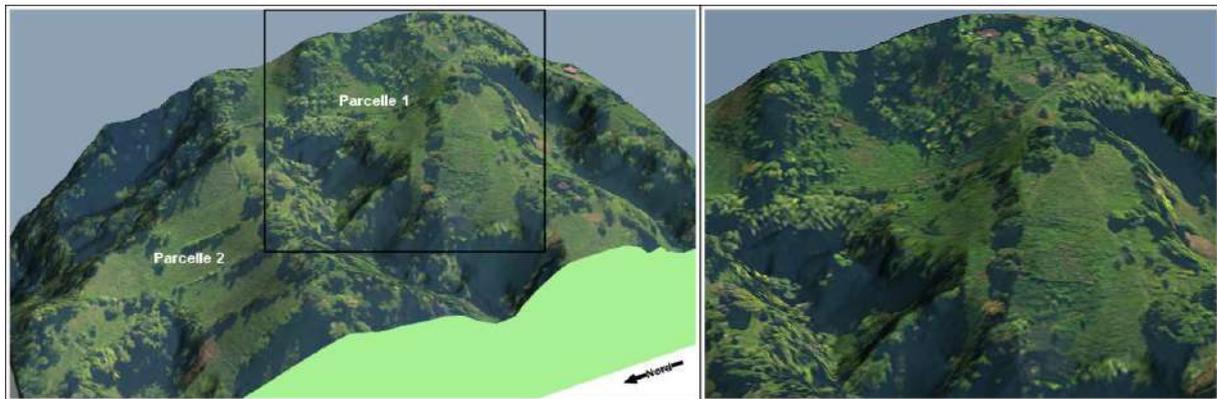


Figure 100 : Paysage de bocage sur versant d'interfluve entre les vallons boisés correspondant au photo 1.7 et 1.8.

Les deux parcelles de prairie 1 et 2 des figures précédentes seront analysées en pleine résolution car elles ne comportent pas d'artefact sur le MNT Litto3D et constitue un cas simple observable sur le terrain (voir photos 1.7 et 1.8 de la parcelle 2). Le drain principal de la parcelle 1 comporte une pente régulière sommitale coiffant une ample concavité à sa base (figure 101A'). La courbe hypsoclinographique démontre la dominance d'une forme concave sur les trois quarts des transects, avec une convexité sommitale peu marquée (figure 101A). La parcelle 2 présente un dispositif différent avec un drain principal comportant deux éléments contrastés mais tous deux avec de pentes constantes, faible en bas de versant et en

forte pente en haut de versant (figure 101B'). Le versant moyen sur l'ensemble de la parcelle s'avère en revanche typiquement convexo concave (figure 101B). Les deux types de figures, courbes hypsoclinographiques d'une part (figures 101A et B) et profils en long par drain d'autre part (figure 101A' et B'), offrent deux représentations complémentaires des formes de versant ; la première procède d'approche statistique de l'étagement des formes, notamment des pentes et indirectement de la convexité verticale; la seconde propose un échantillonnage de coupes rendant mieux compte de la diversité des profils de versant.

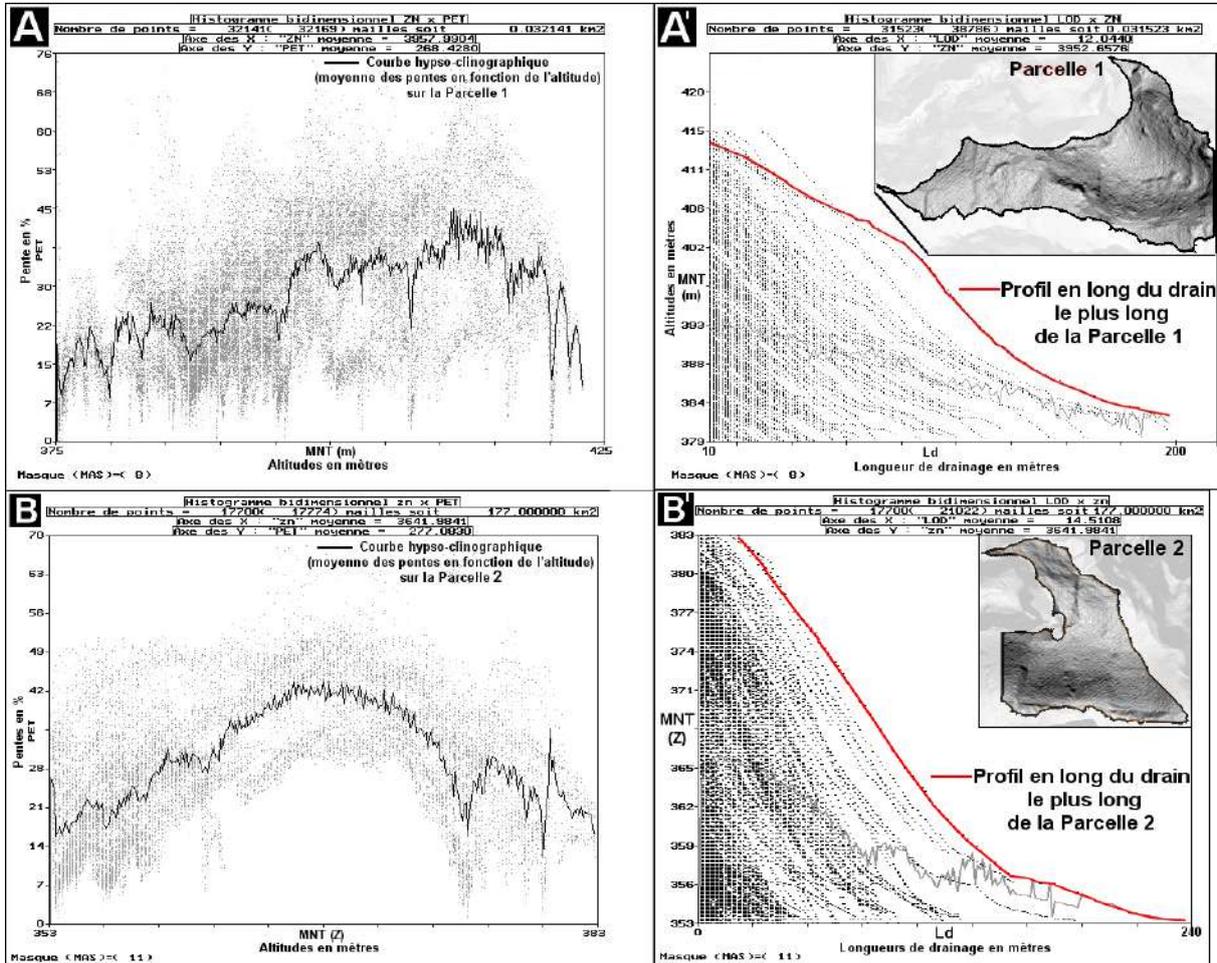


Figure 101 : Forme des profils de versant sur les parcelles 1 et 2

A./ Courbe hypsoclinographique de la parcelle 1 DB (MNT x PET).

A'/ Profils en long des drains de la parcelle 1 DB (Ld x MNT).

B./ et B'/ Idem parcelle 2.

Peut-on observer des détails sur les formes de versant à l'échelle infra décamétrique ? Les encarts de carte de pente sur les deux parcelles suggèrent à la fois la présence d'étroits replats et de petits talus le long des versants notamment sur la figure 101A' de la parcelle 1. En revanche sur la parcelle 2, les irrégularités du versant semblent de toute évidence liées au sursol lié à la présence de haies bocagères. Les replats de la parcelle 1 sont visibles sur le nuage de points du diagramme bidimensionnel associé à la courbe hypsoclinographique (Figure 101A), replats qui se traduisent par des sous-ensembles de points de pentes inférieures à 5% à huit altitudes différentes alors que les micro talus ont des pentes de l'ordre de 20%. Ces micro formes s'apparentent à des banquettes convexo-concave de 2 à 4 mètres de commandement et d'une largeur de 10 à 30 mètres environ. Elles pourraient témoigner de mouvement lent de type solifluxion sous la forme de glissements rotationnels incorporant les sols et les formations superficielles (voir exemples de traces d'arrachements sur les photos

1.4, 1.5 et 1.6). Quant aux pieds de vache d'échelle métrique, ils ne sont pas perceptibles même s'ils semblent présents mais peu marqués notamment sur la parcelle 2 (versant réglé sur la gauche de la photo de la figure 1.7).

Comme pour les micro banquettes et des pieds de vaches, il est pertinent de considérer la détection des blocs erratiques qui sont un élément constant des massifs volcaniques de la Martinique. L'intérêt est double, l'un technique, l'autre scientifique. Etant du même ordre de grandeur que la résolution, ces blocs peuvent servir à qualifier le produit LITTO3D sur des applications qui sont à la limite de ses spécifications. La seconde raison tient à ce que ces blocs de par leur présence dans le lit des rivières influent fortement sur les écoulements en basse et moyenne eaux en créant de multiples obstacles et turbulences. Ils sont un élément majeur de l'estimation du paramètre hydraulique de rugosité des lits en modélisation hydrologique. Le chenal principal du Carbet (figure 102A) présente une pente (Figures 102B, B' et C) et un modelé (Figure 102C et C'') d'ensemble homogènes avec cependant un segment amont de pente et de modelé plus marqués. Ces résultats sont toutefois biaisés par la présence de plans d'eau piscicoles dans la partie aval.

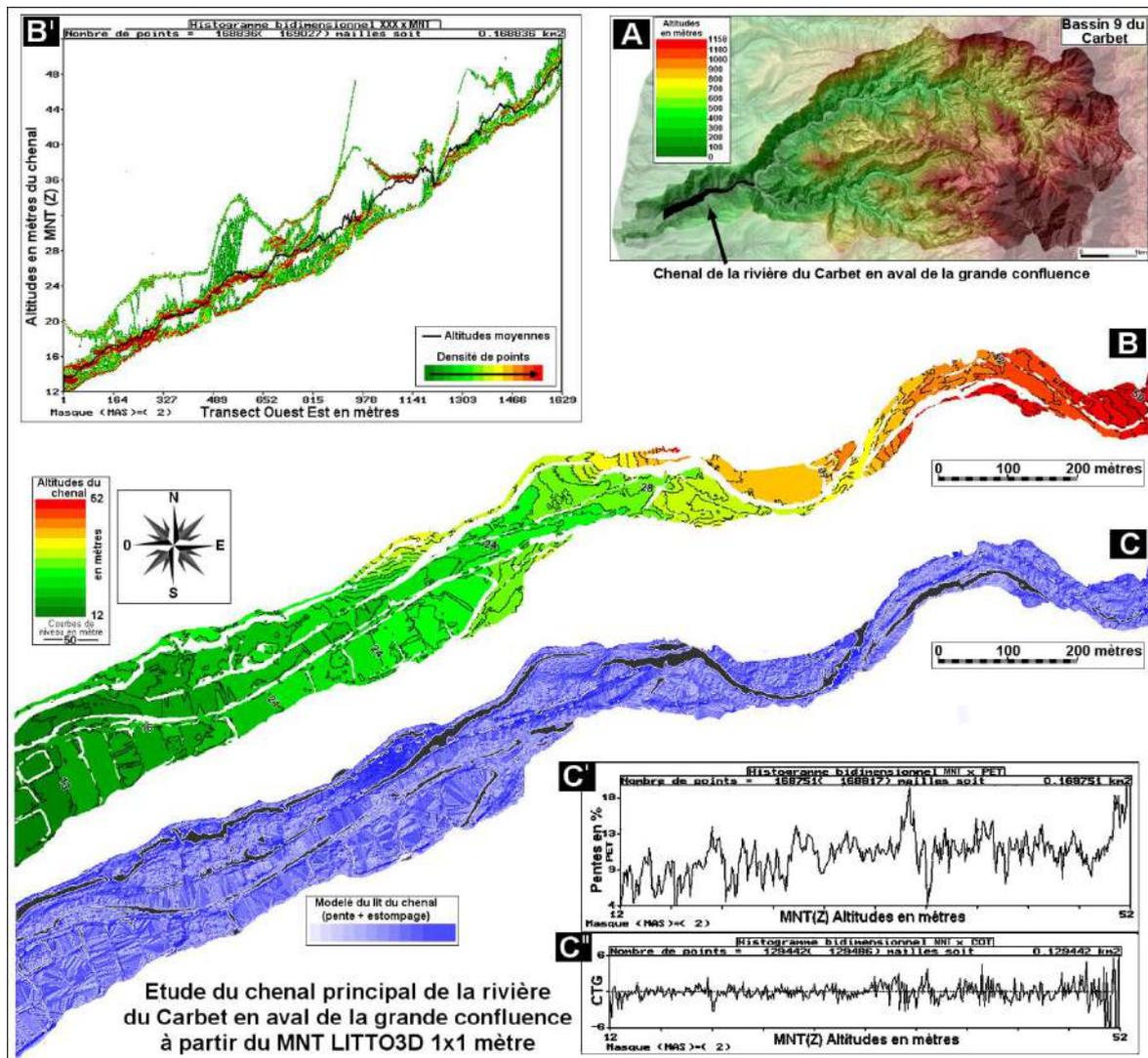


Figure 102 : Caractéristiques du chenal du Carbet en aval de la confluence principale
 A./ Localisation B ./ Topographie dérivée du MNT LITTO3D B'./ Transect Ouest-est du chenal.
 C./ Modelé du lit du chenal (pentes +estompages) C'./ Courbe hypsoclinographique (HB (MNT x PET)).
 C.'./ Evolution du modelé en fonction de l'altitude (HB (MNT x COT)).

Certains tronçons non aménagés présentent un lit comportant plusieurs chenaux secondaires anastomosés isolant des bancs de cailloux et de sable sur lesquels reposent des blocs pouvant atteindre plusieurs m³ (voir photos 1.3, figures 102B et C). Une portion du tronçon de la figure 102 démontre que des blocs sont localisables à partir du MNT (figure 103 B et C). En revanche, la portion C1 de la figure 104 est bruitée par des artefacts de correction du MNT (striations triangulaires). Pour les tronçons C2 et C3 de la même figure, il est probable que la rugosité observée sur le MNT reflète le pavage de bloc qui encombre le lit. Etant en limite de ce que le MNT peut détecter, la localisation des blocs reste aléatoire et ne peut prétendre être appliquée systématiquement notamment pour estimer la rugosité des lits.

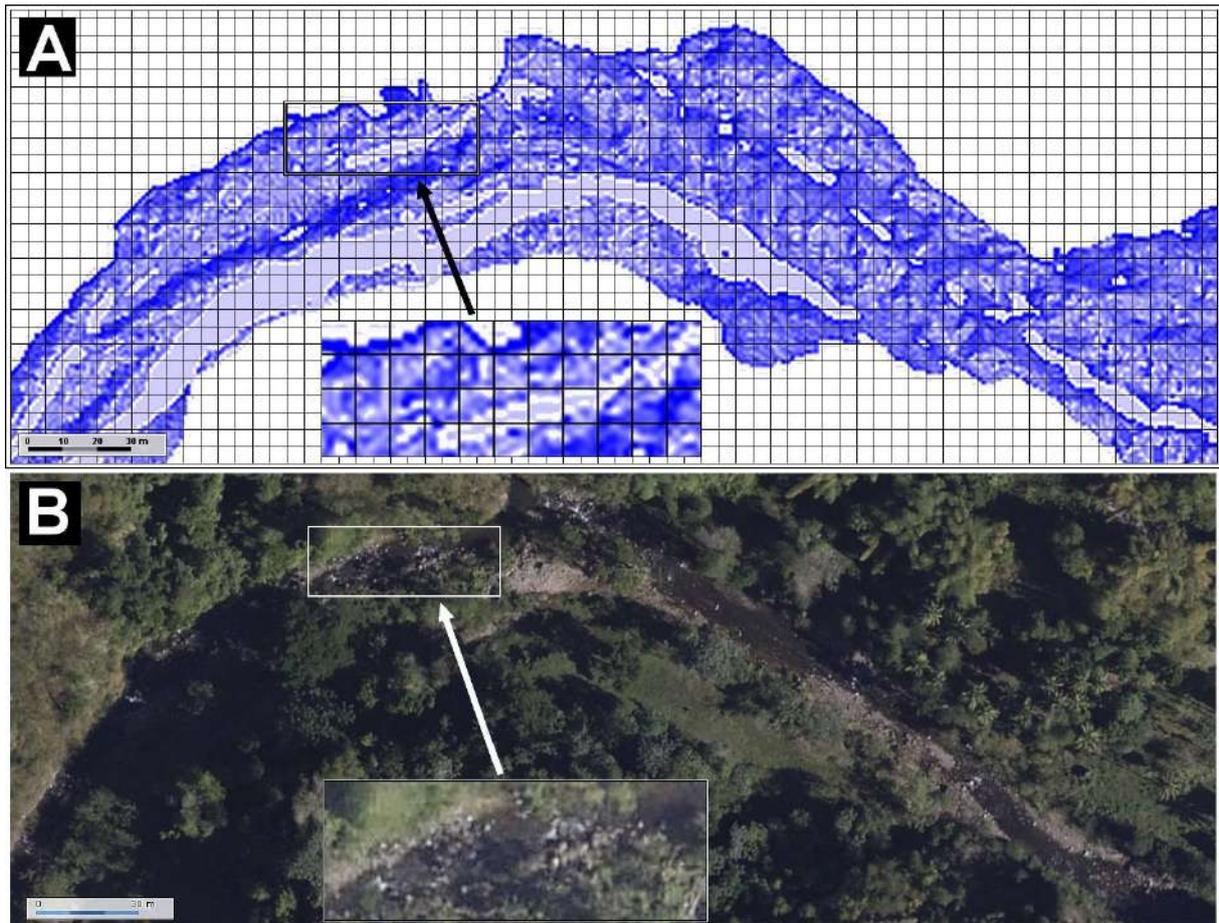


Figure 103 : modelé de chenaux dans la basse vallée du Carbet

A./ Modelé d'après le MNT LITTO3D (pentes + estompages) B./ Photo aérienne du Géoportail IGN

Dans la pratique de l'hydrogéomorphométrie comme pour toute autre méthode quantitative, il faut avoir présent à l'esprit qu'une mesure ne peut être utile que si d'une part la réalité à mesurer soit défini et que d'autre part elle soit mesurable avec une approximation acceptable par rapport aux objets étudiés (Duperet et al., 2003), ce qui renvoie à la théorie de l'échantillonnage du théorème de Shannon :

«Si le pas d'échantillonnage est deux fois supérieur à la fréquence maximale du signal échantillonné, on peut retrouver le signal original à partir du signal échantillonné par filtrage passe-bas »

Cela s'entend à la fois pour la résolution spatiale μ en (x,y) et pour la précision en z.

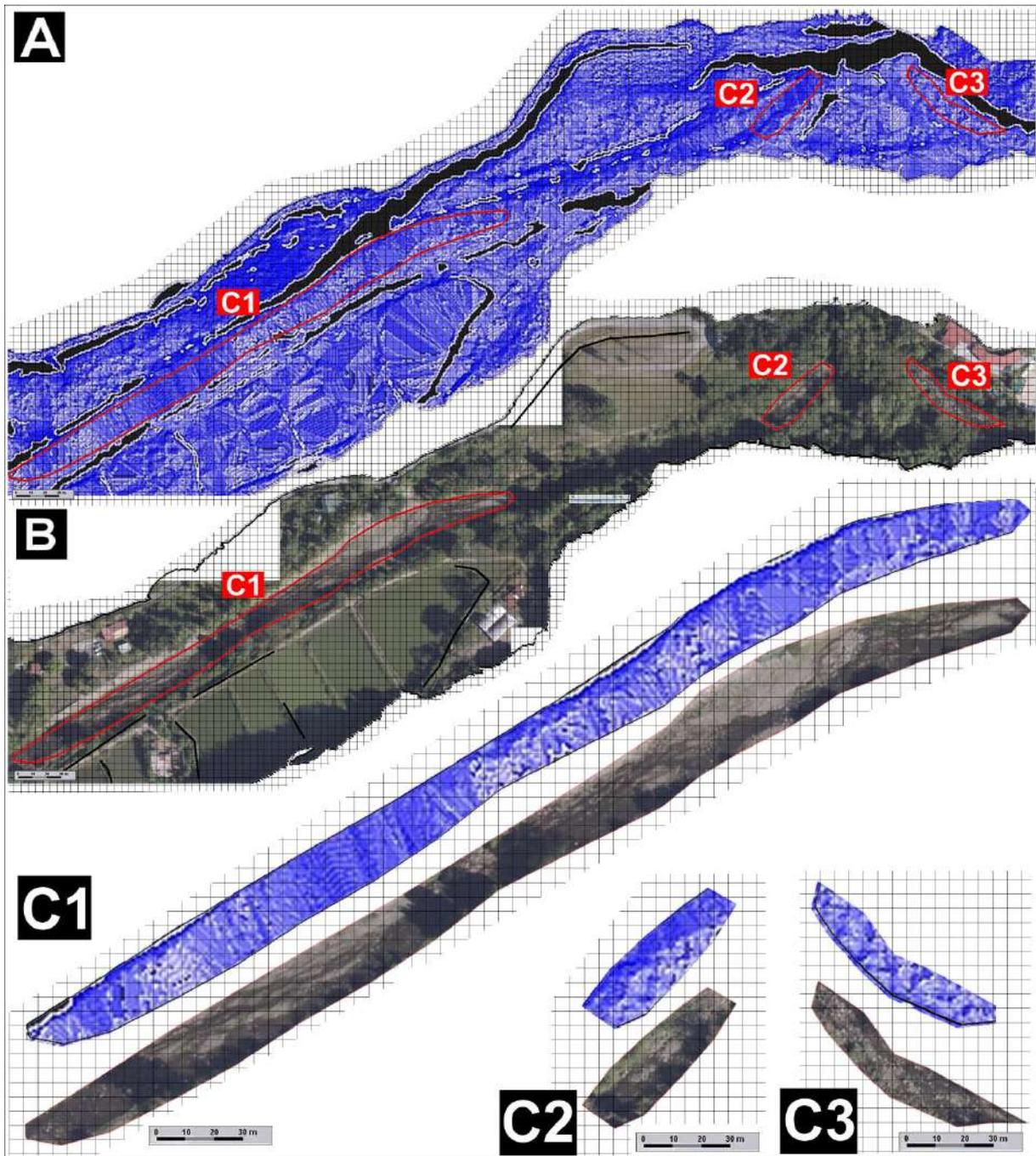


Figure 104 : modelé de chenaux dans la basse vallée du Carbet

A./ Modelé d'après le MNT LITTO3D avec tronçons 1 à 3. B./ Photo aérienne du GEOPORTAIL IGN.

C1./ Tronçon 1 bruité ne permettant pas la localisation des blocs et l'estimation de la rugosité du lit.

C2 et C3./ Tronçons 2 et 3 avec texture morphologique présentant des analogies avec le pavage de blocs du lit.

Les écoulements concentrés et lahars jouent un rôle déterminant dans le fonctionnement des lits fluviaux en milieu volcanique (voir note et schéma de Meunier 1999 sur la Rivière du Prêcheur, p 294) d'une part sur les profils en long et en travers, d'autre part par la présence de bloc. Sur la même rivière, nous avons pu observer en février 2013 des blocs de plusieurs dizaines de m³ posés au milieu du lit, manifestant ainsi la puissance des phénomènes hydro-volcaniques (photo 2).



Photo 2 : bloc charrié par un lahar dans le lit de la Rivière du Prêcheur
(Photo Guillaume Lalubie, février 2013)

2.7 Hydrogéomorphométrie de bassin et hydrogramme géomorphologique :

Prétendre décrire de façon exhaustive « les chemins de l'eau » au sein d'un bassin versant peut paraître une gageure pour qui connaît la complexité hydrologique des processus sur le terrain. Il est de fait que la multiplicité des combinaisons locales des facteurs contrôlant l'écoulement aussi bien sur les versants que dans le lit des rivières posent un défi à quiconque chercherait à en comprendre les lois générales tant la diversité des conditions hydrodynamiques est forte. Ainsi, les lois de l'hydraulique si elles s'appliquent bien aux réseaux artificiels ne peuvent-elles s'adapter sans de multiples hypothèses simplificatrices sur les systèmes naturels.

Ceci étant posé, la pratique hydrogéomorphométrique ne peut faire l'économie d'une démarche normative et déductive du fonctionnement hydrologique des bassins versants à partir de prémices géomorphologiques. L'estimation de paramètres hydrodynamiques ainsi que l'établissement d'hydrogramme géomorphologique rendant compte du fonctionnement d'un bassin doivent être abordés car ils sont au cœur de la problématique hydrogéomorphométrique. Nous présenterons ici deux méthodes donnant un début de solution permettant de faire le lien entre les caractéristiques géomorphométriques des bassins tels qu'elles peuvent être calculées à partir de MNT et le fonctionnement des crues.

Fonctions de production et de transfert dans les bassins :

Les crues observées procèdent de deux processus qui vont se combiner pour déterminer la forme de l'hydrogramme ainsi que les paramètres hydrodynamiques généraux notamment le temps de réponse (T_r , délai entre le début de la crue et le pic de crue, Q_{max} le débit maximum) et le temps de base (T_b , temps entre le début et la fin de la crue). La figure 105 schématise la transformation des pluies en débits dans les bassins versants en distinguant la fonction de production et la fonction de transfert :

- Les caractéristiques spatio-temporelles de l'évènement pluvieux: les champs peuvent être estimés à partir d'un réseau de pluviographes (Depraetere et al. 2009). Toutefois, ces réseaux ne sont en général pas suffisamment denses pour rendre compte des gradients pluviométriques notamment aux pas de temps fins nécessaires à la modélisation hydrologique sur des petits bassins. En pratique, il est rare de disposer un scénario pluviométrique suffisamment précis pour que l'on puisse prétendre connaître de manière satisfaisante les champs de pluies brutes et leur chronologie. La transformation des champs de pluies brutes en pluies nettes est appelé fonction de production.
- Les caractéristiques géomorphologiques et d'états de surface du bassin: les états de surface vont transformer les pluies brutes en « pluies nettes », celles-ci faisant référence à la quantité d'eau qui va effectivement ruisseler et participer à la crue. La végétation et les propriétés hydrodynamiques de surface des sols contrôlent le bilan hydrique des versants dont la fraction ruisselée. Ces écoulements superficiels et sub superficiels vont s'écouler ou percoler jusqu'au collecteur de bas de versant. L'ensemble des écoulements est alors transféré vers l'aval dans le lit des rivières jusqu'à l'exutoire. L'ensemble des transferts sur versant et en rivière est qualifié de fonction de transfert.

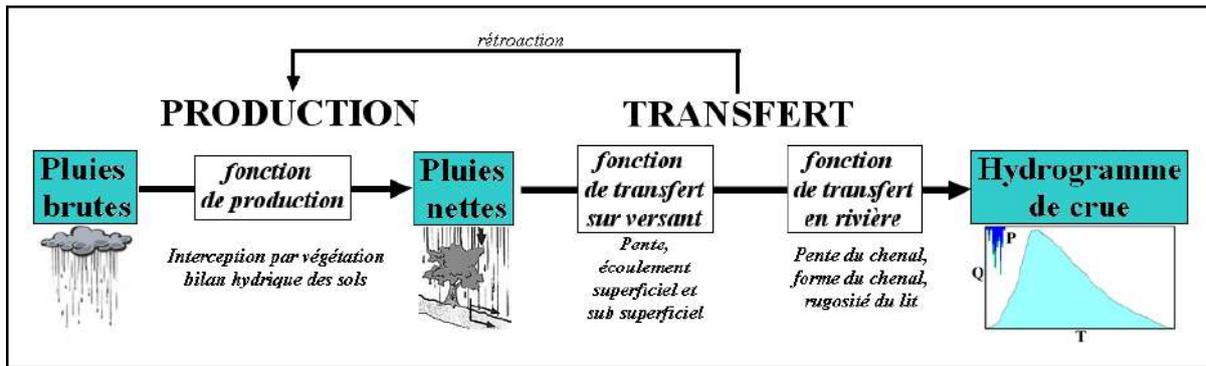


Figure 105 : Fonction de transfert et de production en hydrologie de bassin

La distinction entre les deux types de fonction est plus formelle que réelle car transfert et production interagissent même s'ils sont présentés séquentiellement. En effet, l'infiltration et les écoulements sub superficiels vont modifier les caractéristiques de la surface et des sols notamment leurs saturation en eau. Lorsque les sols de bas de versant sont saturés, ils donnent naissance à des zones d'écoulements superficiels qualifiés d'aires contributives. A ce titre, l'ISPEs de Beven présenté précédemment a été développé pour rendre compte de la dynamique de ce phénomène au cours d'un évènement pluvieux.

Un hydrogramme de crue associe une chronique de pluies brutes (P_b) et de pluies nettes (P_e , pluies dites aussi « efficaces » car contribuant effective aux débits pendant la crue) à un hydrogramme observé (figure 106a). Connaissant les caractéristiques hydrodynamiques que sont le temps de réponse T_r , le temps de base T_b et le débit maximal Q_{max} , l'hydrogramme peut être schématisé sous la forme d'un triangle (Figure 106a). De façon plus spécifique, la modélisation des crues requière l'utilisation de fonctions de production et de transfert calibrées puis validées sur des données pluviométriques et hydrométriques.

La transformation (ou convolution) d'un évènement pluvieux (ou averse) en une crue sur un bassin intègre deux éléments :

- Le scénario spatio-temporel de l'évolution du champ de pluies au cours de l'évènement.
- Les caractéristiques du bassin au moment de l'évènement ce qui inclut d'une part ses propriétés de forme et de structure des écoulements, d'autre part l'état de saturation des différents réservoirs et notamment du sol au début de l'évènement en fonction des évènements pluvieux antérieurs.

La connaissance des champs de pluies et des états de saturation des sols ne peut être qu'approximative même à l'échelle de petits bassins. En revanche, les caractéristiques structurelles du bassin, c'est-à-dire son hydrogéomorphométrie, sont stables du moins aux échelles de temps considérées. Comme présentées précédemment, des méthodes permettent de décrire de façon homogène si ce n'est exhaustive les « chemins de l'eau » parcourant l'ensemble d'un bassin. Afin de s'affranchir des incertitudes sur les champs de pluies et l'état des sols pour étudier spécifiquement le rôle de la morphologie d'un bassin sur la convolution pluie/débit, il est possible de raisonner à partir d'hypothèses simplificatrices :

- La pluie est homogène sur l'ensemble du bassin. *Mutatis mutandis*, cette hypothèse sera d'autant plus plausible que le bassin est petit et les pas de temps longs.

- L'averse est unitaire et ruisselle dans son intégralité ($Pe = Pb$, écoulements superficiel et sub superficiel égal à 100% de la pluie brute). L'averse unitaire suppose que la durée de la pluie (ΔD_p) est sensiblement inférieure au temps de base T_b du bassin. Un cas limite consiste à considérer que la pluie est instantanée ($\Delta D_p \rightarrow 0$) ce qui revient à la notion d'impulsion de Dirac. Cette hypothèse correspond au cas limite d'un bassin dont tous les réservoirs sont saturés. De telles conditions ne peuvent être approchées qu'en fin de saison des pluies ou lorsque l'averse a été précédée peu de temps avant par une autre évènement suffisamment long et intense pour saturer les horizons superficiels des sols.

L'averse impulsionnelle génère une lame d'eau L_{mm} de 1mm est convoluée par le bassin de superficie $S_{bv_{km^2}}$ d'où un volume unitaire $V_u = (10^{-3} \cdot L_{mm}) \times (10^6 \cdot S_{bv_{km^2}}) m^3$. La forme de l'hydrogramme unitaire résultant ne dépend que de la géomorphologie du bassin, d'où le terme d'hydrogramme géomorphologique unitaire (Sherman, 1932 ; Doodge, 1959 ; Rodriguez-Iturbe, 1993) abrégé sous la forme HGU (Figure 106b).

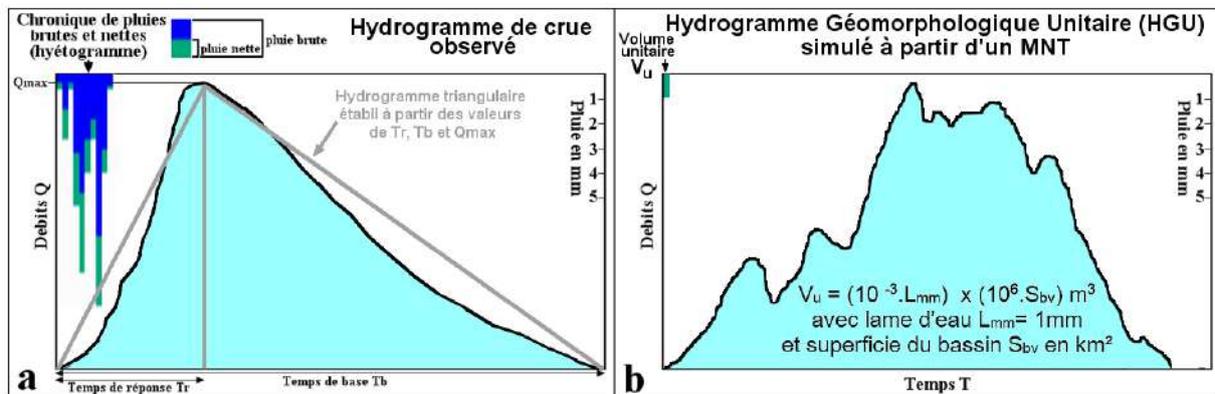


Figure 106: Hydrogramme de crue observé et hydrogramme géomorphologique unitaire (HGU) simulé à partir d'un MNT.

Bien que les hypothèses puissent sembler restrictives, cette approche autorise l'estimation des valeurs hydrodynamiques principales des bassins. Elle permet de modéliser les crues notamment les plus extrêmes en fonction de scénario de pluies simplifiés. Son intérêt principal est d'établir des ordres de grandeur sur le fonctionnement hydrologique de bassins non jaugés. Ces simulations hydrogéomorphologiques ne remplacent pas les modèles hydrologiques « complets » mais identifient la signature hydrologique propre à un bassin indépendamment du régime hydrométéorologique auquel il est soumis.

Deux méthodes seront présentées ; la méthode TOPASE calcule statistiquement les paramètres hydrodynamiques T_b , T_r et Q_{max} à partir desquels est obtenu l'hydrogramme triangulaire (voir figure 106a) ; la méthode FTM calcule des HGU en fonction d'une hypothèse fractale sur les propriétés des écoulements. Ces deux méthodes ont été développées en collaboration avec Frédéric Moniod hydrologue à l'ORSTOM, ce dernier ayant essentiellement travaillé sur des pays tropicaux notamment en Afrique. De fait, le but premier était de permettre l'étude des bassins non jaugés et ne disposant pas ou peu de données hydrométéorologiques. Seuls les principes généraux des deux méthodes seront exposés dans ce document avec quelques précisions en annexe. Pour plus de détail on se reportera pour TOPASE à Depraetere et Moniod, 1991, pour FTM à Serrat et Depraetere, 1997 ; Onibon et Depraetere, 1999 ; Olosegun et al., 2006.

Méthode TOPASE (Topographie Appliquée à la Simulation des Ecoulements) :

La méthode TOPASE (Topographie Appliquée à la Simulation des Ecoulements) a été développée par Moniod (1983) et Sakly (1984) et reprise ultérieurement en utilisant des MNT par Depraetere et Moniod (1991) et Depraetere (1991).

"En utilisant le procédé de la discrétisation spatiale [MNT], on se propose de déterminer deux paramètres adimensionnels liés seulement à la disposition du réseau hydrographique et à la répartition de la pente des cours d'eau. En introduisant les dimensions du bassin versant, on exprime ces paramètres par deux grandeurs assimilables à un temps de réponse et à un débit spécifique de pointe de crue. Il ne s'agit pas d'une méthode de prédétermination de la forme d'un hydrogramme à partir de données topographiques. Mais comparer lesdites grandeurs aux caractéristiques hydrodynamiques réelles d'un grand nombre de bassins versants permettrait de juger de l'aptitude de ces paramètres à rendre compte de l'influence du réseau hydrographique sur la forme de l'hydrogramme de ruissellement." (Moniod, 1983)

Frédéric Moniod propose deux paramètres adimensionnels m et k susceptibles de définir cette "disposition" du réseau. Dans une situation fictive d'uniformité des facteurs de ruissellement et sous un certain nombre d'hypothèses simplificatrices, l'association de ces deux paramètres à des caractéristiques physiques de pente et de superficie du bassin versant conduit à déterminer sans ambiguïté deux grandeurs homologues du temps de montée et du débit spécifique de crue de l'hydrogramme caractéristique du bassin versant. Cet hydrogramme ne prétend pas se confondre avec l'hydrogramme réel. Dans le meilleur des cas, celui où la disposition du réseau hydrographique est très largement prépondérante dans la genèse de la crue au regard de tous les autres facteurs physiques déterminant le ruissellement, la forme de l'hydrogramme théorique peut se rapprocher de celle de l'hydrogramme réel.

Deux hypothèses sont posées :

- « Loi de pente du bassin »: cette loi d'ajustement associe la pente i (tangente ou $\%/100$) du lit du réseau hydrographique à la surface drainée $S_{d_{km^2}}$ en tout point du MNT. La loi de pente comporte deux paramètres d'ajustement a et b tel que :

$$(1) \quad i = a^2 \cdot S_d^{-2b} \quad (\text{ajustement linéaire } \text{Log } i = -2b \cdot \text{Log } S_d + \text{Log } a^2)$$

- « Loi de transfert de l'eau » : on suppose que la vitesse V de transfert de l'eau d'une maille vers l'autre est liée à la pente et à l'abondance de ce volume considéré comme proportionnel à la surface drainée S_d . La loi de transfert inclut deux paramètres physiques k et c tel que :

$$(2) \quad V = k \cdot S_d^c \cdot i^{0,5}$$

(avec k : rugosité du lit et c : forme de la section transversal du lit)

Ces deux lois ne nécessitent que le calcul des pentes ($i = PET\%/100$) et des surfaces drainées (S_d). En combinant les deux lois, il vient :

$$(3) \quad V = k \cdot S_d^c \cdot (i^{0,5}) = k \cdot a \cdot S_d^{c-b}$$

Pour une forme triangulaire, le paramètre c est voisin de 0,16 tandis que pour une forme semi-circulaire c est voisin de 0,33 ; on est ainsi amené à attribuer conventionnellement à c la valeur 0,2. Dans version 1983 de Moniod, la valeur de k peut être assimilée à la valeur 4 pour homogénéiser les ordres de grandeur des caractéristiques de formes théoriques et réelles. Dans

la version 1991, les deux paramètres peuvent être choisis par l'utilisateur en tant que paramètres de calage par rapport à des données observées.

En appelant A la superficie du bassin versant et N le nombre de mailles qu'il contient, le temps de transfert T de l'eau d'une maille vers sa voisine s'exprime par :

$$(4) \quad T_{\text{secondes}} = (1000/k.a) N^{-1/2} A_{\text{km}^2}^{1/2} Sd_{\text{km}^2}^{b-c}$$

Si la superficie drainée Sd au point considéré est M mailles, il vient:

$$(5) \quad t_{\text{secondes}} = (1000/k.a).A^{1/2+b-c}.N^{-0,5}.(M/N)^{b-c}$$

Le temps de transfert jusqu'à l'exutoire du bassin T est obtenu en sommant les temps élémentaires tout le long du trajet suivi par l'eau.

$$(6) \quad T_{\text{secondes}} = (1000/k.a).A_{\text{km}^2}^{1/2+b-c}.T^*_{\text{secondes}}$$

Le terme T* est indépendant de la surface du bassin versant et de ce fait correspond à des « pseudo-temps ». Pour se ramener à des grandeurs physiques, il est nécessaire d'avancer une hypothèse sur la distribution statistique des valeurs de T* tenant compte de la surface du bassin A. L'hypothèse sera que les valeurs de T* sont distribuées statistiquement selon une loi à deux paramètres d'ajustement m et k de la forme :

$$(7) \quad (1-F) = e^{-k.T^*.m}$$

(avec ajustement linéaire $\text{Log}(-\text{Log}(1-F)) = m.\text{Log} T^* + \text{Log} k$)

Les limites vers lesquelles tendent m et k lorsque le pas du MNT tend vers zéro sont caractéristiques de la disposition du réseau hydrographique. La valeur modale de cette distribution est obtenue pour :

$$(8) \quad T^* = D = ((m-1)/(k.m))^{1/m}$$

(avec une densité de probabilité telle que : $P = m.k.((m-1)/(e.m.k))^{(m-1)/m}$)

Cette formule modale de la loi de distribution des temps de parcours de l'eau jusqu'à l'exutoire de tous les points du bassin est l'homologue de la pointe de crue caractéristique. Afin d'exprimer les résultats en temps de réponse Tr et de débit Q*, on introduit le facteur dimensionnel $(1000/k.a).A_{\text{km}^2}^{1/2+b-c}$ qui prend en compte la superficie A du bassin. En attribuant à k et à c les valeurs conventionnelles 4 et 0,2, il vient que :

$$(9) \quad \text{Temps de réponse Tr : } Tr_{\text{secondes}} = (250/a).A_{\text{km}^2}^{0,3+b} .((m-1)/(k.m))^{1/m}$$

$$(10) \quad \text{Débit de pointe Q* : } Q^*_{m3/s/km^2/mm_ruisselé} = 4a.A_{\text{km}^2}^{-(0,3+b)} .m.k.((m-1)/(e.m.k))^{(m-1)/m}$$

(NB : Le paramètre m fixe la valeur du produit : $Tr.Q^* = 1000(m-1).e^{-(m-1)/m}$)

Le volume unitaire V_u pour une lame d'eau L_{mm} de 1 mm sur un bassin de superficie A_{km^2} étant connu ($V_u = (10^{-3}.L_{\text{mm}}).(10^6.A_{\text{km}^2}) = 10^3.A_{\text{km}^2}$ en m^3), le temps de base Tb se déduit de Tr et de Qmax pour permettre de schématiser la réponse impulsionnelle du bassin sous la forme d'un hydrogramme triangulaire (voir figure 160a).

Méthode FTM (Fonction de Transfert Morphologique) :

La seconde méthode de simulation FTM (Fonction de Transfert Morphologique) porte sur la conceptualisation d'une fonction de transfert basée sur une représentation physiquement satisfaisante des écoulements dans les chenaux d'un réseau hydrographique schématisé sous la forme d'un modèle de drainage dérivé d'un MNT. La réflexion se focalise sur la caractérisation de longueurs d'écoulement en rivière physiquement satisfaisantes, notamment en supposant des propriétés fractales peu ou prou reconnues et perçues pour les réseaux hydrographiques. Benoit Mandelbrot dans son livre « The fractal geometry of Nature » (1982) a été le premier à reconnaître que la longueur d'une rivière comme celle d'une côte l'apparente à un objet fractal, donnant lieu à plusieurs études sur un large échantillonnage de réseaux hydrographiques à diverses échelles, soit à partir de données vecteur, soit de réseaux dérivés de MNT (Gaudio et al. 1984, Hjelmfelt 1988, La Barbera et Rosso 1989, Rosso et al. 1991, Tarboton et al. 1988, Liu 1992, Tarboton 1993, Moussa et Bocquillon 1996, Veltri et Maiolo 1996). S'intéressant spécifiquement au forme topographique, Evans (1995) soulignent que ces dernières ne sont pas « unifractales » mais tendent à suivre plusieurs lois et donc prennent plusieurs dimensions en fonction de l'échelle de mesure sur des MNT. Diverses méthodes dont celles du box-counting (comptage de boîte) ou du sandbox mais aussi la physique des processus hydrologiques imposent toutefois que les rivières et les chenaux qui en sont l'expression morphologique, ne peuvent être des fractales pures mais plutôt des « multifractales » (De Bartolo et al. 2000, De Bartolo et al. 2004, Gaudio et al. 2004). Pour les objets de ce type, la dimension fractale changera en fonction du pas de mesure. De plus, à ne considérer que la rivière en elle-même et non son empreinte hydrologique sous la forme de lit, de thalweg ou de vallée, il va de soi que la dimension fractale dépendra du niveau de l'eau, le tracé devenant de plus en plus lisse lorsque celui augmente. Toute chose égale par ailleurs, les écoulements en étiage auront une dimension fractale supérieure à celle établie en haute eau, a fortiori en crue.

Dans le langage courant, le terme de rivière inclut à la fois les notions de lit bordé par les deux rives et d'une masse d'eau se déplaçant entre ses rives soit le chenal d'écoulement. Les rives ont une existence morphologique effective et leurs caractéristiques perçues ou mesurées à diverses échelles permettent de les assimiler chacune à des objets de même dimension fractale. Les deux rives fractales forment un chenal dont la largeur est localement assez constante. C'est dans ce chenal que va se former un écoulement que l'on peut tenter de ramener à une courbe rectifiée représentant l'axe du courant. Cet axe d'écoulement dépend de la forme des berges tout en ayant une longueur finie. On rappellera que la courbe formée par l'axe d'écoulement dépendra également du niveau d'eau dans le chenal : étiage, régime moyen, crue, pouvant être associés aux notions de lit d'étiage, lit mineur, lit majeur.

Supposons qu'il soit possible de procéder sur une rivière à la mesure des longueurs des rives et de l'axe d'écoulement jusqu'à un pas μ infiniment petit. Tant que le pas de mesure sera supérieur à la largeur du chenal λ_c , la longueur des deux rives et celle de l'axe d'écoulement seront du même ordre de grandeur. Les résultats des mesures en faisant varier le pas seront conformes à la dimension fractale des berges. En revanche, lorsque le pas de mesure devient sensiblement inférieur à la largeur du chenal ($\mu \ll \lambda_c$), la longueur du chenal d'écoulement Λ ne peut être qu'inférieure à celles des rives. Lorsque $\mu \rightarrow 0$, la longueur des rives devient infinie, alors que la longueur de l'axe Λ tendra vers une valeur finie \mathcal{L} dépendant du niveau d'eau dans le chenal. Elle sera faible en hautes eaux en particulier lors des crues et sensiblement plus longue en basses eaux, plus encore à l'étiage. En résumé, la mesure de longueur d'écoulement Λ peut s'appuyer sur des propriétés fractales sans que celles-ci

puissent s'appliquer à un pas de mesure qui serait en deçà de la largeur du chenal λ_c . On notera que la largeur du chenal apparaît comme un critère intervenant dans l'estimation d'une longueur d'écoulement « conventionnelle » mais physiquement satisfaisante.

Une rivière ou sa manifestation morphologique, c'est-à-dire son lit qu'il soit mineur ou majeur, ne peut être considérée comme une ligne mais comme un ruban dont la largeur s'accroît de l'amont vers l'aval (figure 107A). La rivière présente des méandres (Figure 107B) dont la limite de rayon de courbure R_m doit être supérieur ou égal à la largeur du chenal λ_c comme présenté dans le cas limite de la figure 107C. Pour rendre l'hypothèse fractale acceptable, il faut la contraindre en fonction d'une largeur estimée des chenaux en tous points du MNT (figure 107D).

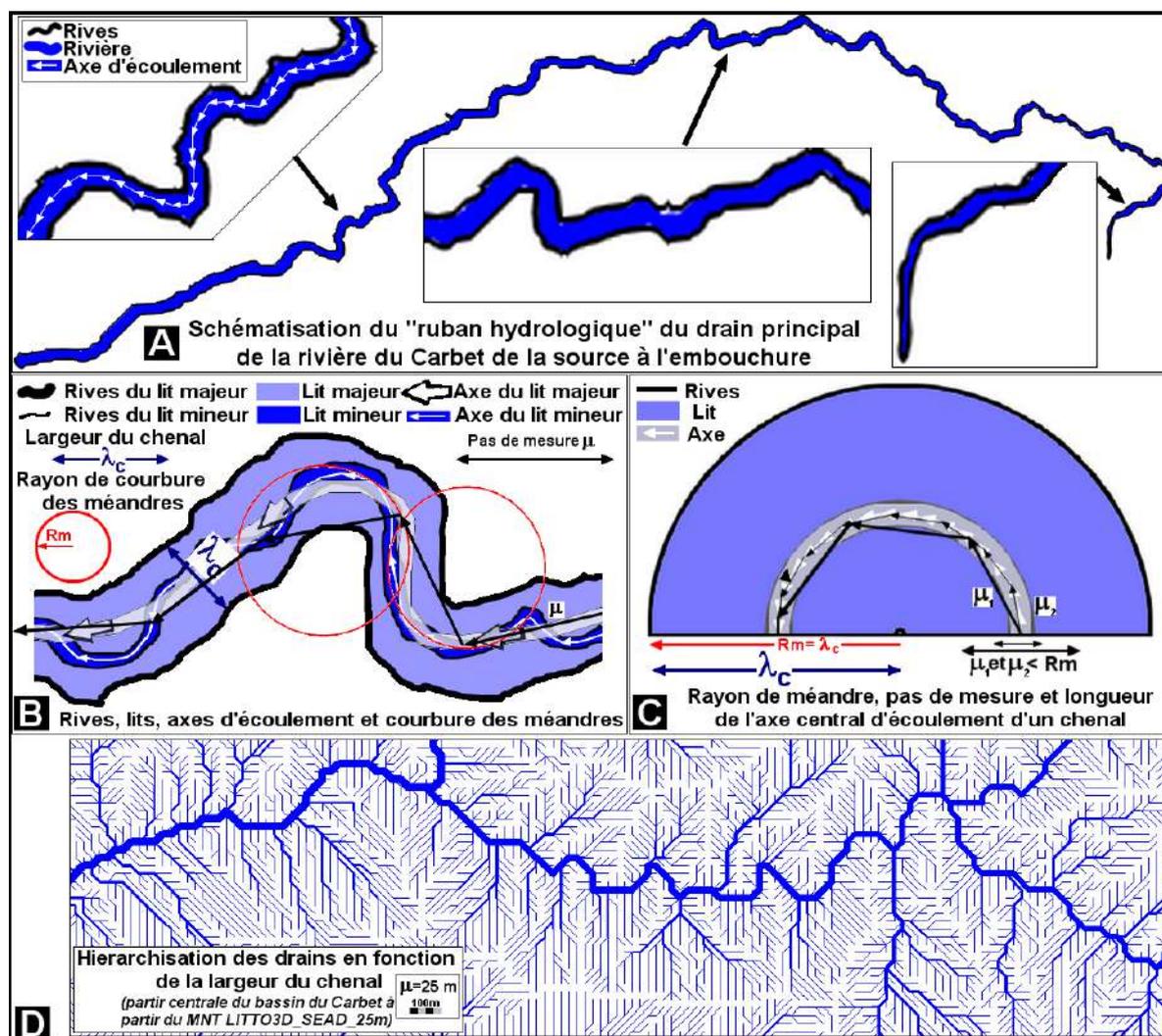


Figure 107 : Largeur λ_c d'un chenal et mesure de sa longueur Λ (cas de la rivière du Carbet)

A./ Schématisation du « ruban hydrologique ».

B./ Relation entre la largeur λ_c , le rayon R_m et la longueur du chenal Λ en fonction d'une aune égale à μ .

C./ Cas limite d'un méandre lorsque $R_m \rightarrow \lambda_c$.

D./ Estimations des largeurs des chenaux sur un bassin.

Les propriétés fractales des réseaux hydrographiques telles que représentées par des lignes bleues sur les cartes ou extraits de MNT ont été perçues depuis longtemps (Hjelmfelt, 1988; Tarboton et al., 1988; La Barbera et Rosso, 1989; Rosso et al., 1991; Liu, 1992; Moussa et Bocquillon, 1996; Veltri et Maiolo, 1996) à commencer par Mandelbrot lui-même

(1977,1982). Ces recherches démontrent que comme dans d'autres domaines de la physique, ces réseaux ne peuvent être considérés comme des fractales pures mais comme des objets « multifractals » dont les propriétés sont bornées par des « lois d'échelle » propres au phénomène étudié. Cela rejoint d'ailleurs le constat fait par Evans et McClean (1995) étudiant les formes glaciaires à partir de MNT que la surface terrestre n'est pas uni fractale. Etant admis que formes de terrain sont multi fractales, il est logique que les objets dérivés de celles-ci comme le sont les réseaux hydrographiques à partir de MNT le soient aussi. La multi fractalité de ces objets fondamentaux de l'hydrologie en est venue donc à faire consensus (Gaudio, 1984).

En d'autres termes, il est évident que les réseaux hydrographiques présentent certaines propriétés fractales lorsqu'ils sont perçus à des échelles spécifiques (échelles de carte, résolution de MNT) sans qu'il puisse en être ainsi à toutes les échelles. En effet, si un écoulement avait les mêmes propriétés fractales que les berges qui l'encadrent, sa longueur serait infinie ce qui impliquerait un temps de transfert lui aussi infini! La figure 108 représente le fait que la longueur calculée Λ_μ d'un chenal d'écoulement de largeur λ_c tend asymptotiquement vers une valeur finie Λ_0 lorsque $\mu \rightarrow 0$.

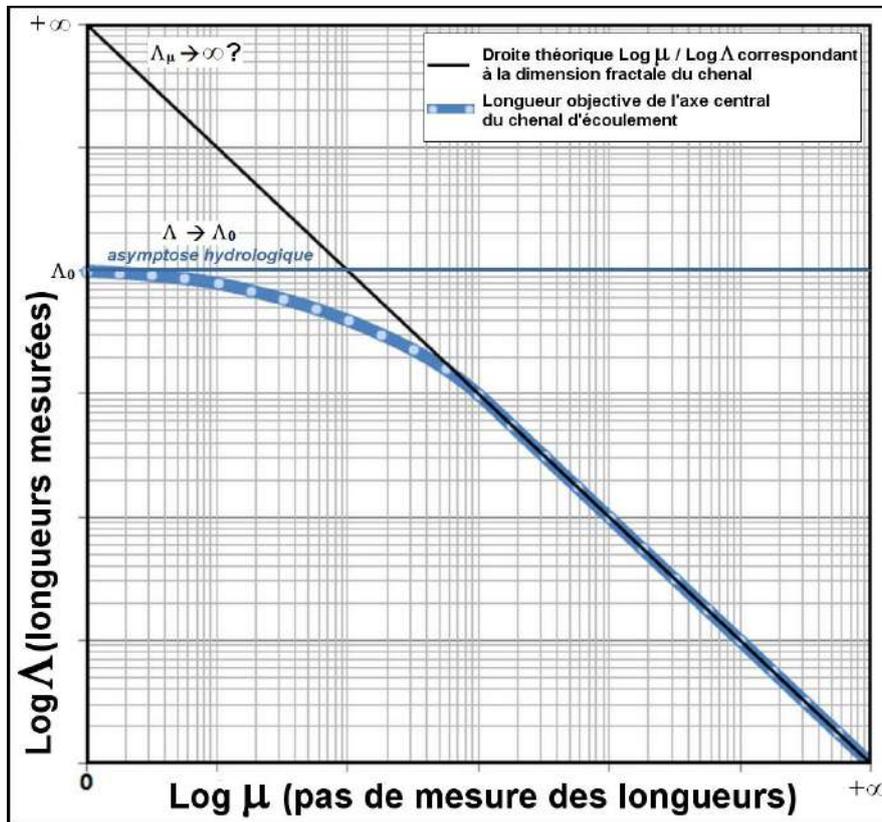


Figure 108 : longueur finie du chenal d'écoulement Λ_0 contrainte par la largeur λ_c du chenal versus longueur infinie Λ_μ d'un chenal fractal

L'objectif est de parvenir à estimer des longueurs Λ et des pentes d'écoulement i physiquement satisfaisantes, donc pas ou peu sensibles au pas de mesure qu'est la résolution μ du MNT. Ces deux caractéristiques ont une influence directe sur les temps de transfert et donc sur les hydrogrammes. Une approche purement géométrique implique que les longueurs et les pentes d'écoulement varieront en fonction de la résolution spatiale (soit le pas d'échantillonnage et donc le pas de mesure) du MNT : lorsque μ croît, Λ augmente et i

diminue. Le raccourcissement des longueurs d'écoulement implique une diminution des temps de transfert alors qu'à l'inverse la diminution des pentes i entraîne leur accroissement. L'hydrogramme géomorphologique (HG) procédant de l'intégration de tous ces temps de transfert est affecté par cette "dérive" liée à la résolution spatiale. Cette dérive se traduit par un étalement et un amortissement des HG démontrant que la diminution des pentes ne compense pas celui lié au raccourcissement des longueurs.

FTM est une méthode d'estimation des longueurs et des pentes d'écoulement permettant de s'affranchir de cette dérive. L'approche consiste à établir une représentation physiquement acceptable des propriétés du chenal traversant une maille quelle que soit sa résolution ce qui revient à poser la question : qu'y a-t-il à l'intérieur d'une maille (Figure 109A)? Il s'agit donc de modéliser la représentation « intra-maille » du chenal en tenant compte de sa largeur afin d'obtenir des longueurs de drainage pour l'axe d'écoulement compatibles avec les contraintes géométriques des courbures possibles des méandres (figures 109B1 à B6). Cette approche intra-maille procède de la même philosophie que celle dite de la « décomposition du pixel » appliquée en télédétection, « le domaine sub pixellaire pouvant apporter des informations sur des objets du paysage dont la taille est inférieure à la résolution » (Puech, 2000, p. 11).

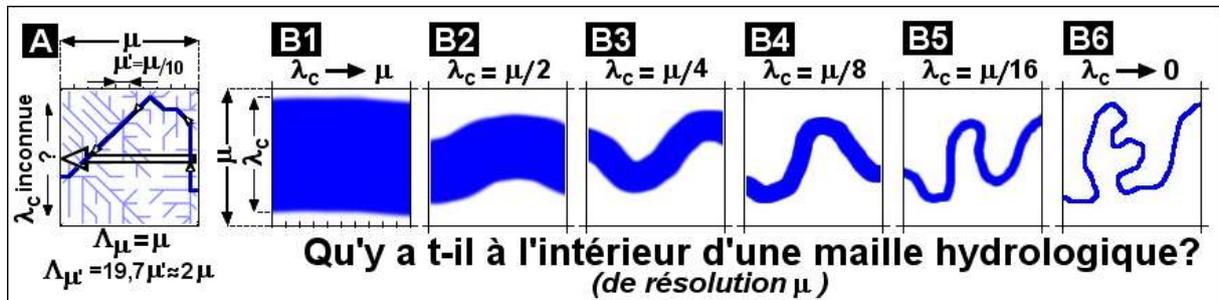


Figure 109 : Qu'y a-t-il à l'intérieur d'une maille ?

A./ Comparaison des longueurs de drainage Λ entre deux résolutions μ et $\mu' = \mu/10$

B1 à B6./ Rayon de courbure possible d'un chenal et de son axe d'écoulement en fonction de la largeur du chenal λ_c par rapport à la résolution μ du MNT.

Sur le schéma de la figure 109A, la largeur du chenal λ_c n'est pas estimée ce qui implique que les longueurs de drainage de l'axe d'écoulement Λ_μ et $\Lambda_{\mu'}$ se conformeront à la description qu'en donne le modèle de drainage en fonction de leur résolution respective. En ce cas, les longueurs (Λ) et les pentes ($i = DZ/\Lambda$) d'écoulement ne sont pas stables et dépendent de la résolution μ . Dans les exemples des figures B1 à B6, la largeur est connue ce qui empiriquement permet de tracer des chenaux réalistes. En fait, le rapport (λ_c/μ) est un indicateur du rayon de courbure maximale $R_{m_{max}}$ possible d'un chenal et de son axe central d'écoulement au sein d'une maille :

- Si $\lambda_c \rightarrow \mu$ alors $R_{m_{max}} \rightarrow \infty$ (pas de courbure, $\Lambda = \mu$, voir figure 109B1)
- Si $\lambda_c \rightarrow 0$ alors $R_{m_{max}} \rightarrow 0$ (toutes les courbures sont possibles, $\Lambda \gg \mu$, voir figure 109B6)
- $\lambda_c > \mu$: en ce cas λ_c est ramené à la valeur μ . Il indique que la résolution du MNT exploité avec la méthode de drainage D8 est trop petite par rapport à la taille des chenaux du bassin étudié, l'alternative étant de choisir une résolution plus faible du même ordre de grandeur que la largeur des chenaux les plus larges.

L'hypothèse fractale et son paramètre $D_f \in [1..2[$ permet de moduler de façon réaliste la forme intra-maille des axes d'écoulement indépendamment du rapport (λ_c/μ) :

- Si $D_f = 1$ alors le rapport (λ_c/μ) n'est plus pris en compte ce qui revient au cas de la figure 109A,
- Si $D_f > 1$ et $(\lambda_c/\mu) < 1$ alors la longueur intra-maille $\Lambda > \mu$,
- Si $D_f \rightarrow 2$ alors $\Lambda \rightarrow \infty$. Ce cas n'est pas conforme aux propriétés observées des chenaux dont la dimension fractale est rarement supérieure à 1,2.

Ces prolégomènes ont pour but de cadrer les développements qui vont suivre basés sur un ensemble d'hypothèses hydrologiques générales. La méthode FTM essaye de rendre compte des caractéristiques intra-mailles des chenaux lors des crues majeures. On admet que les caractéristiques de longueur Λ , de pente i et de section λ_c des chenaux sont liées à des crues de période de retour n et de débit Q_n . Les surfaces drainées S_d calculables à partir d'un MNT étant peu sensibles à sa résolution μ , on va tenter d'établir les paramètres C et α d'une relation de type :

$$(1) Q_n = c_n Q_{cma} = c_n C S^\alpha$$

Q_n = débit de la crue de période retour n (m^3/s),
 Q_{cma} = débit de la crue moyenne annuelle (m^3/s),
 S = surface du bassin (km^2), avec $S = S_{d_{max}}$ du bassin
 c_n = paramètre d'estimation de la crue de période retour n en fonction de la crue moyenne annuelle (m^3/s),
 C et α : paramètres permettant d'estimer la crue moyenne annuelle en fonction de la surface du bassin.

A l'échelle mondiale, une étude mettant en relation les débits de crue maximaux observés Q_{max} et la superficie des bassins réalisée par Francou & Rodier utilise la relation:

$$(2.1) Q_{max} = (Q_0/S_0^{1-K/10}) S^{1-K/10}$$

Q_{max} : débit maximum (m^3/s),
 S : surface du bassin (km^2),
 Q_0 : somme des modules de tous les fleuves à leur retour à l'océan soit $1.229.10^6 m^3/s$,
 S_0 : surface des terres émergées (calottes polaires et déserts exclus) soit $100.10^6 km^2$,
 K (ou k) : coefficient d'hydraulicité des bassins (K (ou k) $\in [0..6]$).

En remplaçant Q_0 et S_0 par leur valeur dans (2.1) et en posant que Q_{max} correspond à une crue centennale, on obtient :

$$(2.2) Q_{100} = 1,229.10^{0,8K-2} S^{1-K/10}$$

La relation (2.2) suggère que les paramètres c_n , C et α de la relation (1) seraient liés au paramètre d'hydraulicité K de Francou & Rodier : $c_{100}.C = 1,229.10^{0,8K-2}$ et $\alpha = 1-K/10$.

A l'échelle régionale et locale dans la zone intertropicale, les paramètres de la relation (1) ont été ajustés sur des débits observés sur des bassins représentatifs. En Afrique de l'Ouest, on note que les paramètres q_{20} et q_{100} sont assez stables. Leurs moyennes respectives étant de 1.7 et 2.1. En revanche, les paramètres C et α sont affectés d'une forte variabilité en partie liée aux biais introduits par les échantillonnages de bassins utilisés. En utilisant la relation (2.2) qui implique que C et α sont liés au même paramètre k , il est possible d'écarter

les cas les plus sujets à caution. On estimera que pour l'Afrique de l'Ouest les paramètres C et α sont de l'ordre respectivement de 0.5 et 0.75, soit la relation :

$$(3) Q_n \approx S^{0,75} \text{ pour } n \in [20 \ 100]$$

Dans le cadre des travaux de Francou & Rodier, cela revient à admettre que l'ordre de grandeur des crues maximales observées en Afrique de l'Ouest correspond à un k de 2.5 dans une très large gamme de tailles de bassin. On posera par hypothèse que les crues les plus déterminantes au regard des caractéristiques de la section du chenal sont celles dont la période de retour est comprise entre 20 et 100 ans. Partant de la formule de Strickler dans laquelle on confond profondeur moyenne et rayon hydraulique et pour un débit de période retour de 20 à 100 ans (Q_{20} à Q_{100}), on peut établir une relation de proportionnalité de la largeur de la rivière avec la surface drainée Sd et la pente du chenal i en tout point du MNT:

$$(4) \lambda_c = Sd^{0,45} \cdot i^{-0,25}$$

λ_c = largeur du chenal (mètres) Sd = surface drainée (km²) i = pente du chenal

Etant admis que l'on peut déterminer une grandeur λ_c tenue pour la largeur du chenal, et partant du constat que le rayon de courbure du tracé d'un chenal est sensiblement plus grand que sa largeur, on propose par convention que la longueur intra-maille de l'axe d'écoulement du chenal Λ soit celle obtenue avec un pas de mesure égal à la largeur du chenal.

Sur une section entre deux points A et B distants d'une longueur μ égale à la résolution spatiale du MNT, le tracé de l'axe d'écoulement du chenal présente une dimension fractale $D_f > 1$. Il vient par définition :

$$(5) \Lambda/\mu = (\lambda_c/\mu)^{1-D_f} \text{ si } \lambda_c < \mu \text{ sinon } \Lambda = \mu$$

En appelant ΔH la dénivelée entre A et B et n le nombre de mailles de superficie μ^2 drainées par le bassin, on a :

$$i = \Delta H/\Lambda \quad Sd = 10^{-6} \cdot n \cdot \mu^2 \quad \Lambda/\mu = ((10^{-6} \cdot n \cdot \mu^2)^{0,45} \cdot (\Delta H/\Lambda)^{-0,25} \cdot \mu^{-1})^{1-D_f}$$

D'où la longueur estimée de l'axe du chenal entre A et B :

$$(6.1) \Lambda = (M^{4D_f} \cdot \mu^{4D_f} \cdot (10^{10,8} \cdot \mu^{0,4} \cdot \Delta H \cdot n^{-1,8})^{D_f-1})^{1/(D_f+3)}$$

μ et ΔH en mètres $M = \sqrt{2}$ pour diagonale de la maille sinon $M = 1$

Afin d'établir une fonction de transfert géomorphologique sur la base des résultats précédents, une estimation de la vitesse de transfert est nécessaire ce qui suppose une estimation de la profondeur H du chenal. Sur la base des relations (3) et (4), Q et λ_c ne dépendent que de la surface drainée Sd et de la pente i du chenal. L'estimation de la profondeur H du chenal et de la vitesse V fait intervenir la rugosité du lit représentée par le coefficient de Strickler k :

$$(7.1) V = Sd^{0,12} \cdot i^{0,4} \cdot k^{0,6} \text{ (m/s)} \quad (7.2) H = Sd^{0,18} \cdot i^{-0,15} \cdot k^{-0,6} \text{ (mètres)}$$

Dans la nature, il existe une relation géomorphologique entre la surface des bassins, leurs pentes et les caractéristiques sédimentaires du lit des chenaux qui suggère que k pourrait être essentiellement lié à Sd et i par une relation du type :

$$(8.1) k = a \cdot S_d^m \cdot i^{-n} \quad \text{soit empiriquement} \quad (8.2) k = 10 \cdot S_d^{0,04} \cdot i^{-0,03}$$

On obtient des estimations de la vitesse V et de la profondeur H ne dépendant plus que de la surface drainée S_d et de la pente i du chenal :

$$(9.1) V = 4 \cdot S_d^{0,144} \cdot i^{0,382} \quad (\text{m/s}) \quad (9.2) H = 0,25 \cdot S_d^{0,156} \cdot i^{-0,132} \quad (\text{mètres})$$

Connaissant la largeur λ_c , la longueur Λ , la profondeur H du chenal et la vitesse V d'écoulement dans le chenal en chaque maille des bassins, des hydrogrammes géomorphologiques impulsionnels peuvent être établis en fonction de différentes valeurs de la dimension fractale des axes d'écoulement des chenaux.

La méthode FTM sera illustrée par une application sur le bassin de la Donga situé en zone de socle en zone soudanienne au Bénin (figure 110A). Ce bassin de 587 km² fait partie de l'Observatoire Hydrologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO) du projet Approche Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA). Le relief est de type pénéplaine avec des commandements de versant de 20 mètres pour une longueur de 500 mètres avec des pentes comprises entre 2 et 4%. La Donga est équipée d'un ensemble d'instrument de mesure permettant une étude précise du bilan hydrologique dont 16 stations pluviographiques, soit une densité de 1 station pour 40 km² (Varado et al., 2006) et une station hydrométrique à la station de Donga/pont (Figure 110B). Les événements pluvieux majeurs de la zone sont constitués par des Systèmes Convectifs Mobiles (SCM, alias « lignes de grain ») de l'ordre de 20 à 150 mm, d'une durée de 1 à 2 heures et se déplaçant à 30 km/h vers l'ouest (Depraetere et al. 2009). Il comporte plusieurs réservoirs dont le réservoir sol, celui des altérites et le socle. Le MNT SRTM à 3'' d'arc est utilisé pour établir une fonction de transfert calibrée sur des hydrogrammes de crues observées pendant les saisons des pluies 2001 et 2002. La longueur du drain le plus long mesuré à partir de ce MNT est de 53 km (Figure 110B).

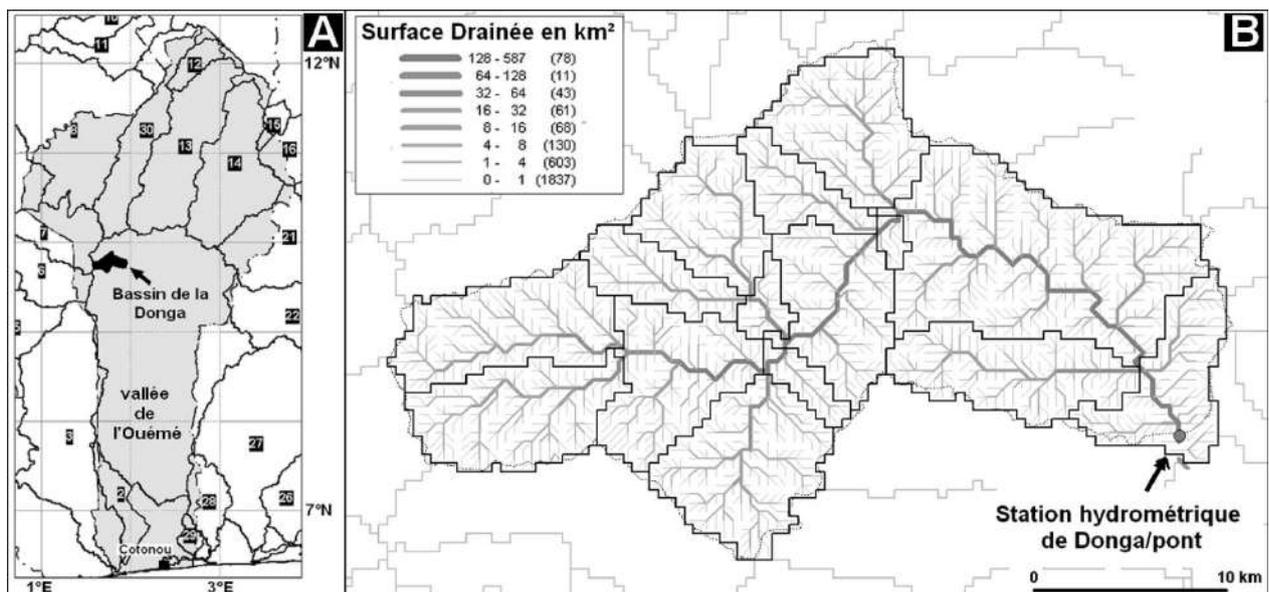


Figure 110: Le bassin de la Donga au Bénin

A./ Localisation du bassin B./ Modèle de drainage D8 dérivé du MNT SRTM 3'' d'arc

Avant d'appliquer FTM, il est nécessaire d'établir l'hydrogramme ruisselé à partir d'un large échantillonnage de crues observées dont des exemples pour l'année 2002 sont donnés dans la figure 111A.

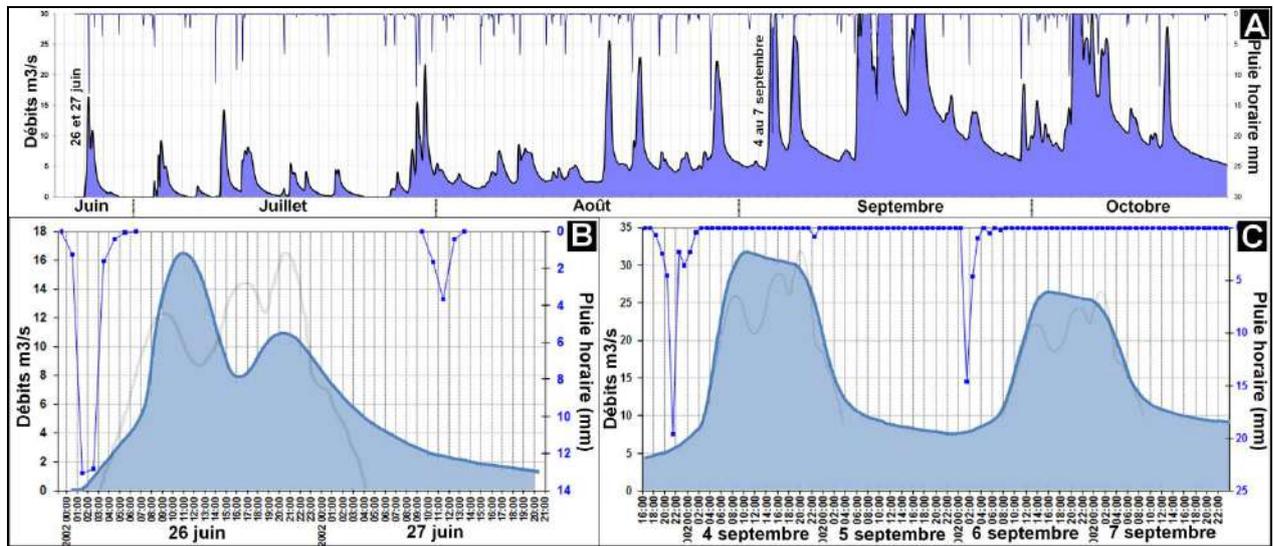


Figure 111: exemples de crues sur la saison des pluies 2002 à la station de Donga/pont. (source projet AMMA)

En première analyse, toutes les crues majeures sur la période 2001-2002 seront considérées afin d'établir des ordres de grandeur pour les temps de réponse (T_r) et temps de base (T_b); T_r de l'ordre de 11 heures et T_b de 40 heures (Figures 112B et C et figure 112). La phase de décrue se caractérise par une lente décroissance des débits jusqu'à 25 heures après la pluie, puis par l'esquisse d'une phase de tarissement liée à la vidange des réservoirs sol et altérites. Ce large échantillonnage inclut des crues liées à des événements pluvieux complexes notamment en pleine saison des pluies entre mi-juillet et mi-septembre. En revanche, les événements de début et de fin de saison ont un caractère plus impulsif permettant de mieux saisir la forme de l'hydrogramme géomorphologique et identifier la phase de tarissement. Sur la figure 113, les événements 1 et 2 ne comportent qu'un pic de crue suivi d'une longue phase de tarissement. Les événements 3 et 4 de la figure 111B se signalent par un pic de crue secondaire 20 heures après le début de la crue. On notera que quelques crues dont celles du 4 au 7 septembre 2002 de la figure 111C se singularisent par un plateau de fort débit entre 10 et 22 heures après l'averse.

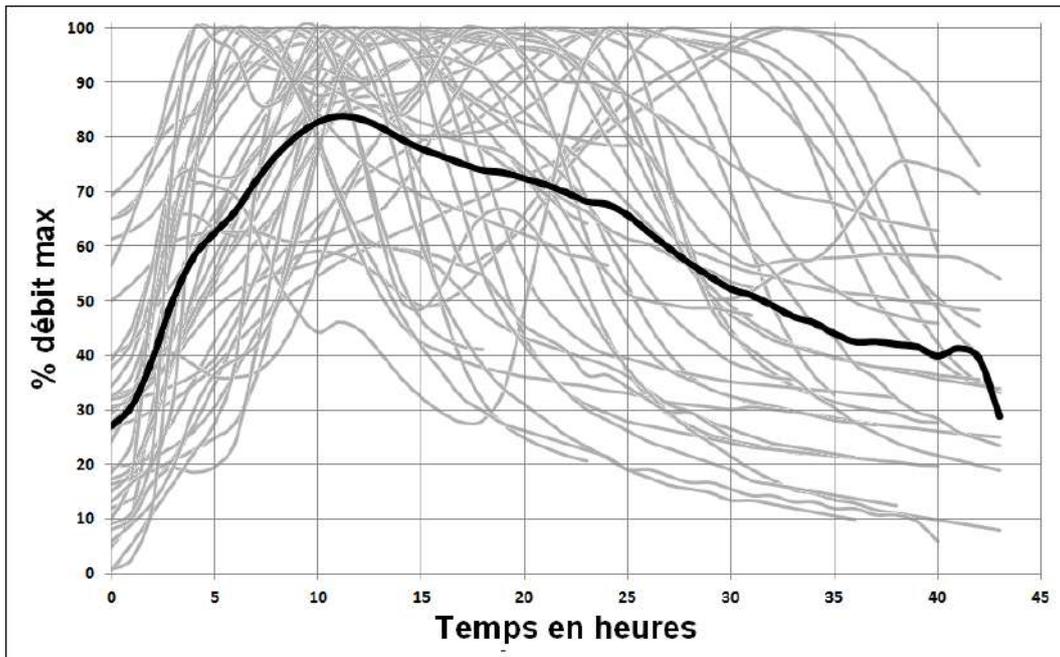


Figure 112: crues observées à la station de Donga/Pont pour les saisons des pluies 2001-2002. Crues observées en grisés, crue moyenne en fonction de celles-ci en noir.

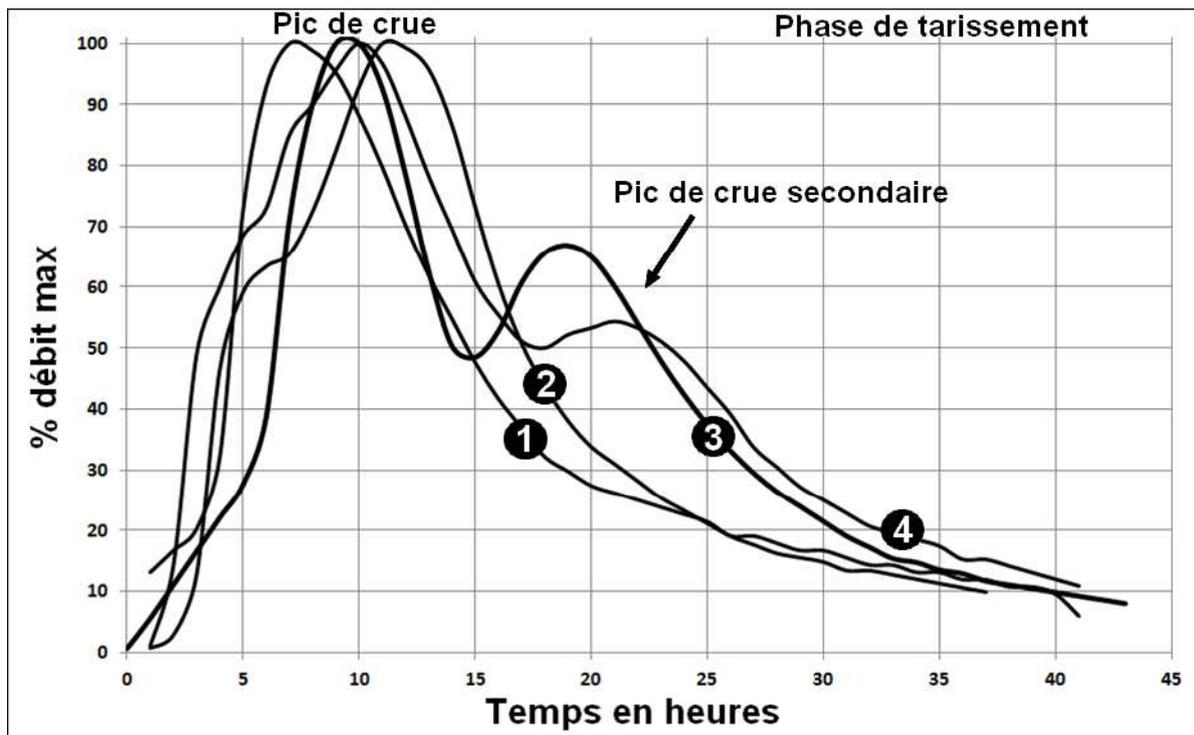


Figure 113 : formes de quelques crues associées à des évènements pluvieux impulsionnels (évènements pluvieux monomodales de quelques heures). Les hydrogrammes 3 (26 juin 2002) et 4 présentent deux pics de crue.

La figure 114 représente la carte des temps de transfert et des isochrones sur le bassin de la Donga par la méthode FTM. Le paramètre de dimension fractale D_f choisi a une valeur de 1,1. Ce choix s'explique en premier lieu parce qu'il correspond à la valeur optimum de calage sur des hydrogrammes observés établis sur des bassins de la même zone lors d'une étude antérieure (Onibon et Depraetere, 1999). Nous verrons que cette hypothèse fractale s'avère

également satisfaisante dans le cas du bassin du Térou. Le temps de transfert maximal est de 24h30. L'histogramme des fréquences de temps de transfert présente plusieurs pics de fréquence vers 7 heures et un second vers 18 heures. Bien que moins marqué, un troisième mode s'observe vers 13 heures. Le caractère multimodal reflète les caractéristiques propres de l'empreinte hydrologique du bassin. Il explique les deux pics de crue associé à un seul évènement des crues 3 et 4 de la figure 113. En supposant d'une part l'occurrence d'une pluie impulsionnelle uniformément répartie sur le bassin, d'autre part en négligeant les phénomènes de diffusion et d'étalement des crues, la forme de l'hydrogramme serait celui de l'histogramme des fréquences de temps de transferts assimilables à un Hydrogramme géomorphologique impulsionnel (HGI). Avec un temps de transfert maximal de 24h30 sur le drain le plus long de 53 km, la vitesse moyenne d'écoulement serait de l'ordre de 2,1 km/h, soit environ 3km/h pour l'onde de crue, ce qui est cohérent avec un profil en long de pente inférieure à 0,1%.

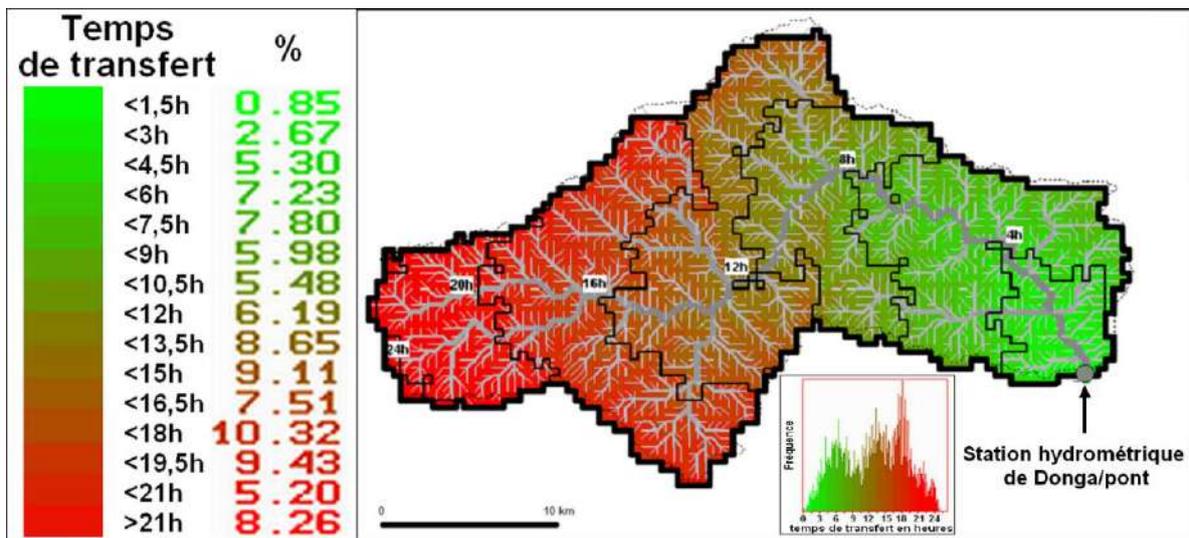
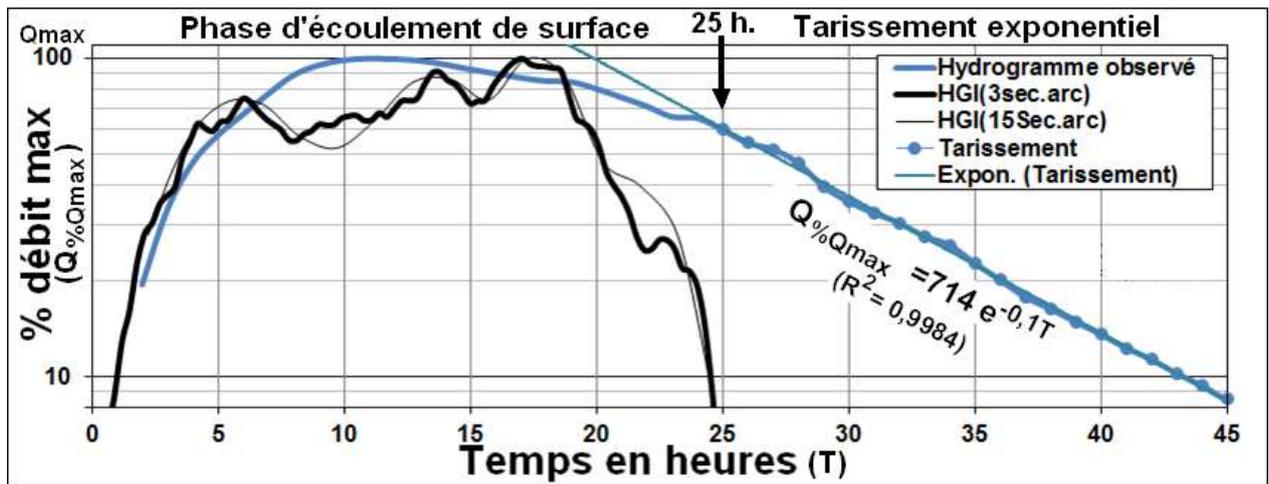


Figure 114: fonction de transfert et isochrones sur le bassin de la Donga avec la méthode FTM pour une valeur de dimension fractale Df=1,1.

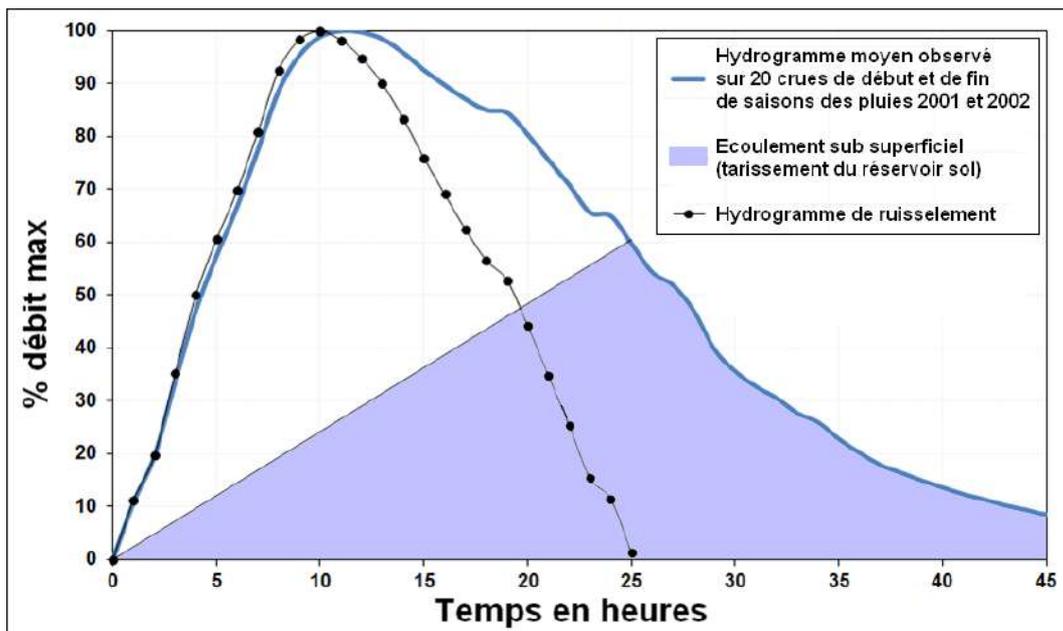
La figure 115 permet de comparer l'histogramme des fréquences des temps de transfert FTM avec l'hydrogramme moyen établis sur 20 crues pouvant être considérées comme impulsionnelles sur les saisons des pluies 2001 et 2002. On notera que l'échelle log des débits fait apparaître clairement une phase de tarissement exponentiel caractéristique de la vidange du réservoir sol telle que :

$$Q_{\%Q_{max}} = 714 e^{-0,1.T} \quad (Q_{\%Q_{max}} \text{ débits en \% du pic de crue et } T \text{ temps en heures)}$$

Conformément aux propriétés attendues de FTM, l'HGI obtenu à une résolution de 15'' d'arc (~500 mètres) est identique à celui obtenu avec la pleine résolution 3'' d'arc (~100 mètres).



Partant de cette observation, il est possible d'établir un hydrogramme de ruissellement (HR) correspondant aux seuls écoulements superficiels (figure 116).



Quelques remarques s'imposent en comparant le HR avec l'HGI. Les débits en début et en fin de phase de ruissellement sont comparables. En revanche, constat doit être fait que les trois modes de l'HGI ne sont guère perceptibles sur l'HR si ce n'est un léger rebond vers 18 heures en correspondance avec le pic principal de l'HGI. Comme déjà mentionné, ce détail est par ailleurs cohérent avec les cas des crues 3 et 4 de la figure 113. La différence fondamentale apparaît au regard du pic de ruissellement à 10 heures de l'HR qui s'avère en opposition de phase avec l'HGI. Deux explications peuvent être invoquées. La première tient au fait que les crues sélectionnées pour établir l'HR ne peuvent correspondre exactement aux

hypothèses sous-jacentes à l'HGI, notamment le fait que les pluies et l'état initial des sols ne peuvent être homogènes à l'échelle d'un bassin de la taille de la Donga. Le deuxième argument est d'ordre plus général puisqu'il faut rappeler qu'une crue est une onde diffusante (la vitesse de la crue est supérieure à celle de l'écoulement) associée à des phénomènes d'étalement au fur et à mesure de son parcours, autant de processus que la méthode FTM ne prend pas en compte. Toute chose égale par ailleurs, l'étalement est lié à la distance parcourue. Il est donc probable que l'étalement des pics observés vers 13 heures (pic 2a ~32 km) et 18 heures (Pic 2b ~ 42 km) doit se révéler bien plus amorti que celui vers 6 heures (Pic 1 ~14 km) sur l'HGI. Les étalements combinés et différenciés des trois pics de temps de transferts assimilés à des ondes crues et moyennés sur plusieurs cas observés expliquent pour une bonne part que le pic de crue de HR s'observe vers 10 heures, soit approximativement entre le pic 1 et les pics 2a et b de l'HGI. Il n'en demeure pas moins que l'empreinte hydrologique que fournit le HGI constitue une hypothèse géomorphologique cohérente pour expliquer la forme des crues bimodale ou avec plateau des figures 111B et C.

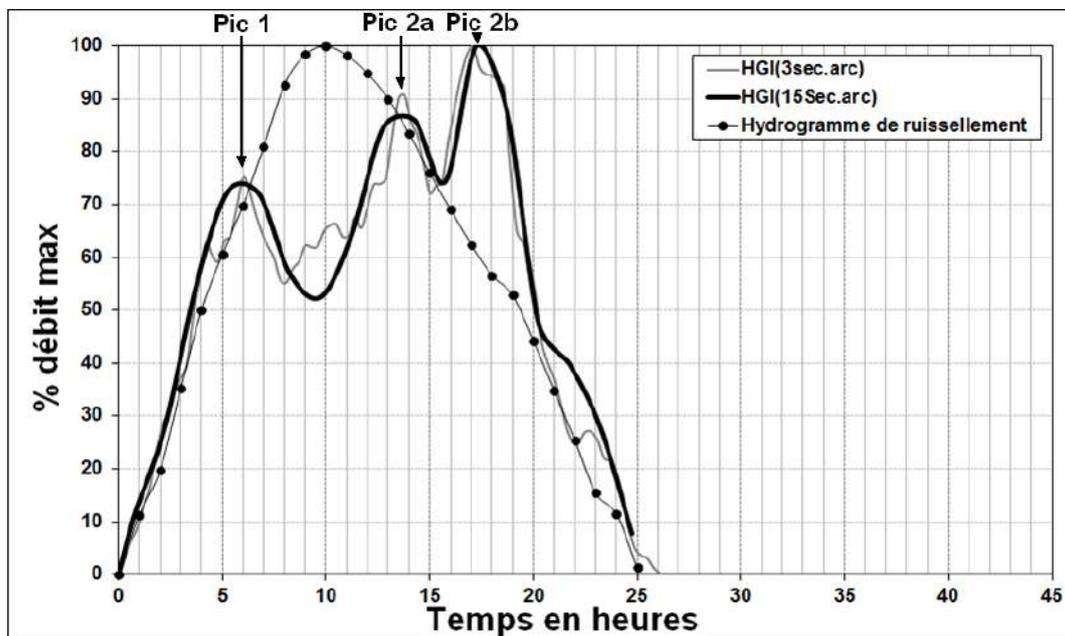


Figure 117 : comparaison entre l'hydrogramme de ruissellement (HR) et l'hydrogramme de géomorphologie impluviale (HGI) sur le bassin de la Donga à la station de Donga/Pont

Sur cet exemple, on retiendra que la méthode FTM est géométriquement satisfaisante et s'avère peu sensible à la résolution du MNT. En revanche compte tenu des hypothèses simplificatrices sur les processus de transfert, elle ne peut prétendre être physique et suppose un calage de l'hypothèse fractale (en l'occurrence $D_f=1,1$) sur des données observées. Cette méthode conceptuelle apparaît cependant comme une approche opérationnellement satisfaisante pour estimer la forme générale des crues sur des bassins non jaugés en zone de plaine de type ouest-africain (Adeaga et al. 2006).

Qualification hydrologique des MNT:

En conclusion à ce chapitre méthodologique, il faut tenter une synthèse de ce qu'est un MNT « hydrologiquement qualifié » pour des applications hydrogéomorphométriques. L'apport méthodologique spécifique de cette étude a porté sur les points suivants:

- a./ Approche kampéométrique des mesures des trois courbures de terrain (convexités horizontale, verticale et transversale) en facilitant une interprétation géométrique.
- b./ Méthode SEAD de sous échantillonnage de MNT permettant de minimiser la perte d'amplitude altitudinale et donc de préserver au mieux les systèmes de pente.
- c./ Méthode ILCDD de correction ad hoc du modèle de drainage minimisant la modification du champs d'altitude (méthode « du lac ») et forçage des altitudes par le bas (« vidange ») pour obtenir un MNT hydrologiquement exempt de dépressions parasites.
- d./ Méthode SMART ayant pour objet de seuiller objectivement le réseau de talweg en fonction de critères hydrogéomorphométriques.
- e./ Méthode DRAMP variante de la méthode Beven permettant de paramétrer le drainage multidirectionnel des écoulements sub superficiels sur versants.
- f./ Méthodes TOPASE et FTM capables de valider sur des critères hydrologiques les systèmes de pentes des écoulements superficiels (« chemins de l'eau ») sur des bassins.

La méthode de partition en massif MAPAM (Massif Partitioning Method) ne relève pas directement d'applications hydrologiques bien qu'elle ne soit qu'une variante de la méthode d'extraction des bassins versants. Toutefois, elle présente un intérêt indirect pour déterminer les zones lithologiquement homogènes. Les massifs contrairement aux bassins tendent à être associés à des compartiments morpho-structuraux spécifiques. Ceci est évident sur le cas de la Martinique avec identification des massifs associés aux principaux domaines géologiques de l'île (voir figure 86A). En ce sens, la classification en massifs contribue peut être plus qu'une carte géologique, en général peu adaptée à la paramétrisation hydrologique, à une définition objective des unités hydrologiques homogènes. Ceci s'applique autant au transfert (rugosité, dimension fractale des chemins de l'eau...) que de la production (infiltration, perméabilité, porosité ...).

2.8 Autres méthodes d'analyse des objets hydrogéomorphométriques:

Classement par rang de taille et rapport par rang :

Cette méthode d'analyse élémentaire est reprise de travaux antérieurs sur les îles (Depraetere 1991), les lacs (Ferry, Depraetere & Robison, 1995), les massifs (Depraetere et Riazanoff, 2004). Cette méthode procède des propriétés fractales de nombreux objets géographiques (Depraetere et Dahl 2007, Depraetere, part 2, 2008) permettant d'estimer leur fréquence théorique ou « densité de probabilité » dans une classe de valeurs. Elle permet de comparer le comptage établi sur les observations et une valeur estimée calculée à partir d'une fonction du type suivant :

$$f(r) = A(N+1-r)^b/r^a$$

avec r le rang, N la valeur maximale $f(1)=N$; A constante de normalisation ; (a, b) paramètres d'ajustements.

Cette fonction est une version discrétisée d'une distribution β généralisée par ailleurs largement utilisée dans diverses branches scientifiques (Martínez-Mekler et al., 2009) depuis

la linguistique avec la loi de Zipf (1935) jusqu'à la bibliométrie avec la loi de Lotka (1926) sur le nombre de publication annuelle des chercheurs indicateur de « leur productivité » (*sic*). Les propriétés de ces fonctions doivent aussi être mises en relation avec la loi de Pareto (1971) aussi communément appelée loi des 20-80 car elle pose que 80% des effets viennent de 20% des causes sans que ce chiffre de 80 soit applicable dans tous les domaines.

Du fait de la simplicité, de la robustesse et de l'universalité de la méthode pour les applications géographiques notamment, il convient de proposer une terminologie *ad hoc* arrêtant de façon précise la signification des traitements et des résultats. Concernant la distribution des tailles des massifs et des bassins versants, ils constituent en quelque sorte « l'empreinte » statistique du partitionnement qui est propre à chaque domaine. Le terme « d'ichnos » (*ἰχνοσ*, empreinte en grec) pourrait s'appliquer spécifiquement à cette caractéristique de distribution par taille d'un objet géographique. Dans notre cas, les massifs correspondent à l'ichnos « externe » ou exo-ichnos indiquant les caractéristiques de fragmentation du paysage en fonction des points hautes. Pour les bassins versants, il s'agit de l'empreinte « interne » ou endo-ichnos reflétant le gradient d'échelles des unités hydrologiques en fonction des points bas. La combinaison de ces deux ichnos réalise une synthèse des propriétés topographiques liées aux contraintes hydromorphogéniques, structurales et tectoniques.

Comme évoqué précédemment, chaque île compose une « empreinte » hydrologique (figure 86A) et morpho-structural (figure 86A') qui lui est unique. Elle se traduit par une hiérarchie de bassins versants (figure 118A) et de massifs (figure 118B) dont les propriétés lui sont propres ; 15 bassins de plus de 15 km² et 6 massifs élémentaires de plus de 10 km² pour la Martinique.

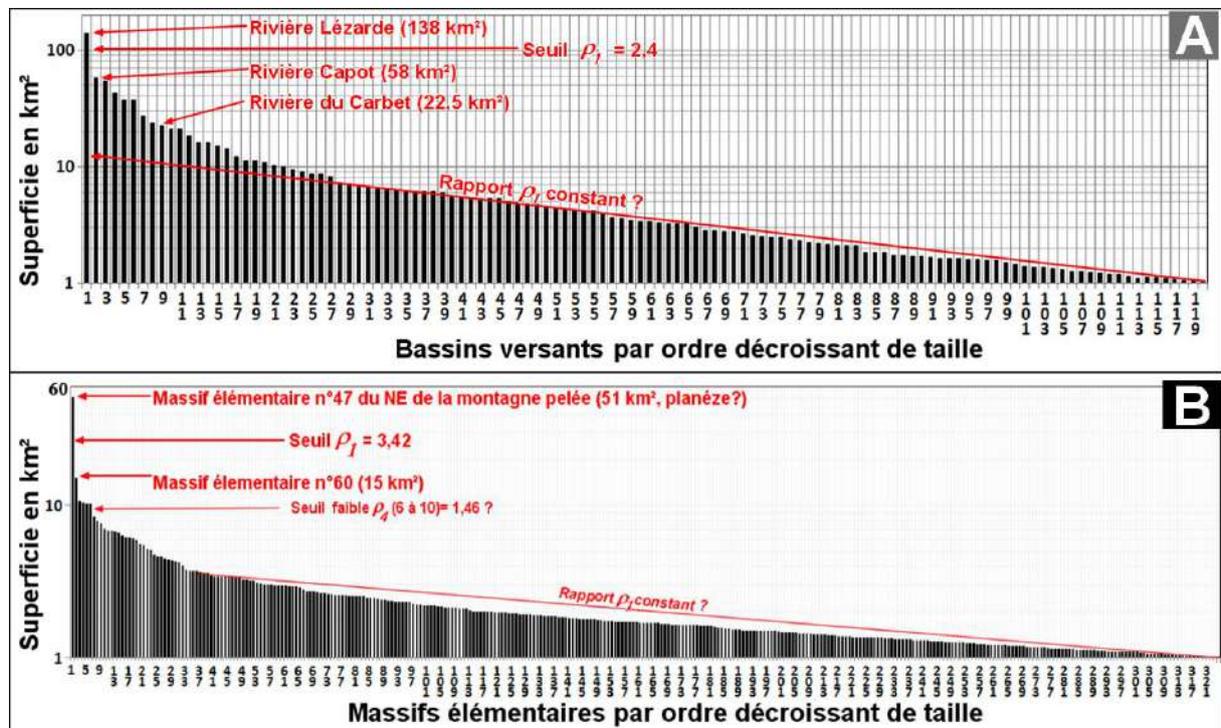


Figure 118 : Classement par rang d'objets dérivés du MNT Litto3D_SEAD-25m

A./ Bassins versants de la Martinique par ordre décroissant de superficie

B./ Massifs élémentaires (ordre 0) de la Martinique par ordre décroissant de superficie

Cette distribution par rang des tailles des bassins versants et des massifs aboutit à une définition objective des particularités des entités géographiques comme cela avait été proposé pour l'analyse des archipels (Depraetere, 1991). Les cas extrêmes notamment le bassin et le massif le plus grand permettent de déterminer le caractère plus ou moins régulier de la distribution des tailles : chaque élément i classé par rang est affecté d'un indice de rapport de taille relatif T avec son suivant ($i-1$) selon le principe :

$$T_i = S_i / S_{i-1}$$

avec $T_i >= 1$ et S caractéristique mesurée (en l'occurrence la superficie)

Fréquemment, les distributions sont progressives pour les petites superficies alors que les grands éléments font apparaître des « monstres » faisant contraste avec l'ensemble du spectre. Cette phénoménologie statistique est parfois qualifiée par un terme complexe « *hapax legomène* » signifiant « *quelque chose qui n'est dit qu'une fois en référence à l'occurrence unique d'un mot dans un texte* » (Liddell et al., 2001). Plus simplement pour qualifier des cas extrêmes hors normes dans le domaine des phénomènes naturels, le terme de « *tératiques* » (du grec *teratos*, monstre) sera utilisé pour indiquer des anomalies liées au dispositif morpho structural. Pour la Martinique, le plus grand bassin est dans un rapport T_1 de 2,4 avec le second ($T_1 = S_1 / S_2 = 138 \text{ km}^2 / 58 \text{ km}^2 = 2,4$). On notera que ces deux bassins se déversent dans la seule grande baie de l'île, les baies favorisant la concentration des écoulements au sein de grand bassin. Toute chose égale par ailleurs une île ne présentant pas d'indentation majeure de la côte devrait donc avec une distribution plus régulière des tailles de bassins en particulier pour les plus étendus. De même pour les massifs élémentaires, le plus grand élément est dans un rapport de 3,42 avec le second : $T_1 = S_1 / S_2 = 51,2 \text{ km}^2 / 15 \text{ km}^2 = 3,42$. Ce massif « *tératique* » ainsi que les suivants sont localisés sur le flanc est de la Montagne Pelée ce qui dénote la spécificité de ce versant peu disséqué du fait de l'âge récent des coulées de lave. Cette méthode peut être appliquée aux massifs d'ordres supérieurs ; $T_1 = 1,23$ (massif de la Montagne Pelée) à l'ordre 2 (figure 119A) ; $T_1 = 2,67$ (massif du Vauclin) à l'ordre 4 (figure 119B). Cette approche descriptive permet donc de normaliser l'analyse de la distribution des tailles des unités géographiques objectives que sont les bassins et les massifs en dégagant les particularismes liés aux cas tératiques. Dans le cas considéré, la Martinique présente des contrastes de taille de massif plus erratiques que les bassins versants.

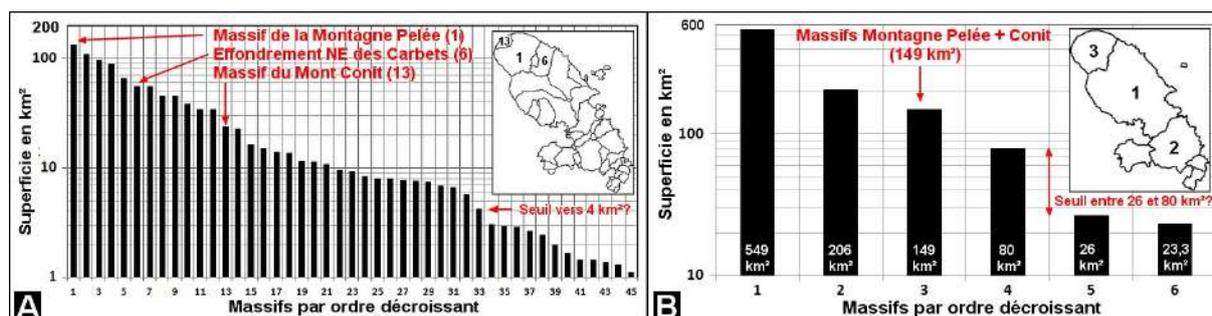


Figure 119 : Massifs d'ordre 2 (A) et 4 (B) de la Martinique par ordre décroissant de taille (Depraetere et Lalubie, janvier 2012, à partir du MNT LITTO3D_SEAD_25m)

Distribution statistique des tailles d'objets et méthode comptage de boîte :

La méthode comptage de boîte ("box-counting") définit la répartition d'une population de tailles d'objets selon une courbe des fréquences cumulées telle que $f(S)$ fréquence des objets dont la taille est supérieure à S . Cette méthode appliquée à des bassins versants ou des massifs permet de quantifier les propriétés de distribution de taille des unités

hydrogéomorphométriques structurant le paysage en fonction des points bas et des points hauts. Comme sur l'exemple des massifs et des bassins versants de la Martinique de la figure 120, les courbes $\text{Ln}(F)/\text{Ln}(S)$ tendent à se structurer en segments de droite telles que $F = a S^{-b}$ (ou $\text{Ln}(F) = -b \text{Ln}(S) + a$). Le paramètre b de la fonction de régression est assimilable à un indice fractal dans une gamme de valeurs données. Pour les massifs de la Martinique, ce paramètre est de 0,52 en-deçà de 4 km², et de 1,06 au-delà de cette superficie. Il est intermédiaire entre ces deux valeurs pour les bassins versants.

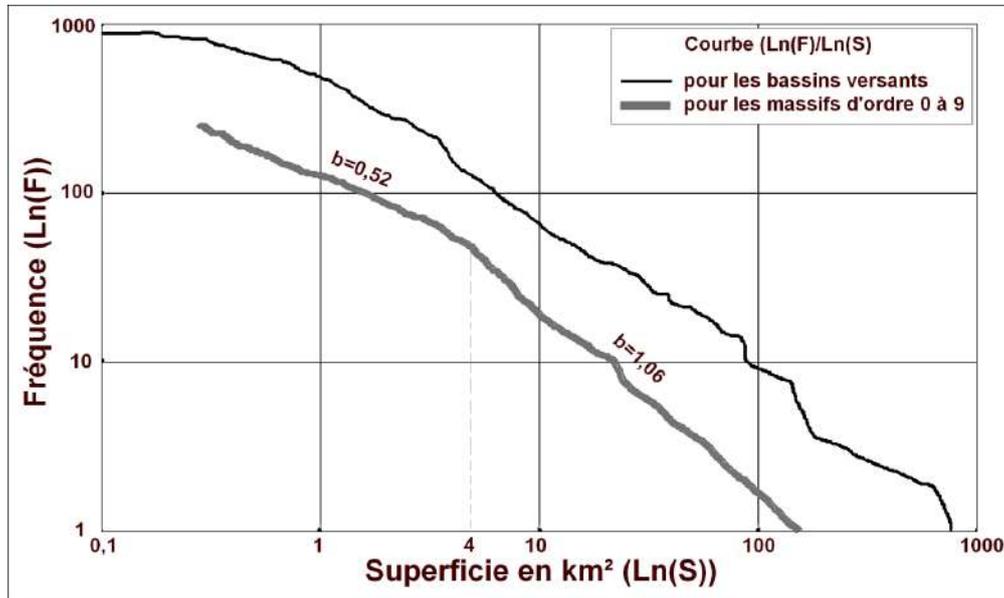


Figure 120 : courbes fréquences/surfaces pour les bassins versants et les massifs (ordre 0 à 9) sur la Martinique (établies à partir du MNT SRTM)

Les propriétés de ce type de courbe est utilisée pour estimer la dimension fractale d'une structure spatiale selon le principe du Box-Counting (Burrough 1986). Partant de la fonction de distribution $F = a S^{-b}$, la dimension fractale D_f est telle que $D_f = 2.b$.

Conclusion du chapitre 2 :

L'étude qui suit présente une exploitation systématique du MNT Litto3D sur tout ou partie de l'île de la Martinique. Elle met l'accent notamment sur la sensibilité des résultats en fonction de la résolution du MNT. En effet, une méthode pourra d'autant plus prétendre à être fondée sur des principes physiques que les résultats en seront peu modifiés par la résolution dans une gamme d'échelles assez large. A défaut, connaître le biais qu'introduit la résolution dans les résultats permettra de les corriger de façon à les ramener à des échelles compatibles avec les processus physiques dominants. Cette question est également déterminante pour qualifier les MNT SRTM et ASTER à des fins hydrogéomorphométriques sur des zones non couvertes par des MNT LIDAR.

Chapitre 3 :
Exemples d'études
hydrogéomorphométriques
en Martinique et dans la Caraïbe

Exemple d'études hydrogéomorphométriques en Martinique et dans la Caraïbe:

L'étude hydrogéomorphométrique de l'île de la Martinique se basera sur les acquis méthodologiques esquissés dans le chapitre précédant et exploitera le MNT LITTO3D déjà utilisé pour les démonstrations. Ce MNT métrique n'étant disponible que sur cette île et l'archipel de la Guadeloupe, le MNT hectométrique SRTM sera mis à contribution dans la partie finale d'étude régionale afin de comparer les résultats obtenus sur la Martinique avec d'autres îles volcaniques présentant des caractéristiques d'ensemble communes notamment dans les petites Antilles comme Basse-Terre, la Dominique, Sainte-Lucie, Grenade et Saint-Vincent. Le contexte morpho structural de la Caraïbe et des Petites Antilles sera esquissé en introduction à ce chapitre.

3.1 Contexte régional insulaire de la Martinique:

Le fait que l'île de la Martinique ait été choisie peut paraître fortuit sachant que le MNT LITTO3D était également disponible sur les côtes métropolitaines. En fait, le contexte insulaire présente l'avantage de définir objectivement la zone étudiée sans les problèmes d'effet de bord sur des fenêtres. Faisant partie de l'arc des Petites Antilles, cette île partage avec les autres terres de l'archipel des formations et les formes à dominantes volcaniques avec cependant des contrastes liés à leur ancienneté. Ces deux éléments constituent des conditions expérimentales adaptées à l'analyse de l'évolution des formes en fonction du temps d'exposition des reliefs aux processus morphogéniques notamment ceux liés à l'hydrologie. La Martinique comme nous allons le voir constitue un terrain d'expérimentation et d'étude idéal pour notre sujet.

Procédant de l'enfoncement de la plaque Caraïbe sous la poussée de la plaque Atlantique, elle inclut de façon continue les formations des arcs tectoniques externes et interne ce qui n'est pas le cas pour l'archipel guadeloupéen (île haute de Basse-Terre sur l'arc interne, îles basses de Grande-Terre, Marie-Galante et la Désirade sur l'arc externe). A l'échelle régionale, cette île occupe la partie centrale de l'arc des Petites Antilles (figure 121) et en est le volcan le plus étendu avec 1100 km² émergés pour un total de 5000 km² y compris la partie sous-marine (figure 120). La Martinique est représentative d'un groupe de 16 îles de plus de 100 km² tel que le montre l'histogramme de classement par taille des composants insulaires de l'archipel des Petites Antilles. Cette méthode permet de distinguer statistiquement la classe des « grandes îles » dont font partie des territoires français (La Martinique, Basse-Terre, Grande-Terre, Marie Galante et Saint-Martin) de celle des « petites îles » avec notamment Saint-Barthélemy, Saint-Eustache, Saba et La Désirade. Entre ces deux types de magnitudes s'observe une lacune dans la distribution avec seulement deux îles entre les superficies de Saint-Barth (22,5 km², la plus grande des petites îles) et Saint-Martin (93,5 km² la plus petite des grandes îles). Il est probable que ces 2 classes séparées par un hiatus n'est pas fortuit mais manifeste une magnitude privilégiée dans la manifestation des phénomènes volcaniques et leur démantèlement progressifs sous les effets conjuguées de la tectonique et de l'érosion marine et terrestre. Il est à noter que la classification par rang des superficies autorise une analyse élémentaire des anomalies de distribution de taille objectivement des classes de magnitude.

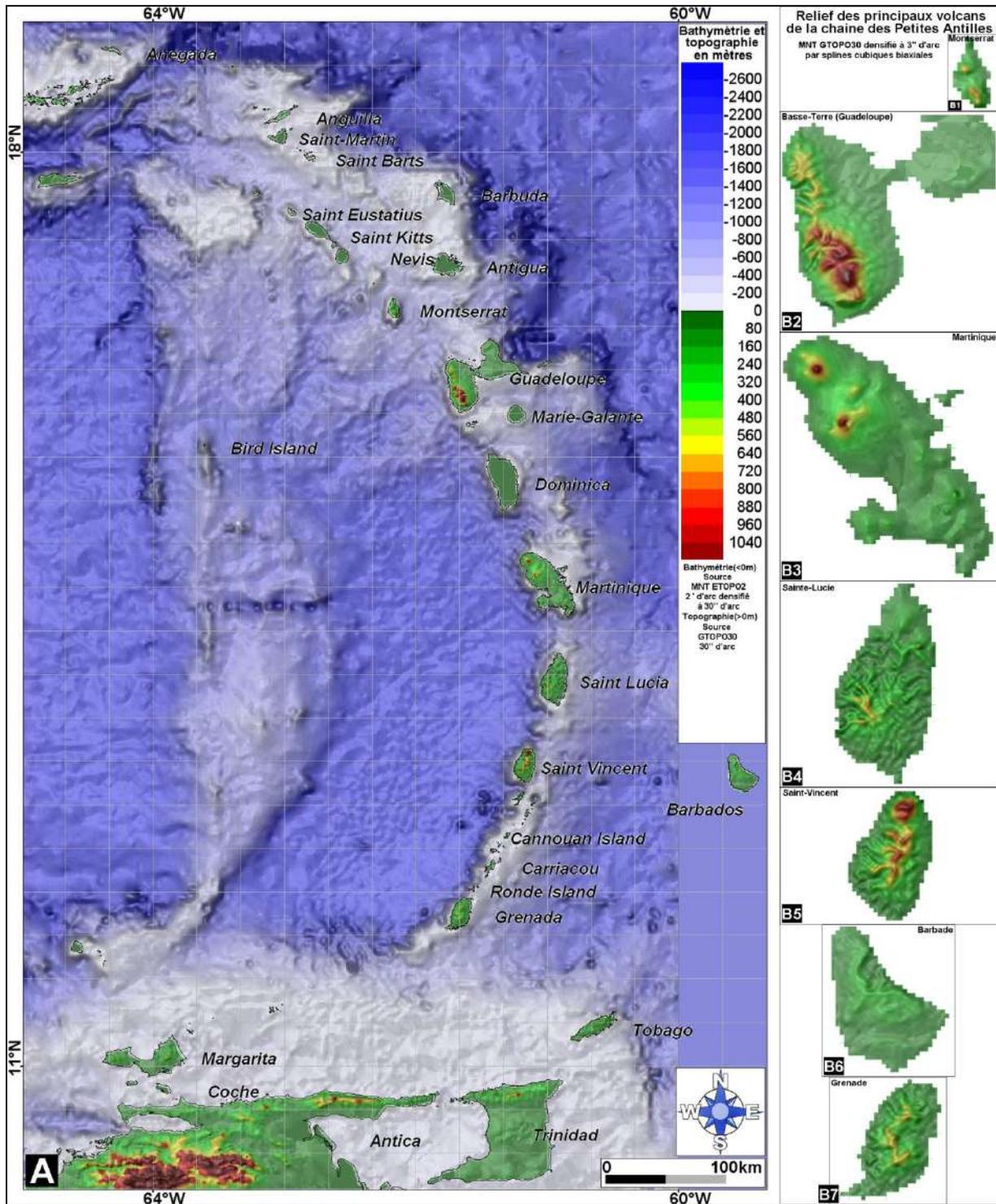


Figure 121: L'île de la Martinique dans le contexte de la chaîne de volcans des Petites Antilles
A./ Carte réalisée en combinant le MNT ETOPO2 pour la Bathymétrie et le MNT GTOPO30 pour la topographie.
B./ Cartes obtenues en densifiant le MNT GTOPO30 de 30'' ($\approx 1\text{km}$) d'arc à 3'' d'arc ($\approx 100\text{m}$) suffisantes pour donner un aperçu général sur le relief.

Tableau 7 : caractéristiques majeures des îles (>5 km²) des Petites Antilles (GID, 2010)

ID_Island	Name_Island	country_code	Sub_Country_code	Area_km2	Perimeter_km	Dist_Continent_km	ElevMax_SRTM_m	ElevAve_SRTM_m	ElevMax_GTOPO30_m	ElevAve_SRTM_m	Elev_Index	Elev_Type	RainfallYear_mm	RainMaxMonth_mm	TempAve_°C	TempMinMonth_°C	TempMaxMonth_°C
320 260 000 002 330	Guadeloupe	FR	GP	1468,9	319,0	556,8	1454	249	1264	277	1,4	1,0	2035	266	26,1	24,2	27,7
320 260 000 002 710	Martinique	FR	MQ	1140,6	322,3	400,0	1377	261	1104	280	1,5	1,0	2163	286	26,2	24,7	27,3
320 260 000 003 540	Dominica	DM		764,4	154,4	482,6	1420	450	1	283	2,0	2,0	2151	272	26,3	24,8	27,4
320 260 000 004 090	Saint Lucia	LC		620,0	159,9	329,3	876	249	728	295	1,4	1,0	2199	286	26,5	25,2	27,5
320 260 000 005 200	Barbados	BB		443,1	98,6	345,3	339	126	321	144	-0,3	0,0	1384	199	26,7	25,2	27,6
320 260 000 006 160	Saint Vincent	VC		352,7	91,7	263,4	1202	390	1144	495	4,1	2,0	2161	268	26,7	25,8	27,5
320 260 000 006 510	Grenada	GD		323,2	124,9	137,7	823	266	614	306	2,0	2,0	1807	233	26,7	25,4	27,7
320 260 000 007 140	Antigua	GB	AG	283,8	143,9	685,1	387	107	1	68	-0,6	0,0	1744	253	26,0	24,1	27,5
320 260 000 009 890	Saint Kitts	KN	KN	173,6	86,8	708,3	1041	267	1	170	2,2	2,0	1266	189	26,5	24,9	27,7
320 260 000 010 270	Barbuda	GB	AG	163,4	111,3	747,4	48	13	1	23	-1,7	-1,0	1217	165	26,2	24,5	27,6
320 260 000 010 280	Marie-Galante	FR	GP	163,2	53,3	565,5	196	101	9	64	-0,9	0,0	2235	272	26,3	24,5	27,4
320 260 000 014 220	Montserrat	GB	MS	100,4	47,0	653,4	889	325	733	381	4,5	2,0	1656	213	26,1	24,3	27,4
320 260 000 014 620	Nevis	KN	KN	96,6	39,6	697,0	961	266	1	169	2,7	2,0	1266	189	26,5	24,9	27,7
320 260 000 014 960	Saint-Martin	FR		93,6	66,5	799,6	415	156	1	99	0,3	0,0	1453	184	27,0	25,3	28,2
320 260 000 017 060	Anguilla	GB	AI	75,8	68,1	818,8	70	39	1	27	-1,5	-1,0	1632	219	26,9	25,1	28,2
320 260 000 026 610	Carriacou	GD		35,3	41,5	193,0	285	135	169	137	1,0	1,0	2035	254	26,7	25,7	27,7
320 260 000 035 120	Saint Barts	FR	BL	22,5	34,6	787,5	271	139	1	88	0,6	1,0	1353	188	26,6	25,0	27,9
320 260 000 035 550	Saint Eustatius	NL	AN	22,1	22,4	741,2	570	299	1	190	3,5	2,0	1310	189	26,6	24,9	27,9
320 260 000 035 740	La Desirade	FR	GP	21,9	29,4	619,1	279	169	224	182	2,0	2,0	2224	259	26,2	24,5	27,4
320 260 000 039 190	Bequia	VC		18,7	34,5	254,3	260	156	179	162	1,7	1,0	2143	268	26,7	25,8	27,5
320 260 000 046 370	Saba	NL	AN	14,1	16,1	760,7	854	361	1	230	6,5	2,0	1340	165	26,8	25,2	28,0
320 260 000 058 890	Sand Cay	VC		9,4	18,1	207,2	271	157	186	145	2,3	2,0	2125	251	26,6	25,8	27,3
320 260 000 060 850	Cannouan	VC		8,9	23,1	222,1	235	115	117	122	1,7	1,0	2125	251	26,6	25,8	27,3
320 260 000 067 200	Lower Saint	FR	GP	7,5	13,2	565,6	288	147	1	93	1,7	1,0	1863	237	26,1	24,5	27,2
320 260 000 072 040	Mustique	VC		6,7	14,4	243,8	140	79	118	87	0,6	1,0	2125	251	26,6	25,8	27,3
320 260 000 081 090	Saint Peter	FR	GP	5,4	17,2	567,5	282	136	1	86	1,9	1,0	1863	237	26,1	24,5	27,2
Données de Global Islands Database (GID) 2010*																	
île	ID_Island	Code insulaire international (source GID Depraetere)															
île	Name_Island	Nom de l'île (version anglaise) (Depraetere)															
île	Country_code	Code pays															
île	Sub_Country_code	Code sous-pays (territoire)															
géographie	Area_km2	Superficie en km ² (source GSHHS**)															
géographie	Perimeter_km	Perimètre en km ² (source GSHHS)															
géographie	Dist_Continent_km	Distance en km au continent le plus proche (Depraetere)															
Altitudes	ElevMax_SRTM_m	Altitude maximale du MNT SRTM*** en mètres															
Altitudes	ElevAve_SRTM_m	Altitude moyenne du MNT SRTM en mètres															
Altitudes	ElevMax_GTOPO30_m	Altitude maximale du MNT GTOPO30**** en mètres															
Altitudes	ElevAve_SRTM_m	Altitude moyenne du MNT GTOPO30 en mètres															
Altitudes	Elev_Index	Indice de relief (Depraetere)															
Altitudes	Elev_Type	Type de relief (Depraetere)															
Pluies	RainfallYear_mm	Pluies annuelles en mm d'après WORLDCLIM*****															
Pluies	RainMaxMonth_mm	Pluies mensuelles max en mm d'après WORLDCLIM															
Températures	TempAve_°C	Températures moyennes annuelles en °C d'après WORLDCLIM															
Températures	TempMinMonth_°C	Températures mensuelles min en °C d'après WORLDCLIM															
Températures	TempMaxMonth_°C	Températures mensuelles max en °C d'après WORLDCLIM															
* Depraetere et Dahl, World Conservation Monitoring Centre (WCMC), United Nations Environmental Programme (UNEP), Cambridge, United Kingdom, 2010 (cf. GID http://gid.unep-wcmc.org/)																	
** GSHHS : Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database, 1996 Wessel, P., and W. H. F. Smith, A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database, J. Geophys. Res., 101, #B4, pp. 8741-8743, 1996.																	
*** SRTM : Shuttle Radar Topography Mission, 2003																	
**** GTOPO30 : Global Topography 30" of arc, 1997																	
***** WORLDCLIM : Global Climate Database. 2005 Hijmans, R.J., S.E. Cameron, J.L. Parra, P.G. Jones and A. Jarvis, 2005. Very high resolution global land areas. International Journal of Climatology 25: 1965-1978.																	

Copyright © 2010
Global Island Database.
All Rights Reserved.

Les températures sont semblables sur l'ensemble de l'arc alors que les différences pluviométriques s'expliquent par l'importance des massifs montagneux ; plus de 2000mm/an sur Basse-Terre, Martinique, Dominique, St-Vincent ... ; 1200 mm/an sur Barbade, Barbuda, Saba ... La Martinique apparaît donc comme représentative des îles montagneuses de l'arc interne (massifs du Conit, de la Montagne Pelée, du Morne Jacob et des Carbets) et des îles plus basses de l'arc externe (Massif du Vauclin, Sainte Anne, ...).

3.2 La Martinique en tant que prototype de l'arc volcanique des Petites Antilles:

Cette île étant prise en exemple, il est capital d'en déterminer la représentativité au moins dans le contexte de l'arc antillais. Dans ce contexte géotectonique, la morphologie d'ensemble peut être résumée par les variogrammes directionnels de la figure 123; commandement moyen des reliefs de 220 mètres pour une portée de 6,5 km avec un contraste entre l'axe NW-SE et sa perpendiculaire.

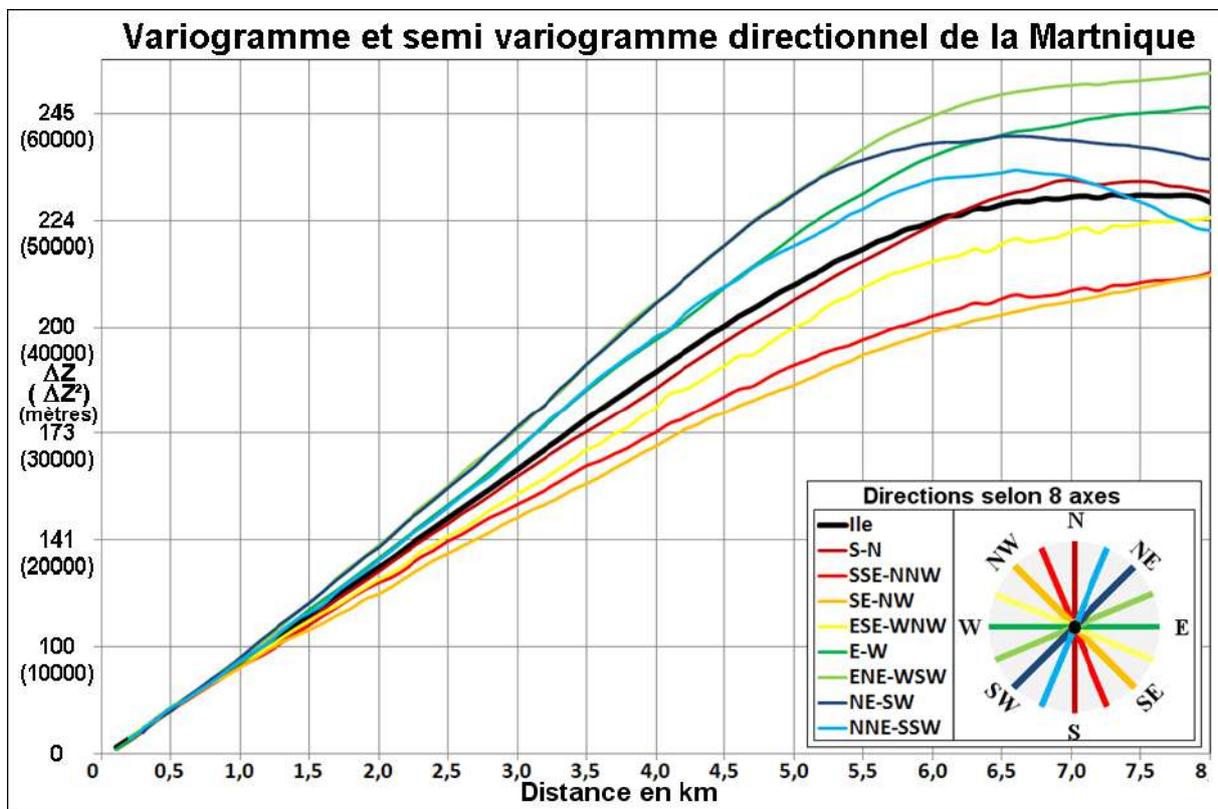


Figure 123: variogrammes directionnels de la Martinique (*MNT LITTO3D_SEAD_25m*)

Son intérêt spécifique tient à ce qu'elle juxtapose géographiquement et de façon continue plus de 30 millions d'années d'activité volcanique selon un gradient SE-NW (figure 124A) : volcanisme essentiellement sous-marin de la presqu'île de la Caravelle et la péninsule de Sainte-Anne (Oligocène, > 10⁶ années) ; laves massives du Miocène du massif médian de l'île développé dans le graben NNE-SSW partiellement ennoyé au niveau de la Baie de Fort-de-France ; formations éruptives et pyroclastiques du Miocène des massifs montagneux du Morne Jacob, des Carbets, de la Montagne Pelée et du Mont Conil.

L'approche hydrogéomorphométrique permet de partitionner l'île en unités hydrologiques (bassins versants) et en unités morpho-structurales (massifs) selon des critères strictement topographique (Figures 125). Ces unités objectives peuvent faire l'objet

d'analyses cartographiques et statistiques spécifiques de façon à discerner la répartition des facteurs influençant la genèse et l'évolution des formes ; les pentes (figures 125A et C) et l'orientation par rapport au vent dominant (figures 125B et D). L'île offre donc un contraste Est-Ouest en matière de pente (figure 125E), opposition que l'on retrouve sur les versants au vent et sous le vent (figure 125F).

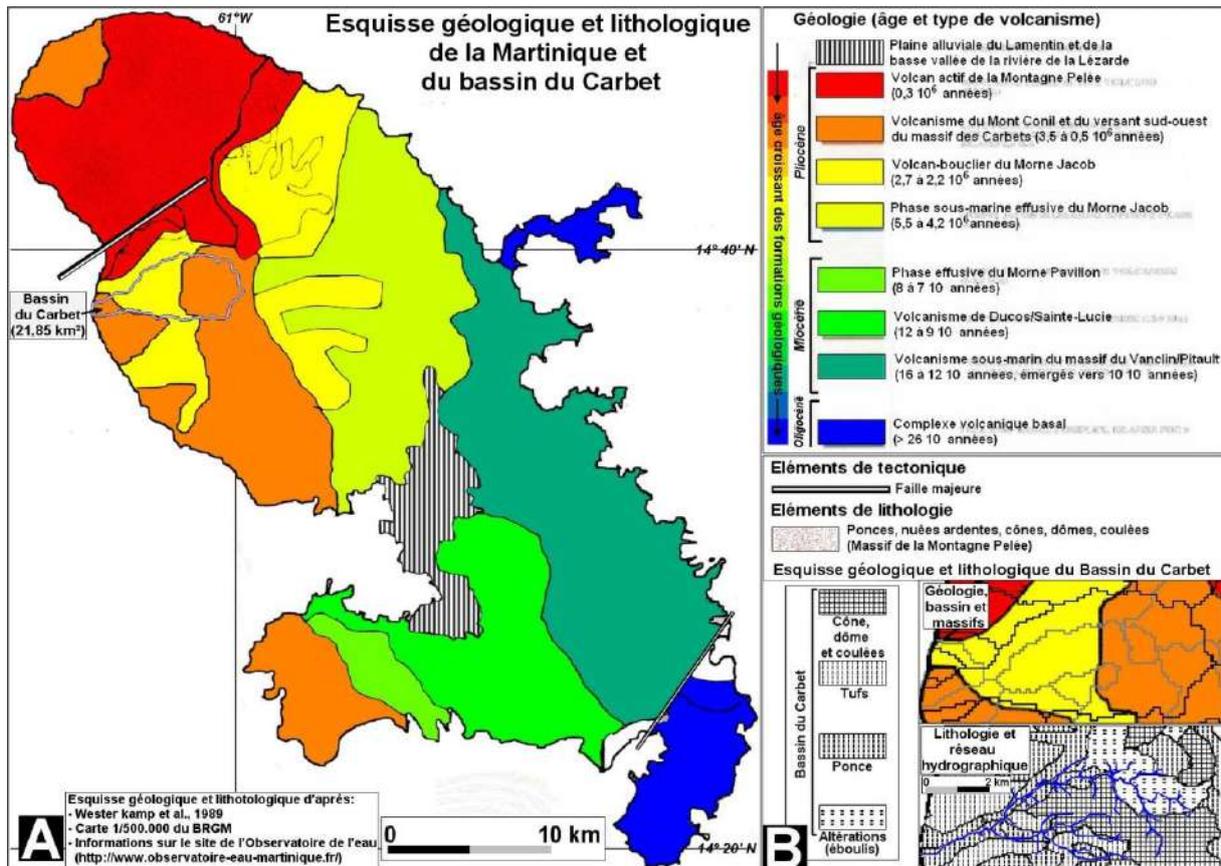


Figure 124 : Esquisse géologique et lithologique de la Martinique et du bassin du Carbet. Correspondance avec les bassins versants et les massifs (ces deux derniers dérivés du MNT LITTO3D_SEAD_100m)

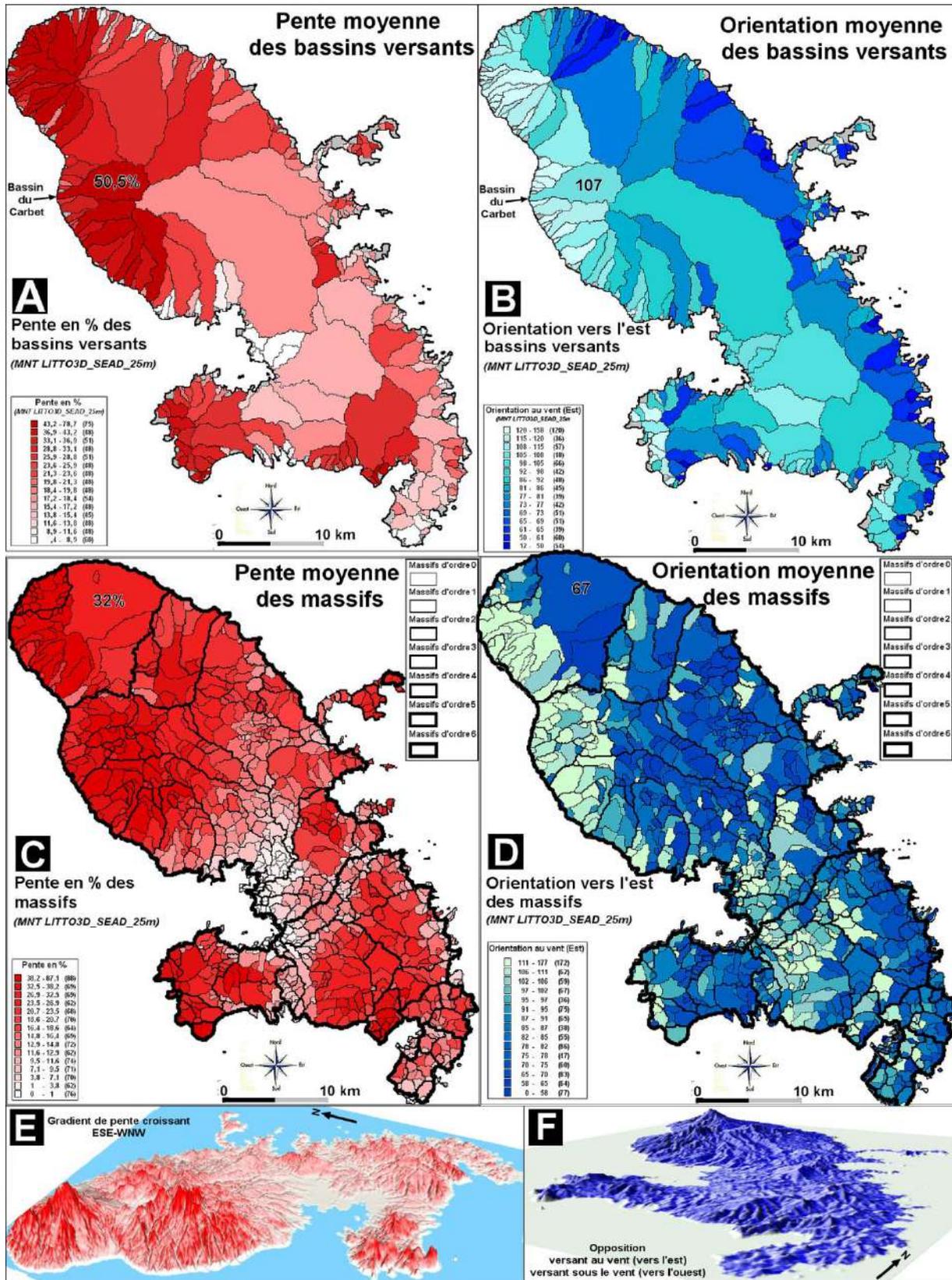


Figure 125: Pentes et orientations au vent des bassins et massifs élémentaires de la Martinique (MNT LITTO3D_SEAD_100m)

Partant de l'analyse géologique et des propriétés d'homogénéités des massifs, il devient évident qu'il est pertinent de présenter les reliefs et les modelés de l'île selon un transect du Sud-Est vers le Nord-Ouest qui correspond à un gradient à la fois stratigraphique et topographique comme illustré dans les figures 126A et A'. La topographie moyenne sur ce transect (Figures 126B et C) fait ressortir les principales articulations du relief autour de massifs de géologie plus ou moins homogènes. Elles permettent de contextualiser les résultats le long de ce même transect pour les pentes et les courbures (figure 126B) d'une part et les trois types de convexités (figure 126C) d'autre part. L'île constitue un modèle géologique simple avec un des formations de plus en récentes depuis la presqu'île de Saint-Anne (Oligocène) jusqu'à la Montagne Pelée et le Conit (fin du pliocène) avec comme exception à cet ordonnancement la péninsule du Mont Bigot, la Presqu'île de la Caravelle et les alluvionnements récents dans la plaine du Lamantin. Ces trois éléments perturbent donc le dispositif d'ensemble et doivent être pris en compte dans le commentaire des graphiques. Les courbes figurent des moyennes le long du transect dans le but de déterminer des tendances plutôt que de se baser sur une seule coupe choisie arbitrairement dont la représentativité serait sujet à caution. Conformément au schéma géologique, les reliefs et les modelés deviennent plus marqué du sud-est vers le nord-est. La partie la plus ancienne de Sainte-Anne (km 1 à 8).

La zone qui sera plus particulièrement étudiée par la suite correspond au deux massifs de la Montagne Pelée et du Piton du Carbet. Sur les caractéristiques hydrologiques de cette partie Nord-Ouest de la Martinique, on se reportera utilement aux travaux de Maurice Meunier (1999). Sur la spécificité des phénomènes hydro-volcaniques et l'hydro-géomorphologie voir Guillaume Lalubie (2013).

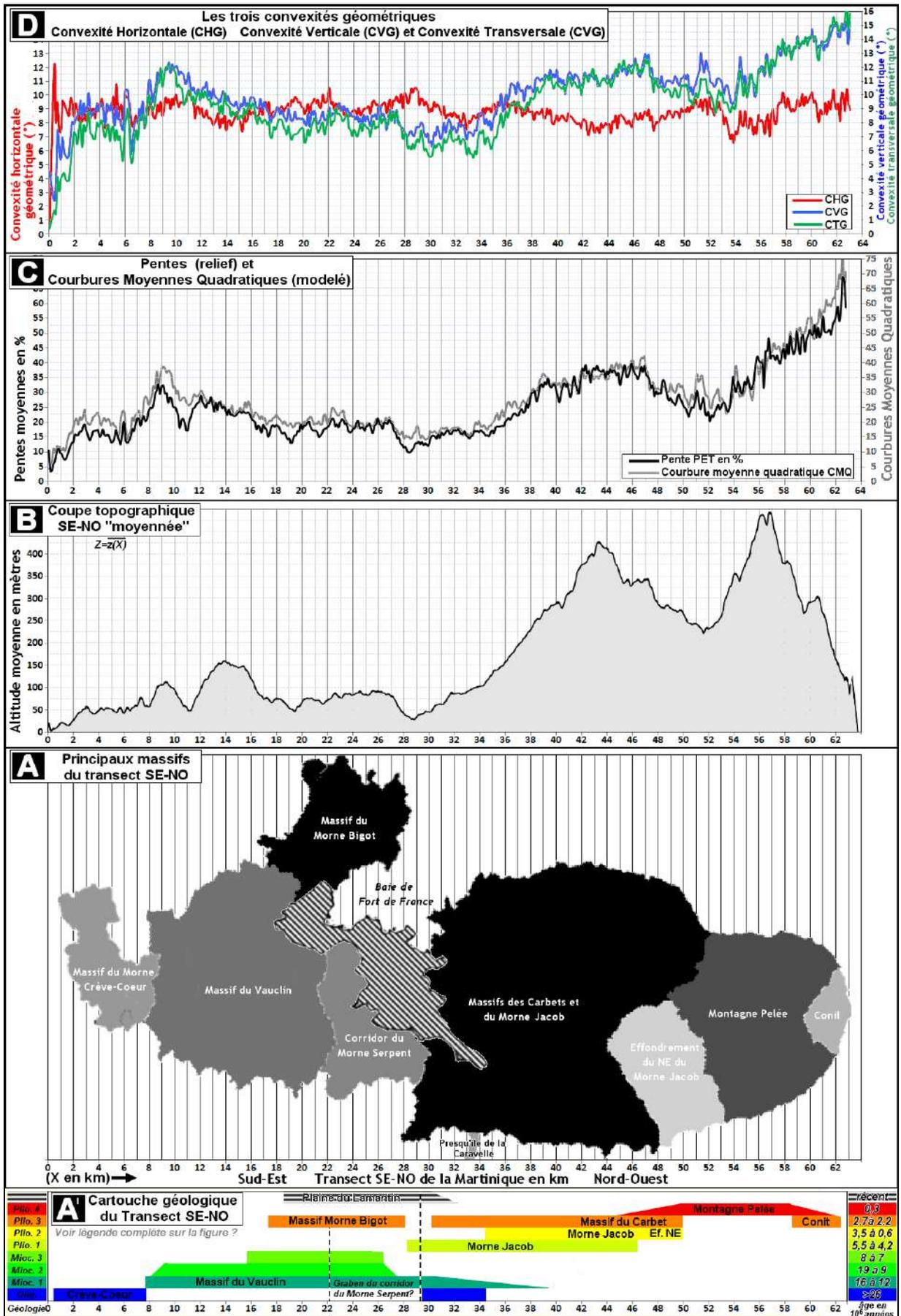


Figure 126: massifs géomorphométriques de la Martinique sur un transect SEst NO

3.3 Echelles des formes étudiées et MNT utilisés :

Types et échelles des formes hydrogéomorphométriques:

C'est dans cette perspective que sera analysé un ensemble d'unités hydrogéomorphométriques des paysages topographiques de l'île depuis les massifs jusqu'à des ravines en passant par des bassins et des sous-bassins (Figure 127). Il est utile de rappeler que les unités hydrogéomorphométriques doivent être rattachées au niveau de base qui contrôle directement l'évolution de leur forme : niveau de base général pour les massifs et les bassins versants, niveau de base local lié à des talwegs principaux ou secondaires pour les sous-bassins et les ravines. Il faut noter que les MNT utilisés seront de résolution de plus en plus fine en fonction de l'échelle des formes.

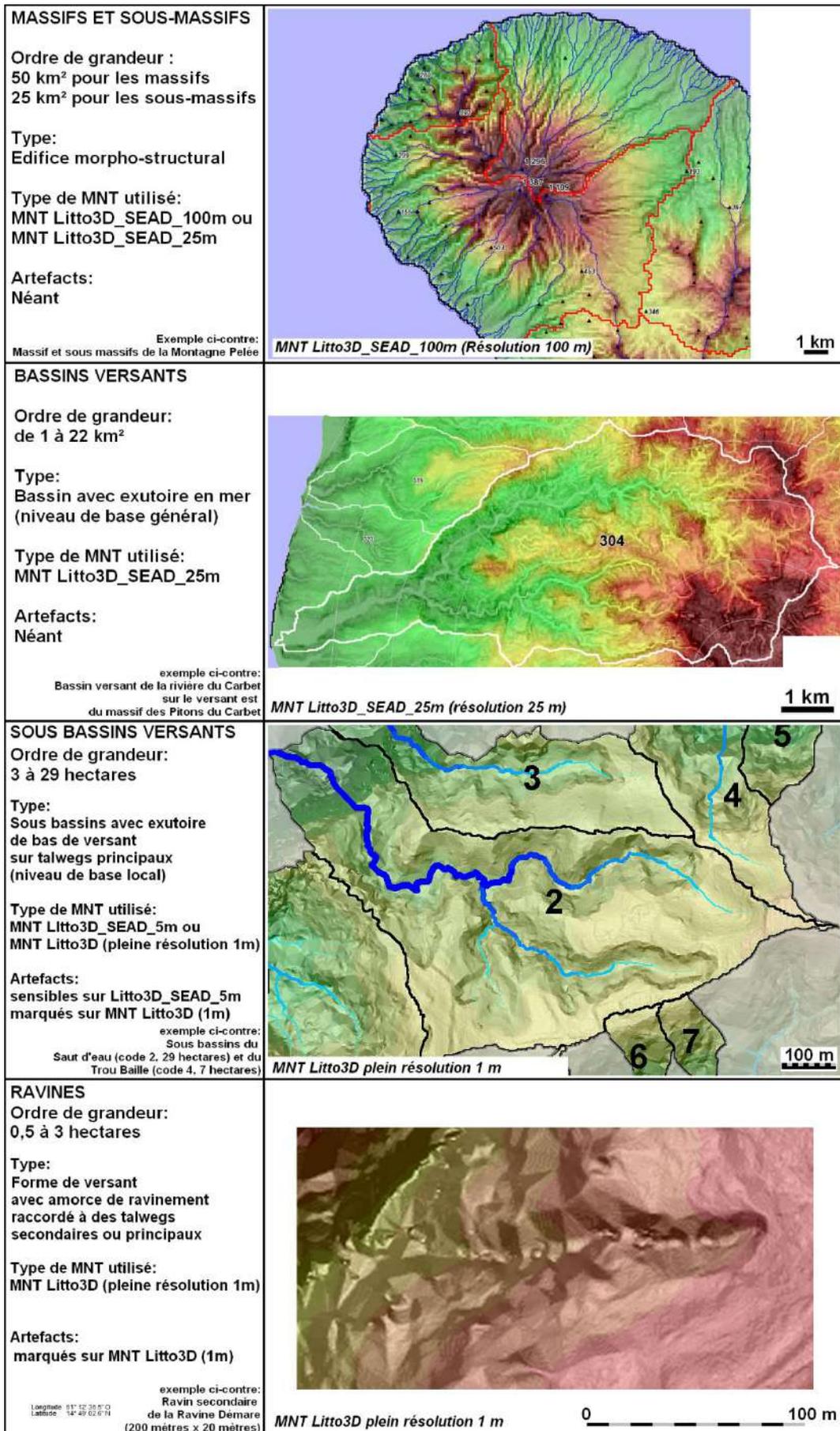


Figure 127: Caractéristiques des unités hydrogéomorphométriques

Les MNT utilisés :

Par soucis d'homogénéité, tous ces MNT seront issus du MNT Litto3D en pleine résolution (figure 128A) par la méthode de sous échantillonnage SEAD : les MNTs dérivés auront des résolutions comprises de 5, 25 et 100 mètres soit MNT Litto3D_SEAD_5m sur la figure 129A, *_25m sur la figure 130A et *_100m sur la figure 130B. Afin de faciliter l'intelligence et la critique des résultats, on ne peut faire l'économie d'un rappel sur l'effet de la résolution sur des cas concrets de la zone d'étude à la fois sur le rendu des formes et leur échantillonnage bien qu'ils découlent respectivement du principe de Shannon en traitement du signal et du principe d'échantillonnage en statistique comme évoqué dans la partie méthodologique.

Considérons en premier lieu la question du rendu du relief et du modelé en fonction de l'échelle des formes au regard de la résolution. Pour les massifs voire pour les plus grands bassins de l'ordre de 10 km² comme celui de la Rivière du Carbet, des MNT hectométriques permettent de dégager les principaux éléments (Litto3D_SEAD_100m sur figure 130B et SRTM sur la figure 130C). Cette résolution présente l'intérêt particulier d'être du même ordre que celle des MNTs mondiaux SRTM de 3'' d'arc (environ 91 mètres) avec cependant une meilleure restitution du relief (comparer figure 130B et C) et la disparition des artefacts du MNT Litto3D au plus faible résolution (comparer figures 128, C et D avec 129A, B et C). En revanche, le rendu du modelé à des résolutions de 5m et a fortiori la pleine résolution de 1 mètre sont affectés par des artefacts :

- Facettage triangulaire des corrections du sursol : s'observe sur de larges portions du MNT notamment sur les secteurs boisés en forte pente (voir imagerie des figures 128A, B et C).
- Sursol associés aux bâtiments : limité aux zones urbaines donc affectant peu les zones étudiées essentiellement rurales ou naturelles (voir imagerie Figure 128A).
- Routes: sensible surtout lorsque la route traverse une forêt créant ainsi un chenal (voir figure 128A). Ce type d'anomalie a des conséquences importantes sur le drainage des versants, les routes étant généralement perpendiculaires à la pente et l'écoulement tendant à suivre le « pseudo-chenal » routier transverse.
- Aménagements dans les lits de rivières: se rencontrent dans les larges vallées comme les aménagements piscicoles de la partie aval de la Rivière du Carbet (Figure 128A).

La résolution intermédiaire de 25 mètres (Figure 130A) n'est plus affectée par ces artefacts tout en donnant une finesse d'étude sensiblement meilleure que celle hectométrique (Figure 129B), ceci notamment sur l'analyse des formes de versant sans toutefois permettre l'identification des ravines. La résolution hectométrique s'avère insuffisante pour étudier modelé *sensu stricto* mais rend compte du relief des principaux bassins alors que celui des sous bassins de moins est à peine perceptible (Figure 130B). A titre d'exemple, le bassin fortement encaissé du Saut d'eau de 0,21 km² (code B204 SB1, voir figure 128C) en pleine résolution) n'apparaît que sous la forme d'une esquille de quelques pixels hectométriques sur les figures 130B et C.

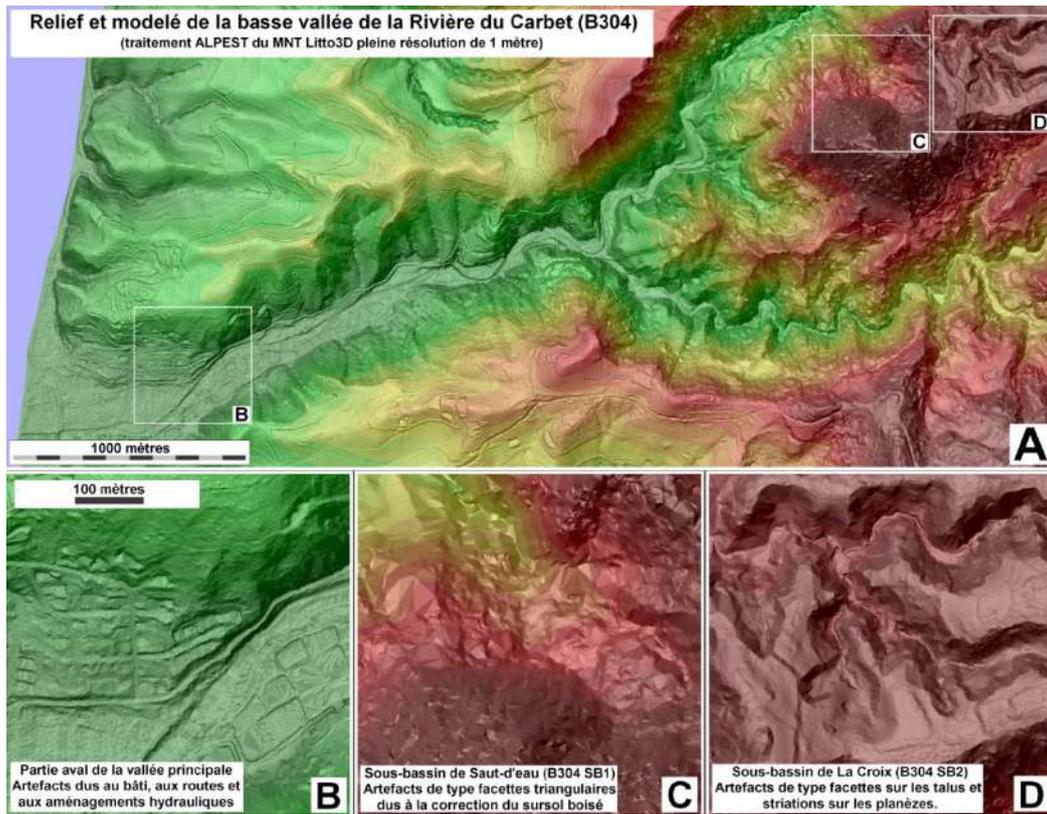


Figure 128: Aperçu sur les divers types d'artefacts du MNT Litto3D à la résolution de 1 m
A./ Imagerie 500x500 m sur la basse vallée du Carbet B./ Bassin du Seau d'Eau C./ Plateau de La Croix

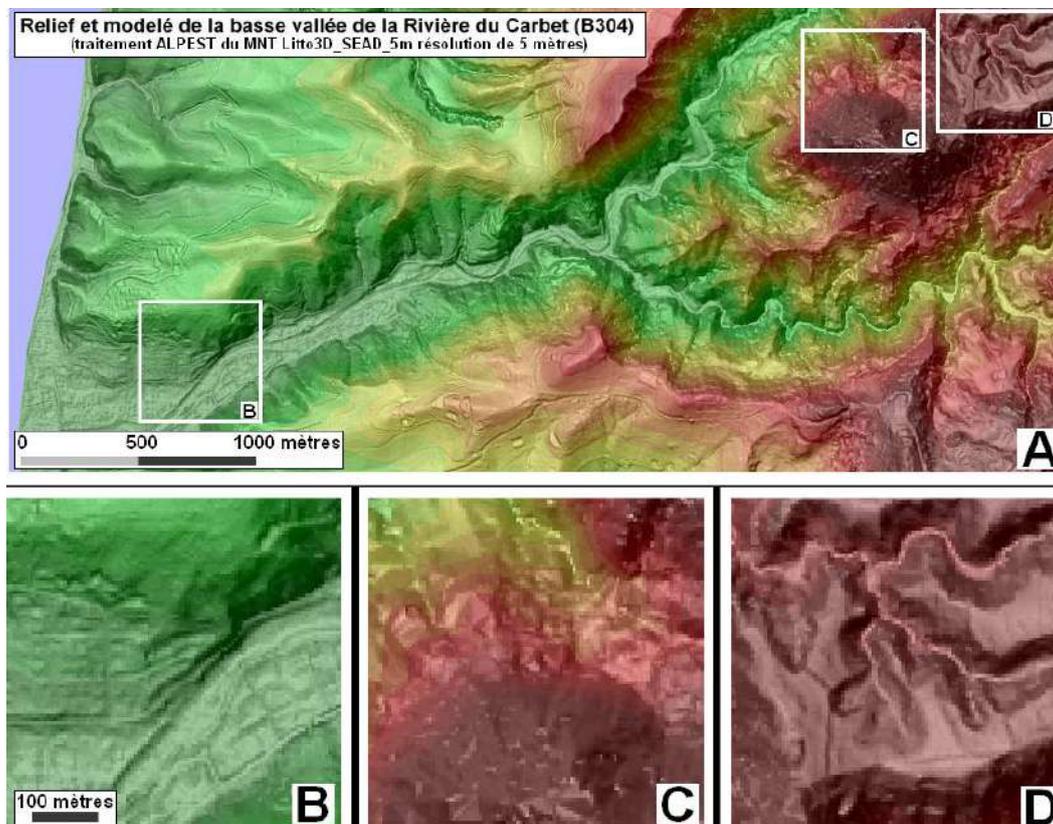


Figure 129: idem pour le MNT Liito3D_SEAD_5m à la résolution de 5 m
A./ Imagerie 500x500 m sur la basse vallée du Carbet B./ Bassin du Seau d'Eau C./ Plateau de La Croix

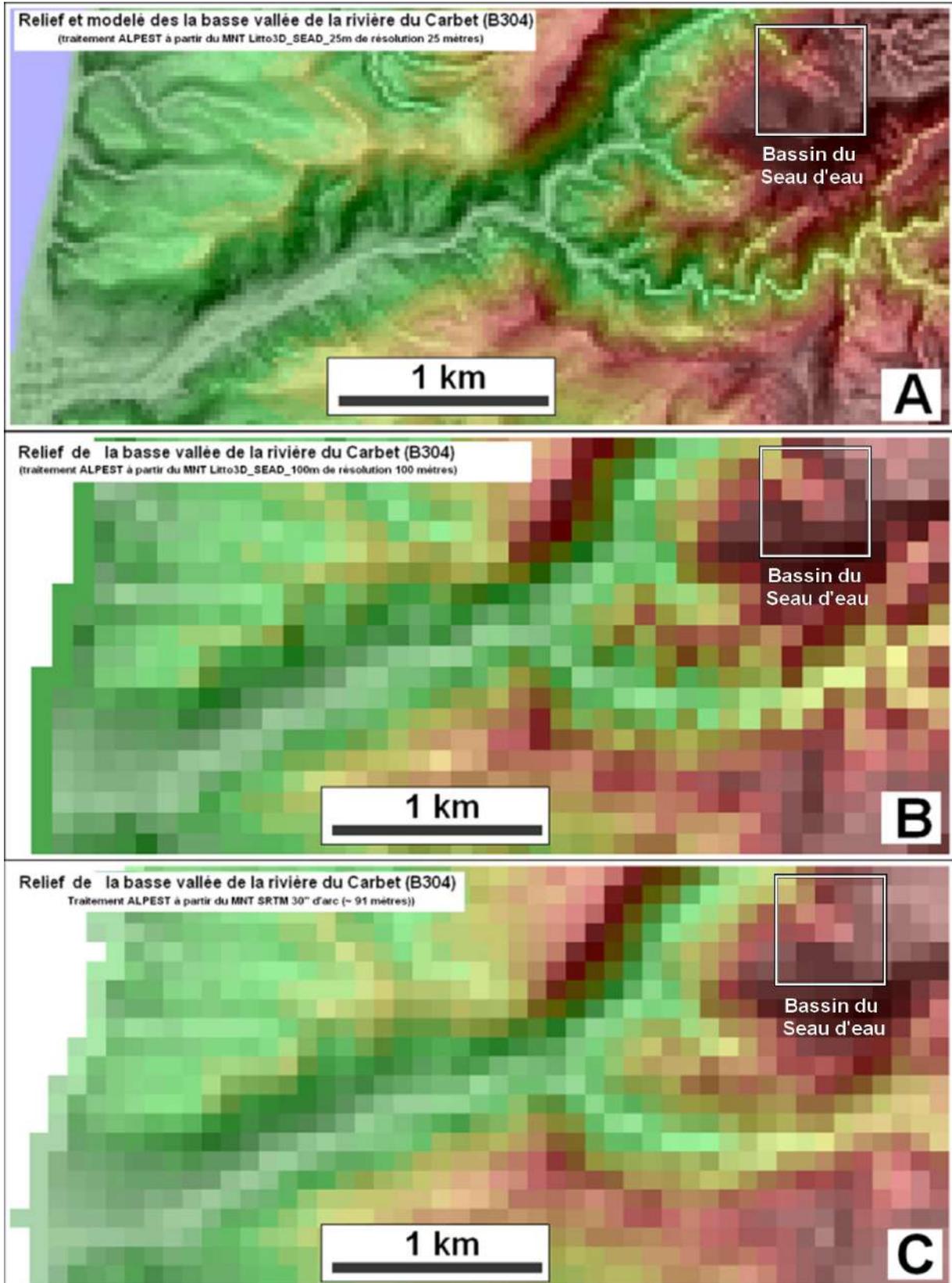


Figure 130 : relief à partir de MMT décimétrique (A) et hectométrique (B et C)
A./ MNT Litto3D_SEAD_25m : le modelé des versants et les sous bassins sont encore sensibles
B./ MNT Litto3D_SEAD_100m : les sous bassins sont à peine discernables
C./ MNT STRM_91m : bien que de résolution plus fine que le MNT Litto3D_SEAD le relief est plus lissés avec diminution des commandements de versant.

La résolution de 100 mètres reste cependant fondamentale puisqu'elle est du même ordre que celle des MNT SRTM couvrant l'ensemble des îles de la Caraïbe (voir exemple de la Martinique et de la Dominique sur les figures 131B et C) ce qui autorise une comparaison entre des MNT de qualité différente mais de même résolution sachant que le MNT Litto3D_SEAD_100m offre un meilleur rendu du relief que le MNT SRTM (comparer figures 130B et C sur la basse vallée du Carbet et figures 131A et B sur l'ensemble de la Martinique). Le MNT Litto3D_SEAD_100m a donc pour vocation de servir d'étalon pour évaluer le MNT SRTM sur la Martinique, des MNTs métriques ou même décamétriques n'étant pas disponibles sur les autres îles.

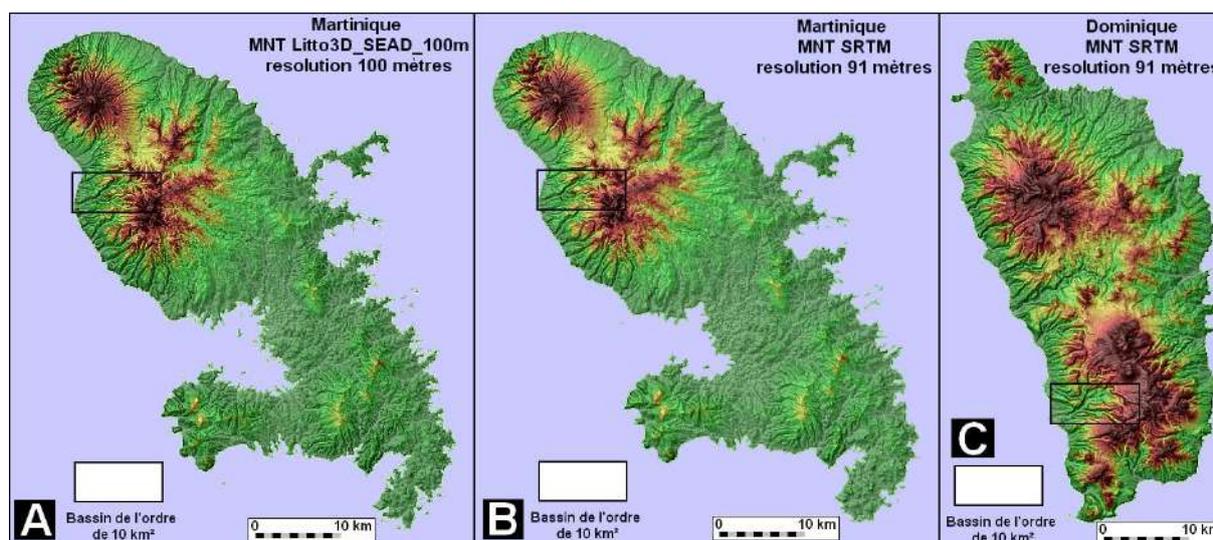


Figure 131 : Comparaison entre MNT (A et B) et entre îles (B et C)

A et B./ Rendu du relief plus nette avec le MNT Litto3D_SEAD_100m.

B et C./ Relief et bassins du même ordre de taille avec MNT SRTM entre la Martinique et la Dominique.

3.4 Relief des bassins versants et érosion :

Pour la bonne intelligence de ce qui va suivre, un cadrage général se doit d'être présenté avec de faciliter le suivi, la compréhension et la critique des résultats, sorte de fil d'Ariane dans les dédales de l'hydrogéomorphométrie qui suppose et mérite attention. Cette partie sera donc un rappel des méthodes génériques déjà exposées mais dans le cadre spécifique de la problématique propre à la zone volcanique d'étude.

Le modèle Lalubie :

La Martinique constitue bel et bien un terrain idéal pour l'étude de l'évolution des reliefs et des modelés volcaniques tropicaux comme le démontre les travaux de Lalubie (2011) dont le tableau synoptique des relations entre l'âge des terrains volcaniques et la morphologie des cours d'eau sur la Martinique a déjà été présenté précédemment.

Partant du modèle qualitatif de Lalubie, l'objectif qui est d'établir un modèle quantitatif d'évolution des formes sur des zones où la topographie d'ensemble initiale est encore visible (figure 132). Cela suppose de parvenir à définir la topographie « enveloppe » des interfluvies des édifices volcaniques afin de pouvoir estimer les volumes affouillés par les rivières. De ce fait, la période considérée se limite aux deux derniers millions d'années. Il est déjà possible de définir a priori un modèle qualitatif d'évolution des formes en fonction de trois indices

reflétant les caractéristiques des bassins versants à savoir l'encaissement de vallée, l'incision du talweg principal et le perchement des versants (Figure 133).

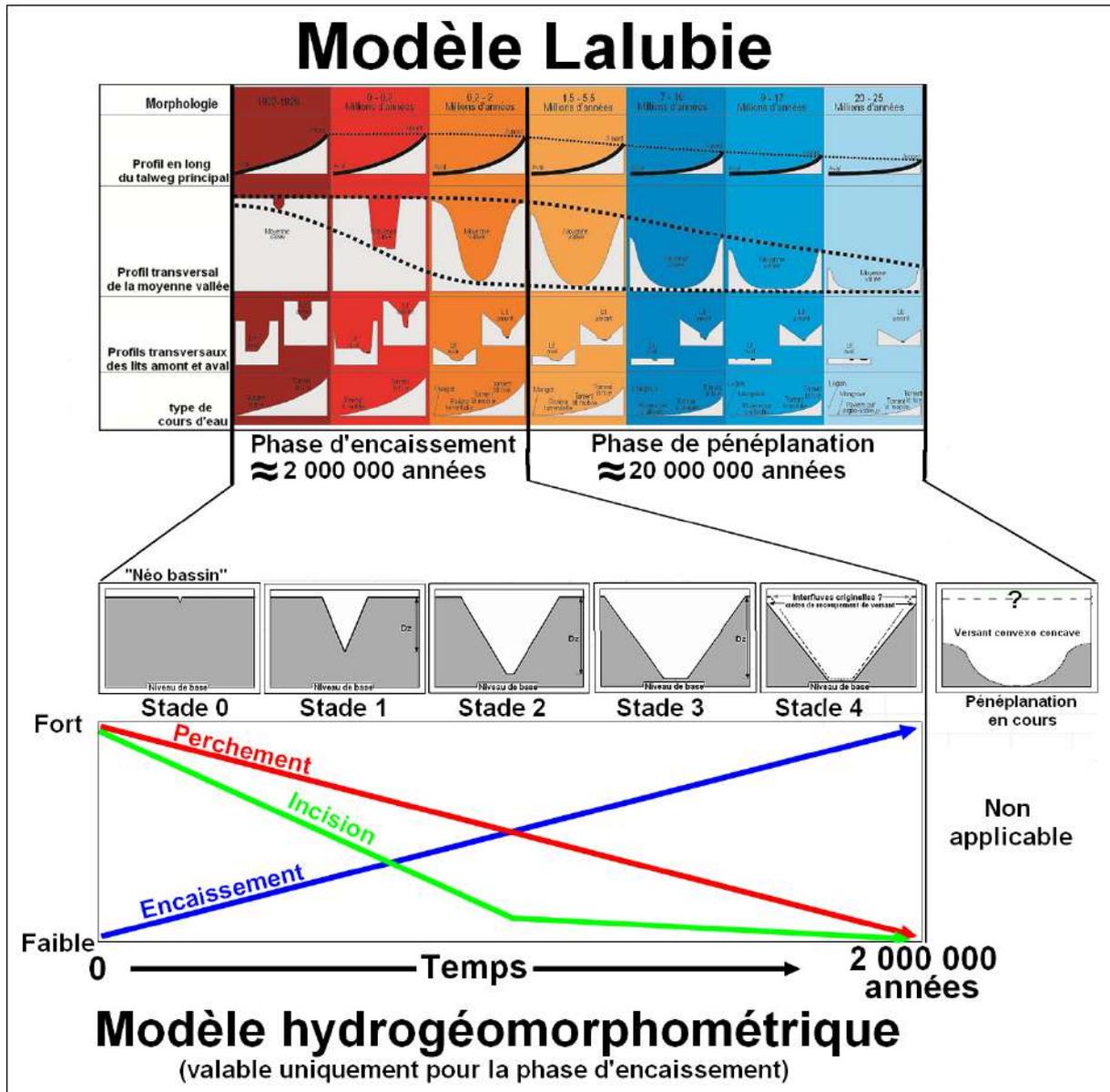


Figure 132: modèles hydrogéomorphométriques sur la Martinique

En haut : modèle de Lalubie incluant les phases d'encaissement (<2 000 000 ans) et de pénéplanation.

En bas : modèle hydrogéomorphométrique sur la phase d'encaissement avec les tendances d'évolution des 3 indices d'encaissement, d'incision et de perchement applicable sur le MNT Litto3D.

Le MNT Litto3D sera le *deus ex machina* qui permettra une quantification précise des formes actuelles représentatives de la diachronie des stades d'évolution des vallées depuis deux millions d'années (stade 0 à 4 et schéma temporel d'évolution sur de la Figure 132). L'intérêt de ce MNT tient à ce qu'il va permettre une analyse précise de l'évolution et du polymorphisme des unités hydrogéomorphométriques l'échelle des Massifs (~100 km²) jusqu'à celle des ravines (quelques hectares). Il constitue en cela un outil capable de renouveler l'analyse fine et transcalaire des relations entre forme et processus, ce que ne permettaient pas les précédentes générations de données altimétriques

S'agissant d'une définition qualitative, les trois indices génériques servant à décrire les formes se définiront comme suit :

- Encaissement : fait référence au volume relatif affouillé par les vallées par rapport au volume de l'ensemble avant érosion.
- Perchement : se rapporte à la forme statistique moyenne des vallées et donc des versants (voir schéma de la figure 133).
- Incision : représente l'enfoncement des talwegs principaux dans la masse du volume originel

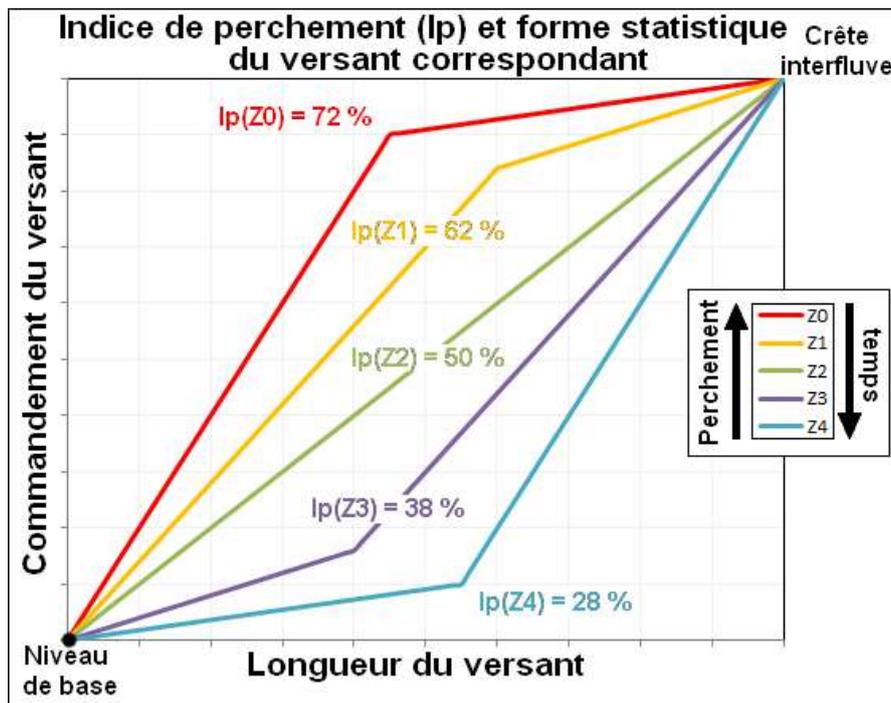


Figure 133 : schéma représentant la relation entre l'indice de perchement I_p et la forme schématisé du versant correspondant.

Les deux massifs volcaniques de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet:

L'étude comparative sera menée uniquement sur les massifs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet. A cela plusieurs raisons. La première tient à ce que ces deux édifices volcaniques sont d'échelles et de forme assez semblables ce qui n'est pas le cas sur les terrains plus anciens dont la géométrie originelle des coulées est largement estompée. et ne permet plus d'établir la forme initiale. La seconde raison procède du caractère récent de ces deux massifs: 300.000 ans pour la Montagne Pelée, de l'ordre de 2.000.000 d'années pour le Massif des Carbet ce qui simplifie les hypothèses évolutives à mettre en correspondance avec correspond les trois stades les plus récents d'âge inférieur à 2,7 106 millions d'année du schéma de Lalubie. Par hypothèse, on considèrera que ces édifices représentent une diachronie de deux évènements semblables dans leur nature et leur échelle. Leur comparaison devra permettre d'évaluer l'évolution des formes sur la période considérée.

Sur ces massifs, la forme initiale des volcans est encore décelable sur les interfluves notamment sous la forme de planèzes, éléments fondamentaux du paysage. Elles permettent une quantification des bilans érosifs passant ainsi d'une description empirique des formes à une analyse formelle et fonctionnelle se référant à des sites précis. S'agissant de préciser et de quantifier le modèle d'évolution, il est capital de parvenir à une évaluation aussi précise que possible des cubages affouillés par les bassins versants actuels par rapport à la géométrie originelle des deux volcans considérés sur la base des formes structurales encore présentes sur les interfluves principales. C'est l'objet même de l'application de la méthode EPI sur ces terrains de la Martinique.

Applications des lunules et des sections-bloc dérivées des DB :

Ce choix offre l'avantage de permettre une standardisation des traitements ce que ne permettent pas les surfaces enveloppes. De plus, l'approche étant statistique sans échantillonnage, la critique des résultats se révèle ainsi facilitée puisqu'elle ne pose pas la question du choix des points et des méthodes d'ajustement. Cette méthode a également l'avantage de fournir des sous-produits graphiques aisément interprétable en termes d'organisation des formes longitudinales (les lunules) et transversales (les sections-bloc). Ces produits peuvent être appliqués à des massifs, des sous-massifs ou des bassins versants ou des ravines comme cela sera présenté. En résumé, entre la méthode des coupes et des profils en long traditionnels qui sont du domaine du 2D et les surfaces enveloppes qui sont du 3D, les méthodes dérivées des DB relèvent d'une dimension intermédiaire de type 2,5D.

Rappelons que les DB ad hoc pour cette approche mettent en regard une distance qu'elles soient euclidienne ou hydrologique à un point ou à une ligne avec l'altitude. Les exemples pris dans la partie méthodologique ne concernaient que des bassins (exutoire en mer et niveau de base général) ou des sous-bassins (exutoire en bas de versant avec niveau de base local). L'application à des massifs et des sous-massifs suppose des nuances quant à l'interprétation des résultats. Comme pour les bassins, la courbe des maxima conserve tout son intérêt puisqu'elle est représentative de l'enveloppe topographique du relief. L'intérêt des deux autres courbes devient en revanche limité puisqu'elles intègrent des éléments divers qui considérés globalement ne permettent plus de donner un sens à leur interprétation.

Les massifs et sous-massifs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet de la figure 134 servent à la fois à d'illustrer le cadre morpho-structural des bassins versants et de commenter les DB à cette échelle (Figure 135). Il s'agit de profils transversaux SW-NE (Figure 135A) appliqués à l'ensemble des massifs (figure 135B) autorisant une comparaison entre la forme des versants au vent et sous le vent de la montagne Pelée (figure 135B), des Pitons du Carbet (figure 135C) et du Morne Jacob (figure 135D). Les trois massifs considérés ont en commune une dissymétrie marquée entre un vaste profil concave et régulier vers le Nord-Est et versant plus court, pentu et irrégulier sur le flanc Sud-Ouest. Plus précisément, alors que le massif de la Montagne Pelée présente de larges courbures régulières notamment sur le versant nord-est en direction de Basse-Pointe (Figure 135B), les lignes de crêtes principales du massif des Pitons du Carbet sont fortement indentées avec de nombreux pics secondaires sur son flanc nord-est (figure 135C). Le cas du Morne Jacob étant intermédiaire entre ces deux cas (Figure 135D).

Cette façon de figurer les massifs peut être assimilée à une vue en 3D vue depuis le niveau de la mer à ceci près que les parties masquées sont également visibles dans le nuage de points. La densité des points dans ce dernier signale la fréquence de certains types de profils en long

sur l'ensemble du massifs les notamment les planèzes. Ce qui peut paraître comme un inconvénient devient alors un avantage puisque les longues échines régulièrement concaves des planèzes sont reconstituées dans leur continuité y compris sur les versants fortement disséqués interférents avec des reliefs secondaires. Le schéma suggéré par le flanc nord-est coté Basse-Pointe est évident : les planèzes dominant l'ensemble du paysage. Son pendant sud-ouest en direction de Saint-Pierre démontrent l'existence de planèzes bien qu'elles soient « bruitées » par un ensemble de sommets secondaires les dominants. Pour ces deux versants dans une moindre mesure le versant sud-ouest du Carbet, il est possible objectivement d'ajustés les profils en long de la surface des planèzes par des polynômes ou des fonctions log (Figure 135E).

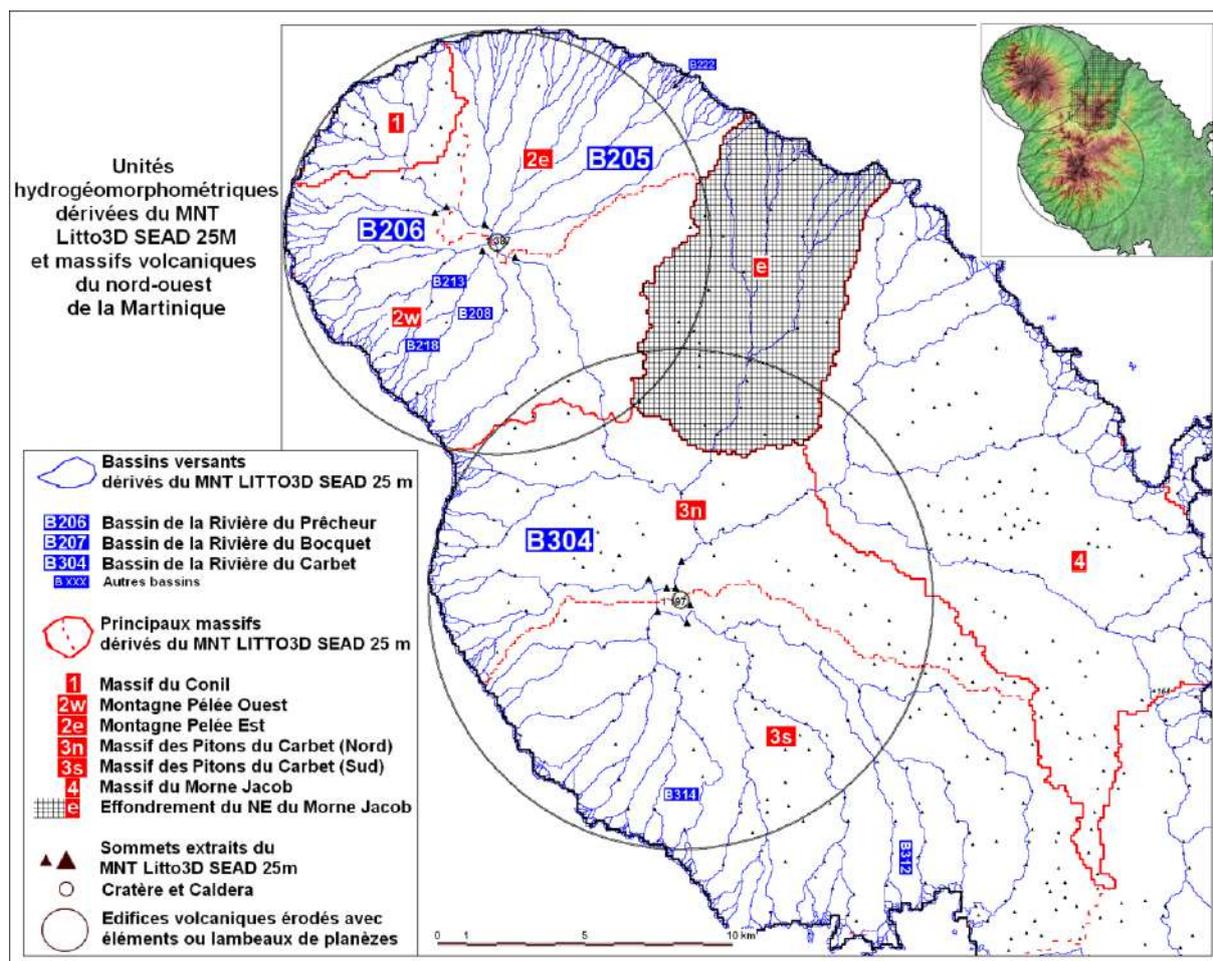


Figure 134 : Les deux cônes volcaniques principaux de la Montagne Pelée et des Carbets dans le contexte des unités hydrogéomorphométriques structurant la topographie.

Ces éléments servent de base à un modèle permettant de construire par morceau une épure de la forme des massifs en filtrant les reliefs secondaires. Cela revient à établir modèle 3D tenant compte de l'orientation des versants par rapport au sommet principal, les formes de crêtes et de talweg s'organisant de façon radiale autour de ce point central. Si l'on considère le chorème de la Montagne Pelée de la Figure 136 Il est clair que les formes s'organisent autour d'un « centre radial », terme plus approprié que « sommet » du fait que le centre géométrique d'un volcan peut correspondre au fond d'une caldera comme c'est le cas pour le massif des Pitons du Carbet!

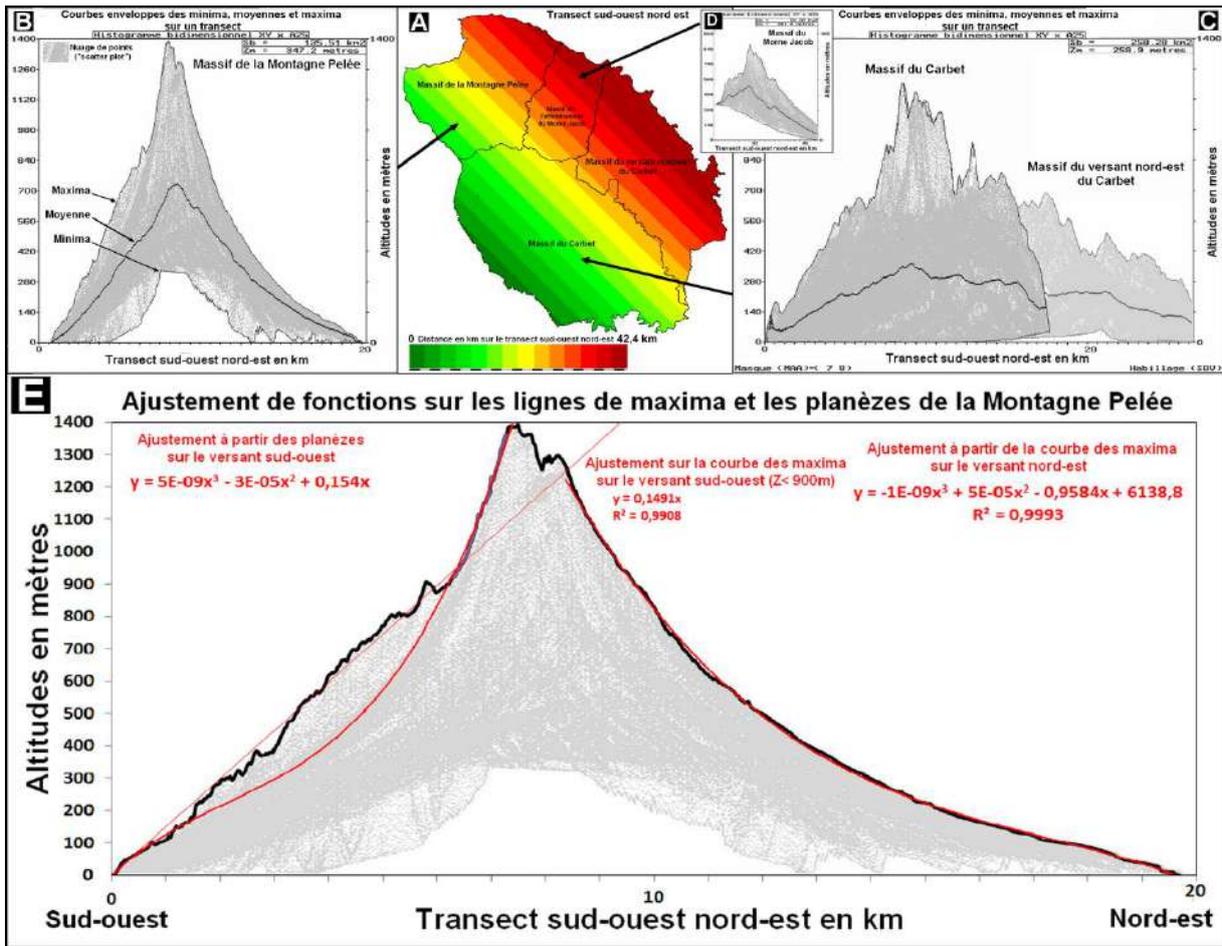


Figure 135 : Transects SW-NE (A) des trois massifs de la Montagne Pelée (B et E), du Carbet (C) et du morne Jacob (D) établis à partir du MNT Litto3D_SEAD_25m. Les courbes enveloppes des minima, moyennes et maxima sont établies sur la base du nuage de points (« scatter plot ») des diagrammes bidimensionnels. Sur la figure E, des fonctions sont ajustées sur la courbe des maxima et les planèzes sur les versants nord-est et sud-ouest de la Montagne Pelée.

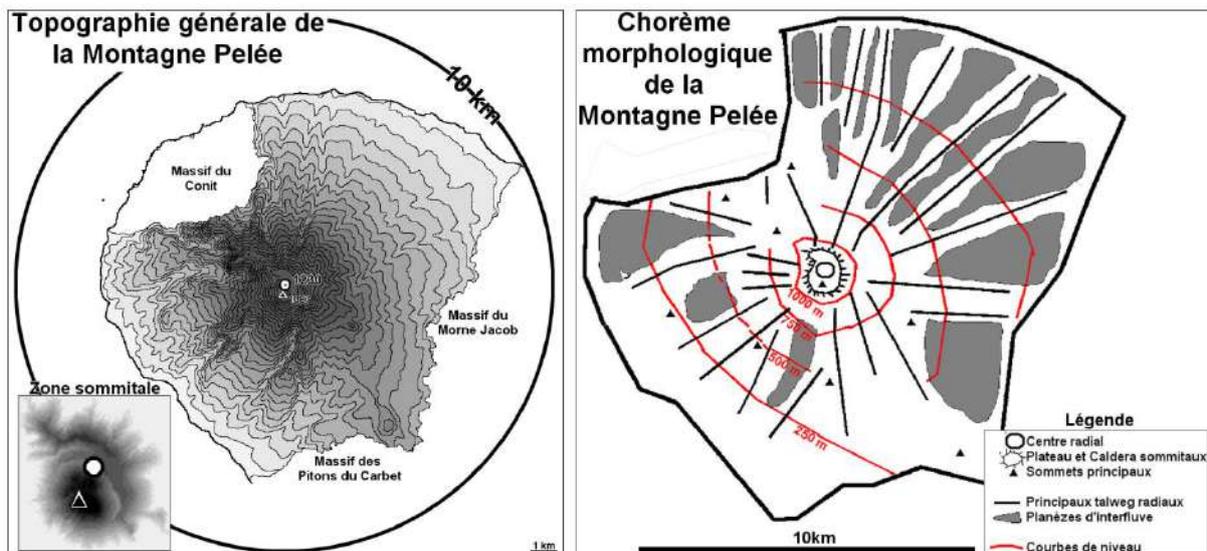


Figure 136 : Caractéristiques générales du massif de la Montagne Pelée dont la topographie s'organise autour du centre radial localisé au centre du plateau sommital.

Les développements qui suivent auront pour fil conducteur la comparaison entre trois unités morphostructurales des massifs volcaniques martiniquais par des méthodes hydrogéomorphométriques (Figure 137) avec pour objectif de modéliser l'évolution des formes dans ce contexte :

- Le versant nord-est de la Montagne Pelée alias type « Basse-Plaine » (Figures 137A et A') : les formes de planèzes dominent les interfluves sans interférées avec des reliefs secondaires. Il en résulte des lunules régulières avec un fort indice de perchement des versants supérieures proche de 70%.
- Le versant ouest de la Montagne-Pelée alias type « Saint-Pierre » (Figures 137B et B') : les longues échines des planèzes sont encore aisément identifiables mais tendent à être fragmentées par une incision plus marquée et la présence de relief de type cônes volcaniques adventifs. Il advient que le perchement devient plus tout en restant proche de 50%.
- Le versant ouest du massif des Pitons du Carbet alias type « Carbet » (Figure 137C et C') : bien que présentant de forte analogies de forme avec le cas précédant, les lunules et notamment leur courbe des maxima d'interfluve signale une dissection plus avancée des crêtes avec absence de trace de planèzes continues et une kyrielle de reliefs secondaires perchés au-dessus de ce niveau structural. Des lambeaux de planèzes semblent toutefois s'être maintenus comme ultimes témoins de la forme d'originel d'ensemble du massif. Ceci se traduit par un faible perchement de l'ordre de 40%.

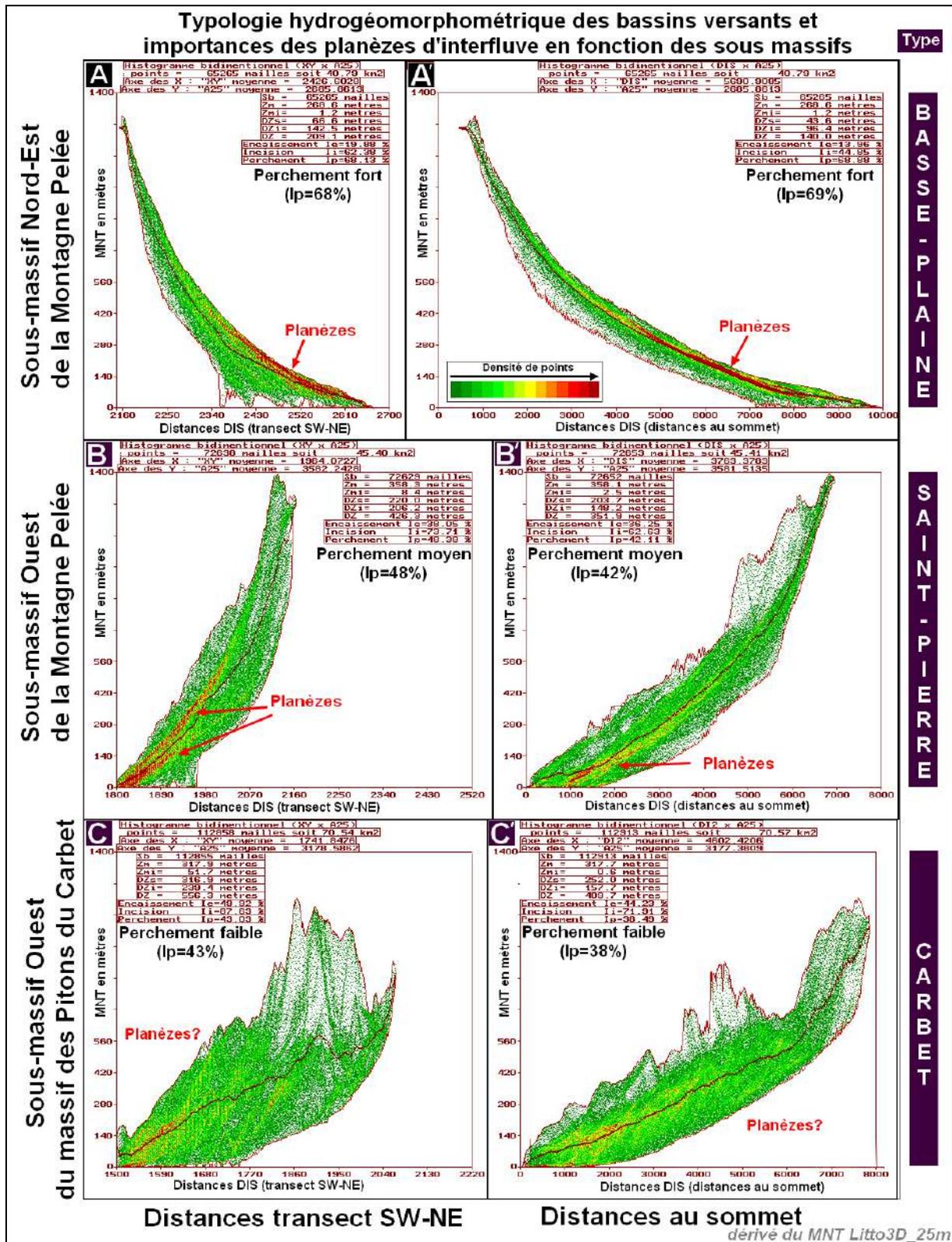


Figure 137: Typologie des sous massifs de la Montagne Pelée et du Massif du Piton du Carbet sur la base des diagrammes DB[DIS,MNT] et perchement des interfluves de type planèze.

Un bassin versant représentatif a été choisi pour chacun de ces trois types de paysage :

- Bassin du Pocquet pour le type Basse-Plaine (B205, 8,7 km², figure 138A): bassin allongé avec larges planèzes d'interfluve
- Bassin du Prêcheur pour le type Saint-Pierre (B206, 7,1 km², figure 138B): bassin présentant également un fort allongement avec un encaissement plus important des vallées ne laissant subsister que des éléments de planèze sur les principales interfluves.
- Bassin du Carbet pour le type Carbet (B304, 15,2, figure 138C): bassin plus large incluant une confluence importante. Les vallées principales sont plus évasées que sur les deux bassins précédant. La forme d'origine du volcan ne subsiste que localement sur les interfluves et quelques plateaux.

Ces trois bassins s'inscrivent dans le schéma structural rayonnant autour de leur sommet de volcan respectifs tels que schématisé dans la figure 136. Le fait que la superficie du bassin du Carbet est double par rapport aux deux autres bassins pourrait s'expliquer par la capture d'un des deux bassins élémentaires originels le composant.

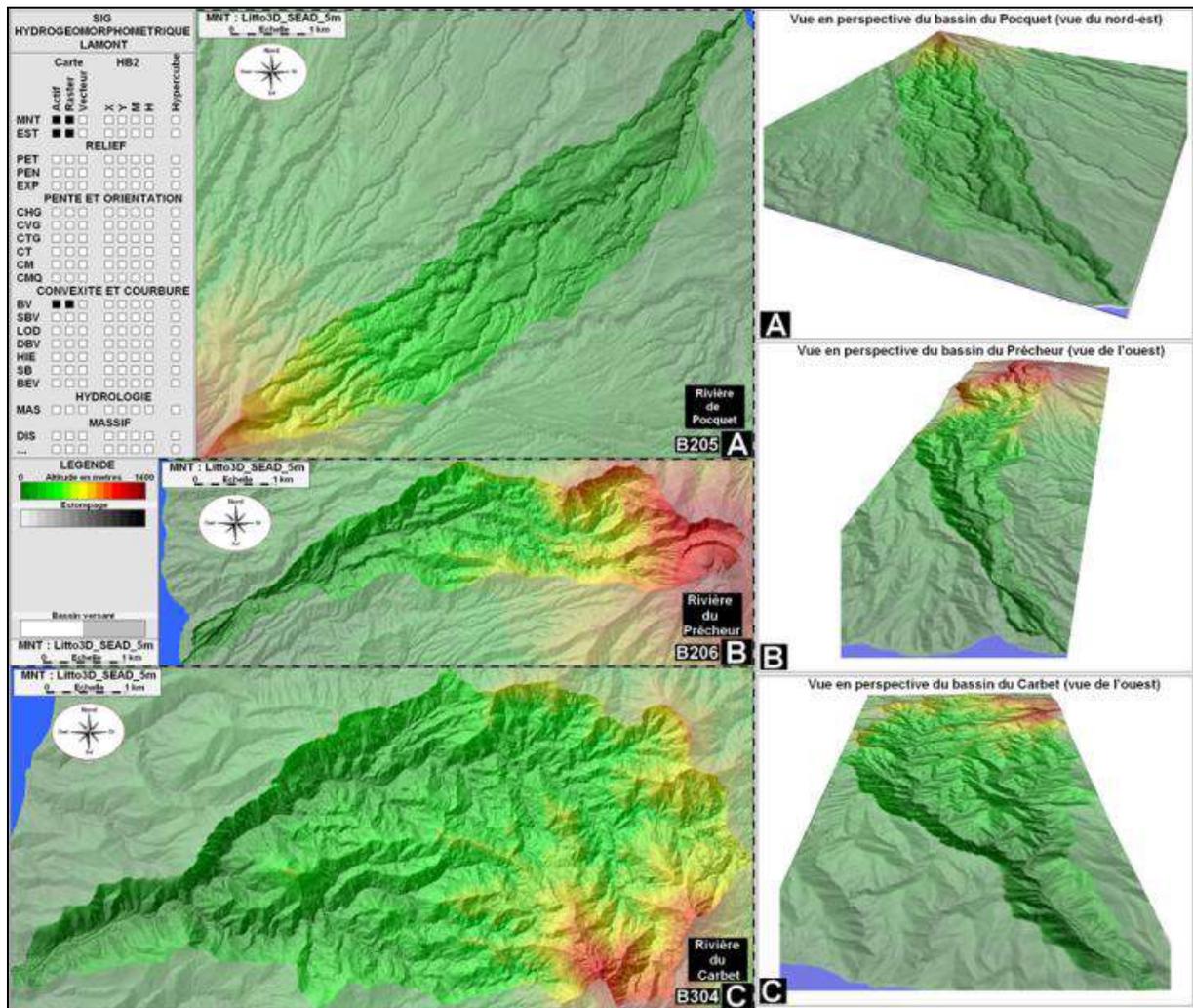


Figure 138 : Les 3 bassins type de la Rivière de Bocquet (A), de la Rivière du Prêcheur (B) et de la Rivière du Carbet (C).

En terme de méthodes pour les massifs et les bassins, les résultats graphiques et numériques se révèlent plus contrastés lorsqu'ils sont établis en fonction des distances aux sommets (Montagne Pelée pour les deux premiers, centre de la caldera des pitons du Carbet pour le troisième, figures 138A', B' et C') plutôt que selon un transect (Figures 138A,B et C). L'exploitation en est simple puisque la direction du transect procède d'un choix empirique et pédagogique alors la distance aux centroïdes des volcans apparaît évidente du fait de l'organisation radiale des formes autour de ces points.

Le modèle hydrogéomorphométrique EPI (Encaissement, Perchement, Incision):

La méthode EPI permet comparer des unités hydrogéomorphométrique depuis l'échelle des massifs jusqu'à celle des ravines chaque échelle ayant cependant sa spécificité. Sur les exemples de forme emboîtée de la figure 139, on constate une tendance à l'augmentation de l'encaissement en fonction de la taille des objets ceci étant en partie dû au niveau de base servant de référence (niveau de base général pour les massifs et bassins, niveau de base local pour les sous-bassins et les ravines. Alors que l'incision suit la même évolution, le perchement est en revanche variable car dépendant des conditions locales. Le but sera de préciser cette évolution des formes notamment sur les bassins.

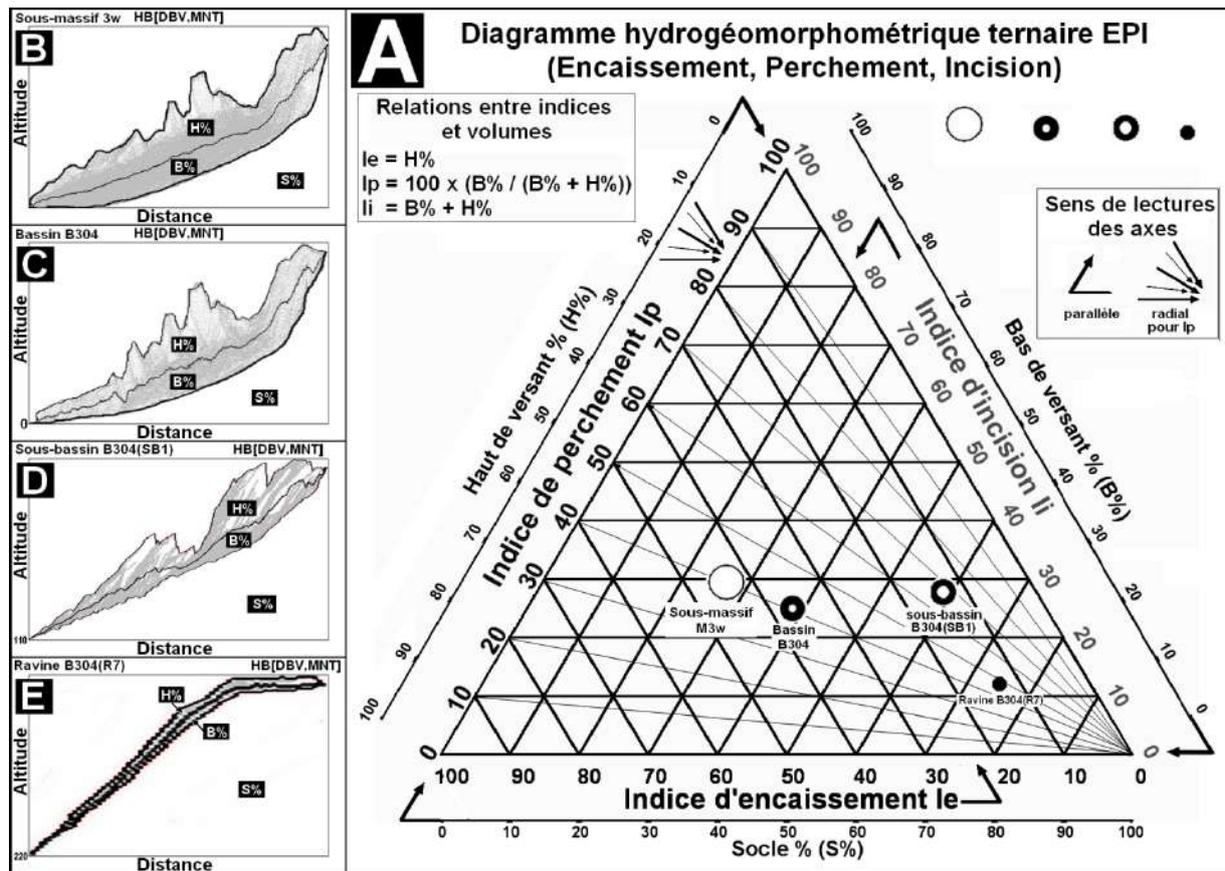


Figure 139: cubage relatif des volumes et indices hydrogéomorphométriques sur le un diagramme ternaire pour un sous-massif, un bassin, un sous bassin et une ravine.

Applications à l'échelle des Massifs et des bassins :

Dans la partie méthodologique, trois bassins avaient servi de prototype chacun appartenant à un des sous-massifs précédents suggérant nettement une évolution depuis une forme « jeune » que nous appellerons « néo-bassins » jusqu'à une forme « mature » qui constitue deux cas limite :

- Le « néo bassin » : lors des premières années suivant la mise en place du modelé volcanique initial, les premières ravines se mettent en place le long des zones dépressionnaires. Elles se caractérisent par une incision rapide dans la masse du volcan créant l'amorce d'un profil en long concave. En ce cas, la lunule a une épaisseur très faible, la courbe enveloppe des minima étant de peu inférieure à celle des maxima. Sa forme reflète celle des vallonnements radiaux apparaissant entre les dernières coulées volcaniques.

- Le bassin avec lambeaux de planèze d'interfluve : il s'agit du stade final considéré dans cette étude. En effet, une fois disparus les derniers éléments permettant de déterminer ou au moins de supputer la forme initiale de l'édifice il devient impossible de faire des estimations sur les volumes érodés depuis le stade du « néo bassin ». Les stades d'évolution ultérieurs sont déjà dans la phase de pénéplanation sensu stricto qui se traduit par un abaissement de l'altitude des interfluves devenues interfluves de recoupement des sommets des versants de deux bassins voisins. Dans le cas de ses bassins avec lambeaux d'interfluve structurale, la lunule présente un épaissement maximal puisque la courbe enveloppe des maxima suit encore de façon globale la forme originelle de l'édifice alors que l'incision des vallées et notamment du talweg principal donne à la courbe enveloppe des minima présente une concavité maximale.

Le principe consiste à d'étendre l'échantillonnage de massifs (Figure 140) et de bassins (Figure 141) afin de caler un modèle statistique d'évolution des formes depuis le stade « jeune » jusqu'au stade mature (voir table 7).

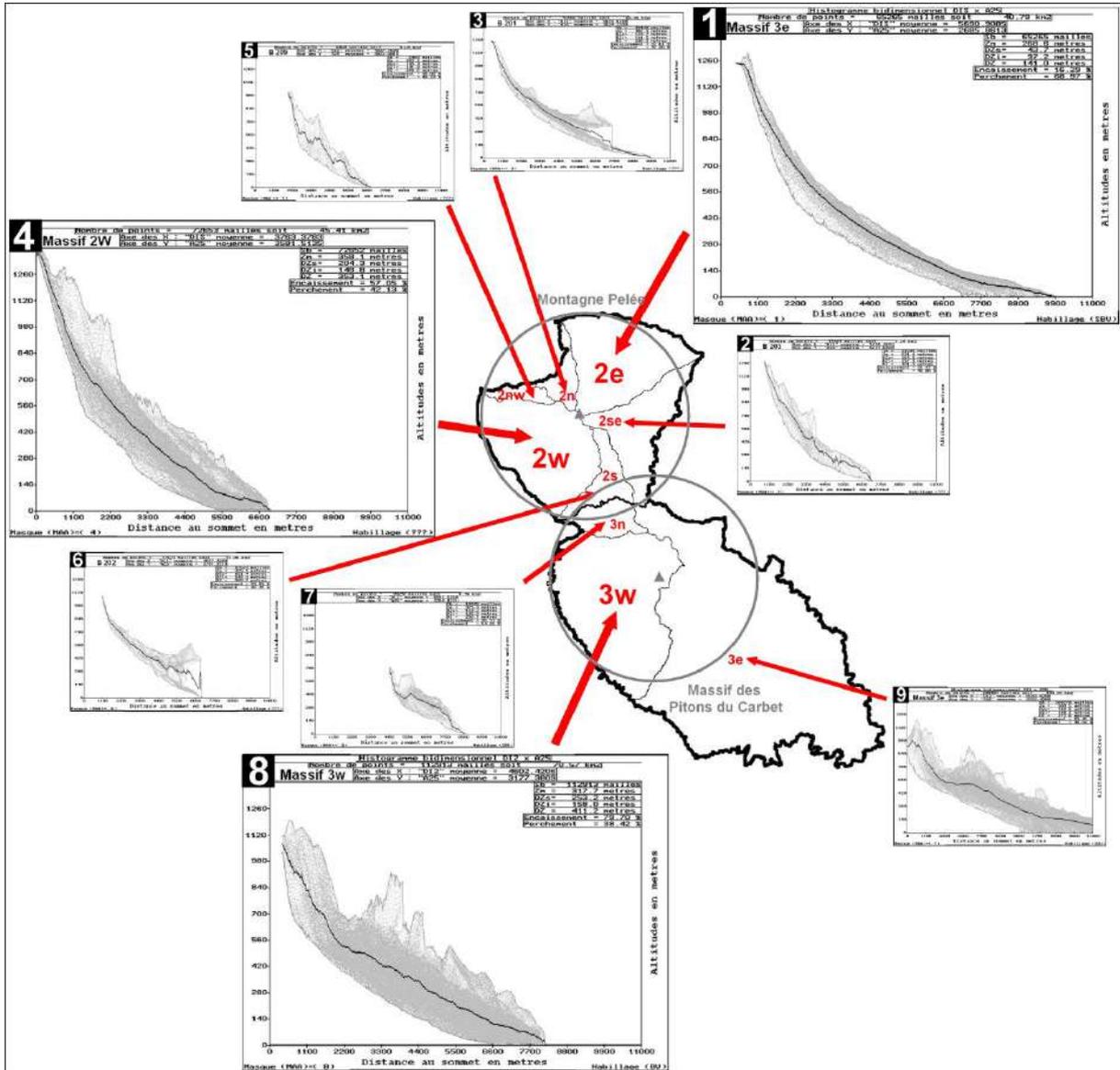


Figure 140: diagrammes bidimensionnels distances x altitudes (DB(DISxMNT)) par sous-massifs de la Montagne Pelée (codes 2x) et des Pitons du Carbet (codes 3x). La distance fait référence au sommet principal central de chaque massif. Les indices d'encaissement et de perchement sont calculés à partir de ces diagrammes.

Tableau 8 : Caractéristiques des sous-massifs et bassins utilisées dans le modèle d'évolution des formes de terrain sur les massifs de la Montagne Pelée et des pitons du Carbet

B Bassins sélectionnés								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B204	8,7	397,5	62,6	84,0	146,6	13,6	57,3	0,543
B205	8,7	319,3	27,0	54,0	81,0	7,8	66,7	0,234
B206	7,1	519,9	175,2	139,2	314,4	25,2	44,3	1,237
B207	6,6	351,7	27,6	48,8	76,4	7,3	63,9	0,182
B208	5,8	480,0	99,5	104,2	203,7	17,2	51,2	0,572
B210	5,3	428,6	52,5	98,3	150,8	10,9	65,2	0,276
B211	4,0	396,3	83,8	88,0	171,8	17,5	51,2	0,337
B212	3,3	308,5	28,1	49,6	77,7	8,3	63,8	0,094
B215	2,1	272,0	34,8	65,7	100,5	11,3	65,4	0,073
B216	2,1	243,8	12,3	25,2	37,5	4,8	67,2	0,026
B217	2,1	273,5	113,0	99,0	212,0	29,2	46,7	0,232
B219	1,5	250,7	46,5	54,7	101,2	15,6	54,1	0,071
B220	1,5	219,9	28,9	51,1	80,0	11,6	63,9	0,043
B221	1,2	192,7	50,9	57,4	108,3	20,9	53,0	0,059
B304	21,9	416,8	251,8	163,9	415,7	37,7	39,4	5,502
B309	15,2	392,3	114,2	105,3	219,5	22,5	48,0	1,731
B311	8,1	367,8	140,1	135,1	275,2	27,6	49,1	1,133
B315	4,7	303,8	110,3	93,3	203,6	26,6	45,8	0,517
B317	4,1	197,1	66,0	68,7	134,7	25,1	51,0	0,273
B318	4,0	269,2	113,7	95,3	209,0	29,7	45,6	0,451
B319	3,5	241,4	76,8	87,7	164,5	24,1	53,3	0,271
B320	3,4	100,0	47,0	36,4	83,4	32,0	43,6	0,159
B322	2,2	208,6	81,4	80,1	161,5	28,1	49,6	0,176
B323	1,6	143,7	57,4	51,0	108,4	28,5	47,0	0,092
M2	128,4	304,0	79,2	80,7	159,9	14,4	53,6	14,3
M3	68,6	264,1	105,9	91,7	197,6	28,2	47,3	10,3
Total	197,0	304,0	79,2	80,7	159,9	20,1	53,6	24,6

A Sous-Massifs								
Massif Code	Sup. km ²	Zm m	DZs m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
M2e	40,8	268,6	43,7	97,2	140,9	13,99	69,0	1,783
M2n	27,0	382,5	124,7	111,5	236,2	24,59	47,2	3,364
M2nw	4,0	382,2	145,4	141,0	286,4	27,56	49,2	0,587
M2s	11,1	379,1	151,4	142,3	293,7	28,54	48,5	1,673
M2se	7,2	521,1	164,0	157,3	321,3	23,94	49,0	1,187
M2w	45,4	358,1	204,3	148,8	353,1	36,33	42,1	9,277
M3e	9,4	325,4	114,2	135,9	250,1	25,98	54,3	1,073
M3n	130,9	303,5	192,6	180,1	372,7	38,82	48,3	25,217
M3w	70,6	317,7	253,2	158,0	411,2	44,35	38,4	17,868
M2	135,5	381,9	138,9	133,0	271,9	25,82	50,8	17,872
M3	210,9	362,0	153,2	140,5	293,8	36,38	49,7	44,159
Total	346,4	359,8	154,8	141,3	296,2	29,34	49,6	62,031
M100	15,2	272,4	216,3	198,5	414,8	44,26	47,9	3,290

C Bassins non-sélectionnés								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B213	3,2	577,8	107,9	75,4	183,3	25,9	41,1	0,346
B214	2,3	279,7	65,9	51,8	117,7	19,1	44,0	0,148
B218	2,0	249,1	25,9	18,2	44,1	24,2	41,3	0,051
B312	3,9	198,9	39,0	28,8	67,8	24,1	42,5	0,154
B314	5,2	225,6	89,1	114,3	203,4	28,3	56,2	0,459
B316	4,4	211,4	79,2	100,4	179,6	27,3	55,9	0,346
B321	2,2	258,5	69,1	52,7	121,8	21,1	43,3	0,151
B222	1,0	107,2	6,8	3,6	10,4	6,0	35,0	0,007
B223	0,9	143,4	11,1	22,6	33,7	7,2	67,1	0,010
B224	0,9	153,8	7,0	12,1	19,1	4,4	63,4	0,006
B225	0,8	106,8	38,4	31,9	70,3	26,4	45,4	0,030
B201	27,0	382,5	124,7	111,5	236,2	24,6	47,2	3,364
B202	11,1	379,1	151,4	142,3	293,7	28,5	48,5	1,673
B203	7,1	521,4	164,0	157,4	321,4	23,9	49,0	1,171
B209	4,0	382,2	145,4	141,0	286,4	27,6	49,2	0,587
B305	9,4	325,4	114,2	135,9	250,1	35,1	54,3	1,073
B300	39,7	378,0	155,8	121,9	277,7	29,2	43,9	6,181
B301	6,1	454,2	156,3	59,1	215,4	25,6	27,4	0,946
B303	8,0	503,8	163,0	121,1	284,1	24,4	42,6	1,311
B306	6,9	160,6	54,4	61,4	115,8	25,3	53,0	0,378
B307	14,7	275,2	91,5	73,4	164,9	25,0	44,5	1,349
B308	15,3	207,1	68,9	64,1	133,0	25,0	48,2	1,055
B313	1,3	123,6	30,2	24,4	54,6	19,6	44,7	0,040
B324	1,0	124,1	25,9	24,6	50,5	17,3	48,7	0,026

Bassins atypiques								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B213	3,2	577,8	107,9	75,4	183,3	25,9	41,1	0,346
B214	2,3	279,7	65,9	51,8	117,7	19,1	44,0	0,148
B218	2,0	249,1	25,9	18,2	44,1	24,2	41,3	0,051
B312	3,9	198,9	39,0	28,8	67,8	24,1	42,5	0,154
B314	5,2	225,6	89,1	114,3	203,4	28,3	56,2	0,459
B316	4,4	211,4	79,2	100,4	179,6	27,3	55,9	0,346
B321	2,2	258,5	69,1	52,7	121,8	21,1	43,3	0,151

Bassins tronqués sup. < 1km²								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B222	1,0	107,2	6,8	3,6	10,4	6,0	35,0	0,007
B223	0,9	143,4	11,1	22,6	33,7	7,2	67,1	0,010
B224	0,9	153,8	7,0	12,1	19,1	4,4	63,4	0,006
B225	0,8	106,8	38,4	31,9	70,3	26,4	45,4	0,030

Bassins tronqués latéralement								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B201	27,0	382,5	124,7	111,5	236,2	24,6	47,2	3,364
B202	11,1	379,1	151,4	142,3	293,7	28,5	48,5	1,673
B203	7,1	521,4	164,0	157,4	321,4	23,9	49,0	1,171
B209	4,0	382,2	145,4	141,0	286,4	27,6	49,2	0,587
B305	9,4	325,4	114,2	135,9	250,1	35,1	54,3	1,073

Bassins tronqués vers l'aval								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B300	39,7	378,0	155,8	121,9	277,7	29,2	43,9	6,181
B301	6,1	454,2	156,3	59,1	215,4	25,6	27,4	0,946
B303	8,0	503,8	163,0	121,1	284,1	24,4	42,6	1,311
B306	6,9	160,6	54,4	61,4	115,8	25,3	53,0	0,378
B307	14,7	275,2	91,5	73,4	164,9	25,0	44,5	1,349
B308	15,3	207,1	68,9	64,1	133,0	25,0	48,2	1,055
B313	1,3	123,6	30,2	24,4	54,6	19,6	44,7	0,040
B324	1,0	124,1	25,9	24,6	50,5	17,3	48,7	0,026

M2 Massif de la Montagne pelée
M3 Massif des pitons du Carbet
M2x Sous-massif de la Montagne Pelée
M3x Sous-massif des Pitons du Carbet
B2xx Bassins de la Montagne Pelée
B3xx Bassins des Pitons du Carbet

Sup. : superficie en km²
 Zm : altitude moyenne en mètres (m)
 Dzi : moyennes des altitudes basses par rapport à Zm (talwegs) en m
 Dz : moyennes des altitudes hautes par rapport à Zm (crêtes) en m
 DZ : commandement des versants en mètres
 Encaissement : indice d'encaissement en %
 Perchement : indice de perchement en %
 Erosion : volume décubé en km³

En première approche, il est préférable de simplifier le modèle en ne prenant en compte que l'encaissement et le perchement, l'incision étant considérée comme fortement corrélée aux deux indices précédents. Un modèle d'ajustement linéaire appliqué respectivement aux massifs et aux bassins (Figure 142) suggère des tendances semblables, même si le perchement tend à être surestimer sur les massifs ce qui est conforme à ce que la méthode laissait prévoir. Si la plupart des bassins sont conformes à la tendance générale, il en est aussi qui s'en écartent par leur perchement:

- Perchement plus faible sur les bassins B218, B213, B214 sur la Montagne Pelée B312 et B321 sur le Carbet.
- Perchement plus fort sur les bassins B314, B316, B322 sur le Carbet.

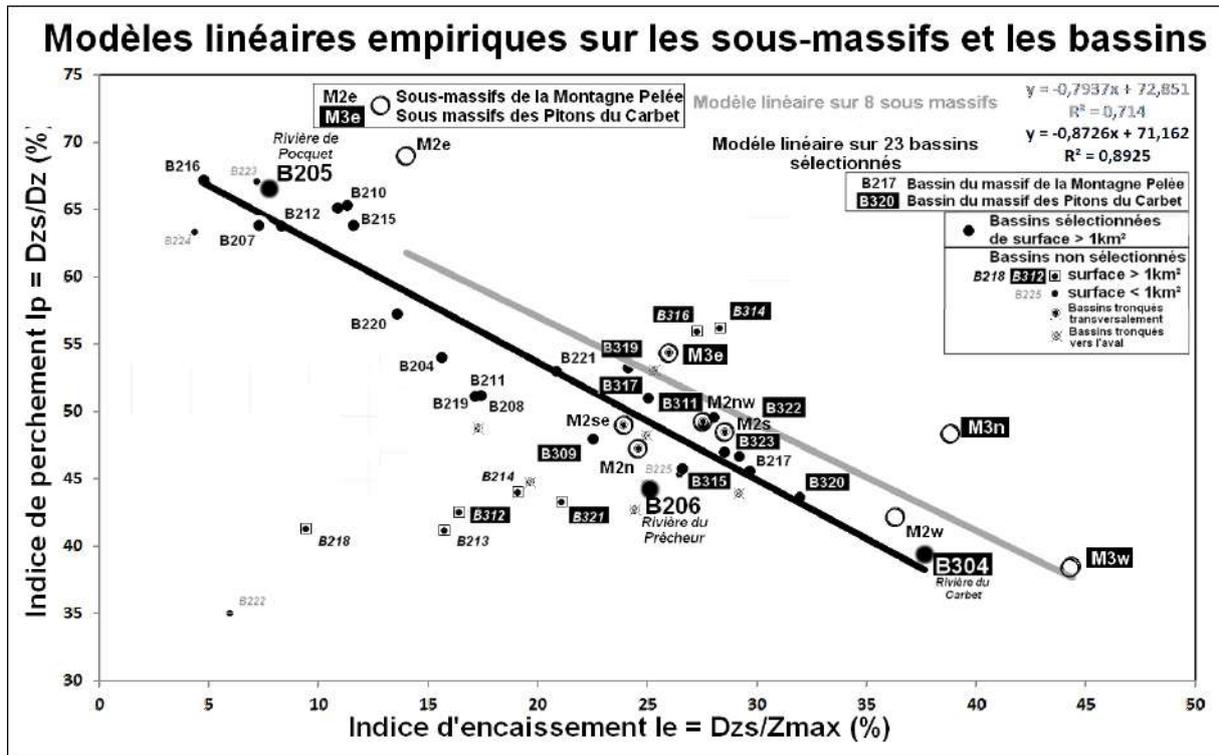


Figure 142: Modèles linéaires partiels d'évolution des formes d'interfluves sur les massifs et les bassins versants de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_25m)

L'atypisme de ces bassins met en relief des particularités dans la chronologie évolutive. La Rivière Blanche (B218) sur le versant ouest de la Montagne Pelée incise modérément un vaste plan incliné baptisé Coulée de la Rivière Blanche se traduisant à la fois par un faible encaissement et un perchement peu marqué (Figure 143A). Ce modelé de bassin est sans équivalent même s'il rappelle celui des bassins de type basse-Plaine sur l'autre versant du massif. Comme indiqué sur la carte, ce bassin ainsi que le plan d'interfluve qui le coiffe à l'amont se situe en contrebas de coulées plus récentes s'épanchant depuis le bord sud effondré de la caldera. La Rivière Blanche se caractérise ainsi par la plus faible incision ($I_i=16\%$) y compris par rapport à ses voisins du nord (Rivière Chaude B213, $I_i=27\%$) et du Sud (Rivière Sèche B208, $I_i=35\%$). En ramenant cela à des lames érodées, celle-ci ne serait que de 26 mètres sur Rivière Blanche alors qu'elle atteint 100 mètres sur les deux bassins voisins. Ces lames sont encore plus faibles soit 7 mètres sur les « pseudo-bassins » de Habitation Chalvet et de Bassin la Boue de part et d'autre de l'embouchure de la Rivière du Bocquet (B205 Figure 143B). Par pseudo-bassin, il faut comprendre qu'il s'agit de surface dont le modelé fluvial lié aux écoulements de surface est à peine marqué suggérant une percolation souterraine dominante. Ce type de bassin peut être également mis en rapport avec la notion de « néo bassin » propre à la phase d'initiation des écoulements concentrés. Sur le massif des Pitons du Carbet, les deux bassins de la Jambette (B312 Figure 143D) et du Marigot (B321) présentent également un faible perchement relativement au modèle avec des formes qui s'apparentent à ceux de Basse-Plaine.

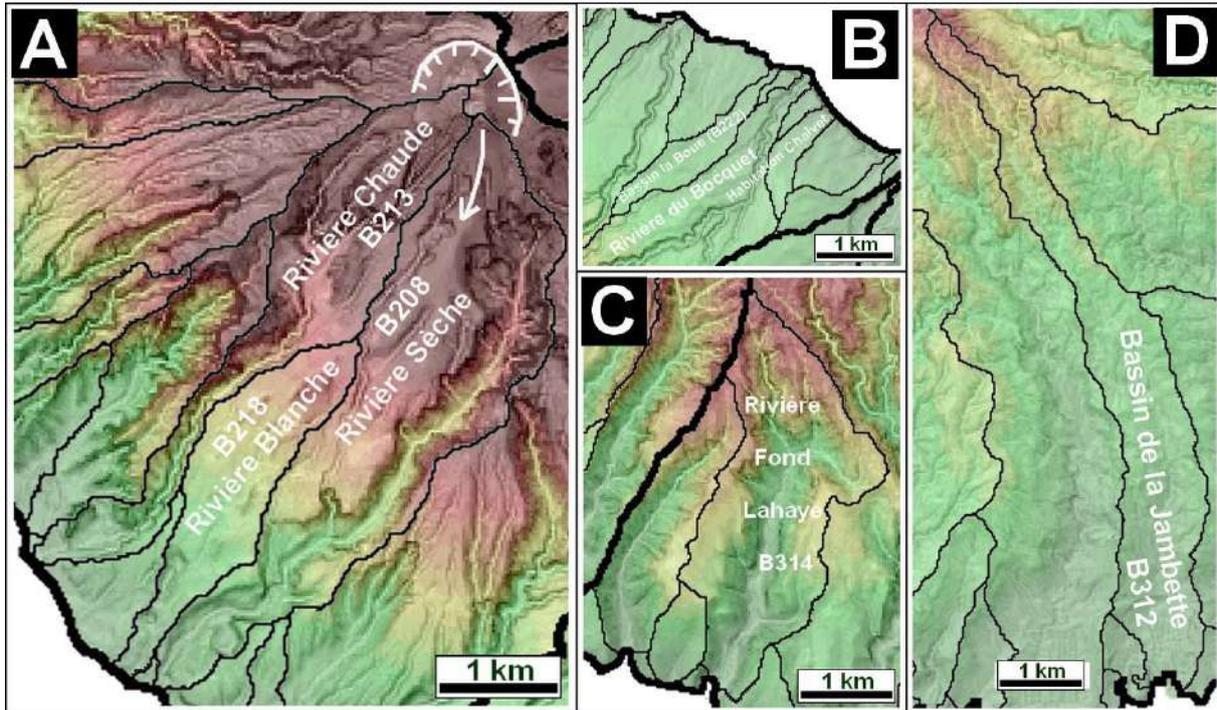


Figure 143 : quelques bassins atypiques par rapport au modèle linéaire liant l'indice d'encastement et l'indice de perchement

A l'inverse, deux bassins des Carbets présentent une anomalie positive du perchement : le bassin de Fond Lahaye (B314 Figure 143C) et de la Rivière de Fond Boucher (B316 Figure 143B). Ces vallées se singularisent par leur forte largeur au regard de la taille du bassin ce qui résulterait de captures anciennes de leur partie amont par les bassins voisins.

Le modèle linéaire utilisé en première approche doit être reconsidérer dans une vision plus large et théorique de l'évolution des formes. Les néo bassins ne peuvent comporter que des incisions étroites ne remaniant que de faible volume. Ils pourraient également se voir qualifiés d'épi bassin tant l'unité fonctionnelle hydrologique n'est qu'esquissée et encore fortement marquée par la géométrie originelle des coulées de laves et des dépôts. Pour ce cas limite initial, l'indice d'encastement doit tendre vers 0 alors que le perchement doit être proche de 100%. En considérant maintenant le cas limite de la phase à laquelle les ultimes lambeaux d'interfluves structurales disparaissent pour laisser à des crêtes de recoupement de versant, le perchement devrait être sensiblement inférieur à 50% résultant à la fois de la disparition des replats d'interfluve et de l'élargissement des fonds de vallée. De façon corrélative, l'encastement augmente du fait de l'accentuation de la concavité du profil en long de la vallée principale et de son évaseement. Empiriquement pour les nécessités du modèle, l'indice d'encastement et l'indice de perchement seront supposés tendre respectivement vers 55% et 35%. Il est alors possible d'ajuster un modèle théorique de type log en considérant à la fois les deux cas limites et un échantillonnage de bassins versants conformes au modèle linéaire précédent (Figure 144).

Disposant d'un modèle d'évolution du perchement (Figure 144A) et de l'incision (Figure 144B) en fonction de l'encastement, une chronologie de stades d'évolution des formes de bassins peut être établie sous la forme de section-bloc avec une typologie basée sur les observations à l'échelle des massifs et des bassins au sein desquels ils se sont développés (Figure 144C). L'encastement est pris comme référence par rapport aux deux autres indices car il reflète le taux d'érosion.

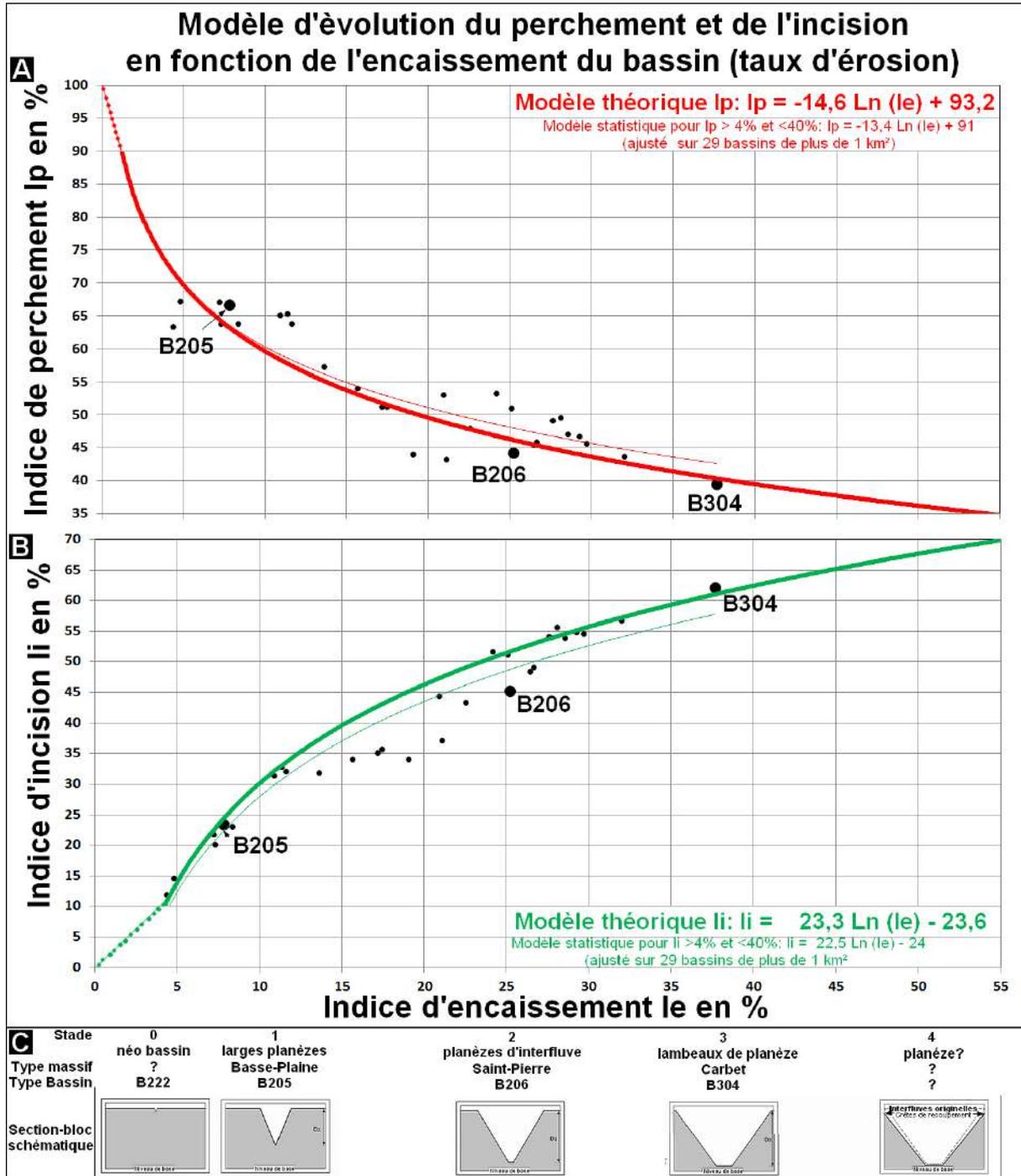


Figure 144: Modèle d'évolution théorique des formes d'interfluve sur les flancs volcaniques dérivé et calibré sur des bassins versants de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet

A./ Evolution du perchement en fonction de l'encaissement

B./ Evolution de l'incision en fonction du perchement

C./ Stades d'évolution des bassins et des vallées depuis le néo bassin (stade 0) jusqu'au stade où les planèzes d'interfluve ont totalement disparues (stade 5).

Ce modèle théorique peut être replacé dans le triangle ternaire EPI afin de comparer le positionnement des sous massifs et des bassins par rapport à celui-ci (Figure 145A). Hormis le sous massif de Basse-Plaine (M2e), les valeurs par sous-massifs (M2w et M3w) et pour les

bassins type (B205, B206 et B304) sont proches de ce modèle bien que l'on constate un décalage entre les deux échelles. Sur les sous-massifs, il est préférable d'utiliser les moyennes pondérées en fonction de la surface des bassins plutôt que les valeurs globales que l'on sait biaisée (voir partie méthodologique). Elles reflètent mieux la forme moyenne des bassins permettant d'évaluer la représentativité des bassins type choisis (Figure 145B). Sur ce point, le bassin du Bocquet (B205) se révèle satisfaisant comme étalon du type Basse-Pointe (M2e) alors que les deux autres bassins type ont un encaissement et une incision supérieures à ceux de leur sous-massifs respectifs. La méthode EPI permet donc de comparer des formes à diverses échelles autorisant une rationalisation du choix des sites dit représentatifs. Ce point doit être souligné car il est fréquent que la notion de « représentativité » soit quelque peu galvaudée tant les auteurs appliquent ce terme à leur terrain d'étude sans donner aucun élément tangible permettant de vérifier et de valider leurs choix. Cette critique de la pratique scientifique aussi bien en hydrologie qu'en géomorphologie se doit d'être entendue car elle est liée à la question fondamentale de l'échantillonnage, soit la question simple souvent éludée suivante: quel sous-ensemble est « représentatif » de l'ensemble auquel il appartient ? Appliqué à cette étude, il faut admettre à posteriori qu'il aurait été préférable de choisir les bassins type de Rivière Sèche (B208) et de Rivière Case-Pilote (B318) respectivement pour les sous-massifs ouest de la Montagne-Pelée (M2w type « Saint-Pierre ») et des Pitons du Carbet (M3w type « Carbet »).

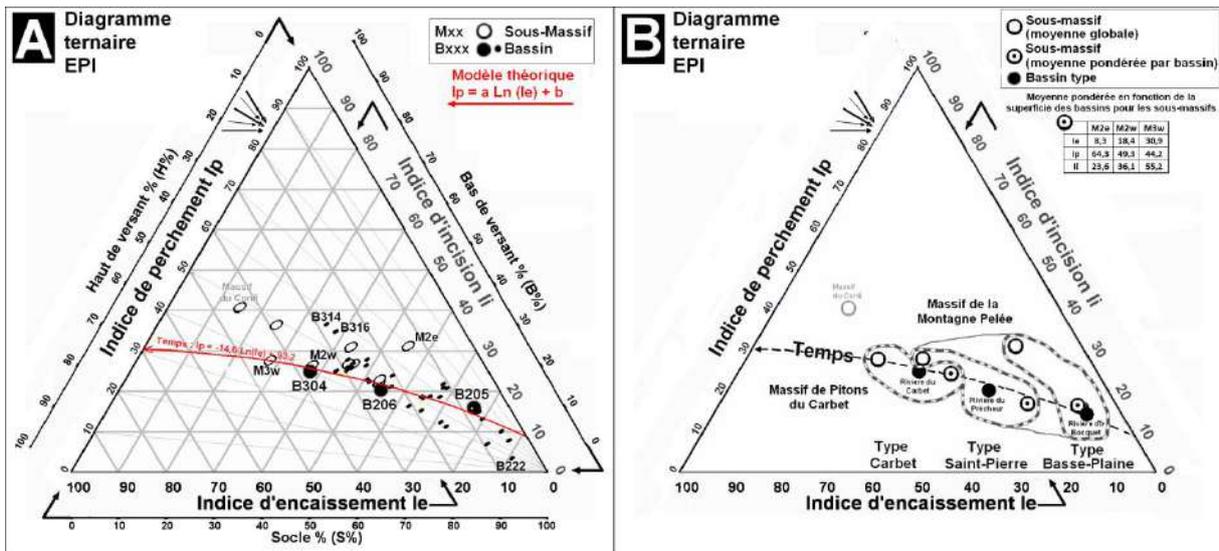


Figure 145 : diagramme ternaire EPI des sous-massifs et des bassins versants (dérivé de DB[DIS,MNT] à partir de MNT Litto3D_SEAD_5m)

La cartographie des indices EPI (Figure 146) démontre que les bassins des deux types extrêmes au sens du modèle de Basse-Plaine et du Carbet sont plus homogènes que ceux du versant ouest de la Montagne Pelée de type Saint-Pierre qui se caractérisent par un polymorphisme y compris sur les indices plus stables que sont l'encaissement (Figure 146A) et l'incision (Figure 146B). Ce fait s'interprète de la façon suivante. Le versant ouest de la Montagne Pelée est un cas intermédiaire entre par rapport aux deux autres sous-massifs pour des raisons à la fois tectonique, structurale et climatique. Les coulées volcaniques des versants est des deux édifices volcaniques se font en direction de la plaque Caraïbe en subduction alors que les vastes planètes du versant ouest de la Montagne Pelée se dirigent vers la plaque passive Atlantique avec des conséquences directes sur la pente longitudinale plus forte vers l'est que vers l'ouest cette dissymétrie ayant déjà été mentionnée précédemment. Sur les

versants occidentaux, la moindre profondeur de la surface de frottement des deux plaques induits la présence de nombreux reliefs secondaires de type cônes adventifs interférant avec les coulées venant du volcan principal. Le facteur climat pourrait laisser penser en première analyse que le versant au vent soit celui de Basse-Plaine devrait être *mutatis mutandis* plus érodé que le versant sous le vent or c'est l'inverse qui se produit. Outre le fait que l'érosion n'est pas toujours proportionnelle à la quantité de précipitations mais à leurs intensités, cette hypothèse ne tient pas car il est certain que les crues les plus violentes sont associées à des cyclones dont la puissance et l'échelle notamment pour ce qui est de l'épaisseur de la masse d'air concernée (jusqu'à la tropopause soit 11000 mètres à comparer au 1400 mètres des plus hauts sommets de la Martinique) fait que la dissymétrie sous-le-vent/au-vent des pluies ne jouent plus de ce type d'évènement. Il n'en demeure pas moins que la météorisation chimique devrait être plus forte sur le versant au vent. Inversement, l'hydroclastie soit l'alternance humectation/dessiccation ne peut être que plus fréquente sur le versant sous le vent. Ce commentaire démontre s'il le fallait que l'approche hydrogéomorphométrique en associant intimement raisonnements géomorphologique et hydrologie à toutes les étapes de la quantification des formes de terrain n'est pas qu'un épiphénomène scientifique d'ordre technique. Elle possède aussi des vertus pédagogiques permettant de s'interroger en termes précis sur le défi que constitue le polymorphisme des surfaces topographies sur une vaste gamme d'échelles emboîtées. Nombre de connaissances notamment dans la phase d'apprentissage ne sont solides que si elles procèdent d'inférences par la pratique.

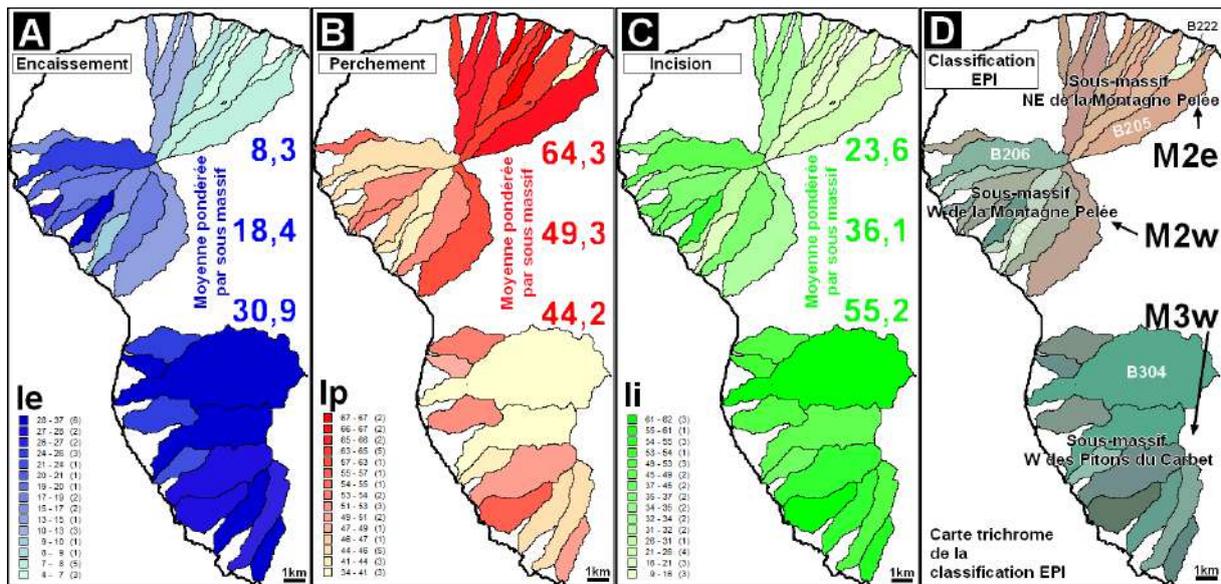


Figure 146 : Cartographie EPI des bassins versants (dérivé de DB[DIS,MNT] à partir de MNT Litto3D_SEAD_5m)

Le modèle ci-dessus se doit d'être aussi chronologique puisqu'il est appliqué à des formes apparues en plusieurs phases pendant les deux derniers millions d'année. Il s'agit donc implicitement d'un modèle évolutif. Il peut paraître surprenant que jusqu'alors la forme en plan des bassins n'est pas été évoquée. A ceci deux raisons. Dans un contexte volcanique de type éruptif, il est évident que leur allongement tend à diminuer au fur et à mesure que l'encaissement augmente avec des phénomènes de capture lorsque les planèzes disparaissent localement et que des têtes de bassin par érosion régressive parviennent à éroder les crêtes de recoupement. Pour s'en convaincre, il suffit de mettre en regard sur les cartes de la figure précédente et de comparer l'allongement des bassins du versant nord-est de la Montagne-

Pelée de type Basse-Plaine par rapport aux bassins de type Carbet du versant ouest des Pitons des Carbet. Le cas de la Rivière du Carbet (B304) est de façon manifeste issu d'une ou plusieurs captures de rivières radiales développées dans la phase initiale éruptive des Pitons du Carbet. Ainsi sa forme ramassée, mais aussi sa superficie presque double par rapport aux autres bassins, en fait le prototype d'un « vieux » bassin ... parfaitement typé avec les indices d'encaissement et d'incision les plus élevés et un perchement le plus faible.

Seconde raison, l'aspect morphométrique d'analyse de la forme projetée des limites de bassin n'a pas été détaillée et ne le sera pas car déjà amplement documentés dans la littérature aussi bien géomorphologique qu'hydrologique (i.e. indice de compacité de Gravelius, cf. Laborde 1998 pages 5 à 8). La question de la forme des bassins se devait cependant d'être mentionnée car il est déterminant d'une part pour la modélisation des crues qui sera traité ultérieurement et d'autre part pour l'évolution des profils en long de bassin. *Ceteris paribus*, un champ de captage d'écoulements superficiels (ce qu'est effectivement un bassin versant !) donnera lieu à des crues d'autant plus violentes au sens du pic de crue que sa forme sera compacte. Or la capacité érosive d'une rivière par rapport à son lit dépend de façon exponentielle de l'importance des débits de pointe ceux-ci étant les plus aptes à affouiller et remobiliser les alluvions (Henensal 1986). Il en découle le point fondamental suivant. Les vitesses d'érosion des bassins ne peuvent être constantes puisque l'évolution même de leur forme influe de façon non linéaire sur la capacité de transport et d'incision aussi bien pour les écoulements diffus sur versant (pente) que sur les écoulements concentrés en rivière (pic de crue). Le corollaire est que l'axe des encaissements des modèles ci-dessus bien que lié au temps ne peut l'être de façon proportionnelle. Les lames moyennes érodées annuelles pour peu que soient datées les surfaces structurales initiales ne peuvent donc être que des ordres de grandeur.

Cette réserve faite, le tableau factoriel ci-dessous (Table 9) tente de faire un bilan indicatif de l'érosion sur les sous massifs considérés.

Tableau 9 : Bilans et facteurs d'érosion par sous massifs.

Tableau factoriel de l'érosion par sous massif	Pendage vers plaque Caraïbe Versant sous le vent	Pendage vers plaque Atlantique Versant au vent																				
Montagne Pelée Âge ~ 300 000 ans	<p>Sous massif "Saint-Pierre" (M2w)</p> <p>Lame érodée = 94 mètres</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Nb Bassins</th> <th>km²</th> <th>le</th> <th>lp</th> <th>li</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>11</td> <td>38,5</td> <td>18,4</td> <td>49,3</td> <td>36,1</td> </tr> </tbody> </table> <p>Lame érodée annuelle = 0,31 mm/an ?</p>	Nb Bassins	km ²	le	lp	li	11	38,5	18,4	49,3	36,1	<p>Sous massif "Basse-Plaine" (M2e)</p> <p>Lame érodée = 30 mètres</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Nb Bassins</th> <th>km²</th> <th>le</th> <th>lp</th> <th>li</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>10</td> <td>32,4</td> <td>8,3</td> <td>64,3</td> <td>23,6</td> </tr> </tbody> </table> <p>Lame érodée annuelle = 0,10 mm/an ?</p>	Nb Bassins	km ²	le	lp	li	10	32,4	8,3	64,3	23,6
Nb Bassins	km ²	le	lp	li																		
11	38,5	18,4	49,3	36,1																		
Nb Bassins	km ²	le	lp	li																		
10	32,4	8,3	64,3	23,6																		
Massif des Pitons du Carbet Âge ~ 2 000 000 ans	<p>Sous massif "Carbet" (M3w)</p> <p>Lame érodée = 160 mètres</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Nb Bassins</th> <th>km²</th> <th>le</th> <th>lp</th> <th>li</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>11</td> <td>65,8</td> <td>30,9</td> <td>44,2</td> <td>55,2</td> </tr> </tbody> </table> <p>Lame érodée annuelle = 0,08 mm/an ?</p>	Nb Bassins	km ²	le	lp	li	11	65,8	30,9	44,2	55,2	<p>Sous massif du Morne Jacob</p> <p>Non traité</p>										
Nb Bassins	km ²	le	lp	li																		
11	65,8	30,9	44,2	55,2																		

Le fait saillant de cet aperçu synthétique sur les bilans et les facteurs de l'érosion est que les deux paysages de Basse-Plaine (M2e) et du Carbet (M3w) auraient des lames érodées annuelles identiques de 0,1 mm/an avec l'hypothèse d'un taux d'érosion constant dans le

temps. Le versant occidental de la Montagne Pelée (M2w) connaîtrait en revanche une vitesse d'érosion trois fois plus rapide de l'ordre de 0,3 mm/an. En se ramenant à des volumes, ces chiffres correspondent à des valeurs comprises entre 10 et 30 m³/hectare/an soit environ 15 à 50 tonnes/ha/an. Ces ordres de grandeur cadrent avec les mesures faites en milieu tropical humide : 0,073 mm/ha/an au Cameroun (8°N, 1400 mm/an sur 6 mois, forêt claire, modelé collinaire, Brabant 1998), 22 t/ha/an (Rwanda, pente 45%, Moeyersons 2004), 16 t/ha/an (sous forêt climax de montagne, Trinidad, Bell 1973 cité par El swaify et Al. 1982). Ce point ne sera pas discuté plus avant ici. Seul le taux de dénudation important du versant ouest de la Montagne Pelée mérite d'être commenté car soit il remet en cause la méthode d'estimation hydrogéomorphométrique soit il est symptomatique d'une erreur dans la datation soit ce qui est plus probable qu'il reflète des conditions particulières favorisant une érosion plus forte. Le versant Saint-Pierre est encore actif comme en témoigne le nom même de la Montagne Pelée (volcan dénudé lors de l'arrivée des premiers colons au XVII^{ème} siècle), la présence de coulées récentes comme celle de la Rivière Blanche et les événements pyroclastiques ou magmatiques du XX^{ème} siècle (nuées ardentes de 1902, éruptions de 1929). Certes cette activité apporte de nouveaux volumes mais elle pourrait contribuer significativement à la déstabilisation chronique des versants et des formations superficielles tout en ayant des effets dévastateurs sur la couverture forestière. Ce ne sont que quelques hypothèses permettant de comprendre le contraste entre les deux versants de la Montagne Pelée en termes de modelé et d'érosion.

Le même type traitement est appliqué à des sous bassins ou de simples ravines de versant mais suppose un commentaire spécifique adaptée à l'échelle de ces unités et au fait qu'elles ne sont liées au processus morphogéniques d'ensemble que par le niveau de base local de bas de versant. La démarche diffère sur quelques points

Alors que les distances aux sommets ont été utilisées pour les formes qui précèdent DB[DIS,MNT] calculées à partir de MNT de résolution de 25 mètres, il faut en ce cas avoir recours aux distances hydrologiques à l'exutoire DB[DBV,MNT] dérivées de MNT décamétriques voire métriques. A l'échelle locale de forme moins complexe dans un contexte morpho structure plus homogène, certaines hypothèses favorables à l'estimation des volumes des bassins s'avèrent mieux fondées en particulier l'altitude équivalente des deux interfluves latérales au drain principal. S'agissant d'unités peu étendues, la question de l'échantillonnage des formes se pose avec plus d'acuité. Une forme de un hectare par exemple ne représente qu'une centaine de mailles sur un MNT métrique ce qui peut rendre erratique le résultat (voir partie méthodologique). Ces différences doivent être connues sans pour autant que les ordres de grandeurs des résultats ne puissent être comparés entre les deux échelles. Les figures 147 et 148 démontrent sur les bassins de référence pour une résolution de 5 mètres du MNT que les indices hydrogéomorphométriques EPI varient dans une faible mesure en fonction de la métrique utilisée.

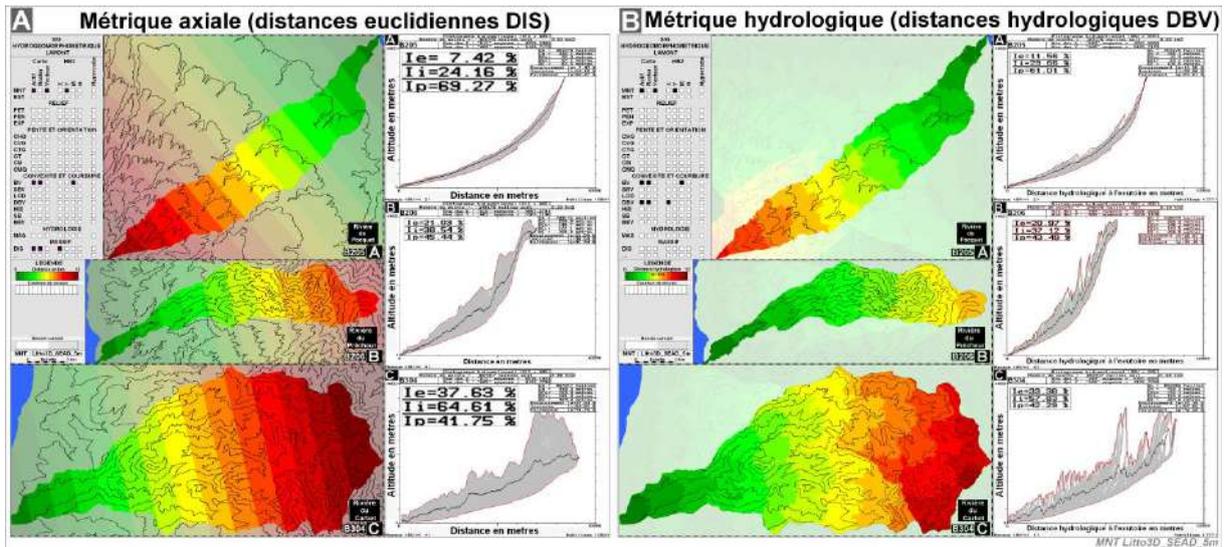


Figure 147 : Diagrammes bidimensionnels Distances x Altitudes sur les 3 bassins de références avec calcul des indices EPI (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)
 A./ En fonction d'une métrique axiale (distances euclidiennes axiales x altitudes DB[DIS,MNT])
 B./ En fonction d'une métrique hydrologique (distances hydrologiques à l'exutoire x altitudes DB[DBV,MNT])

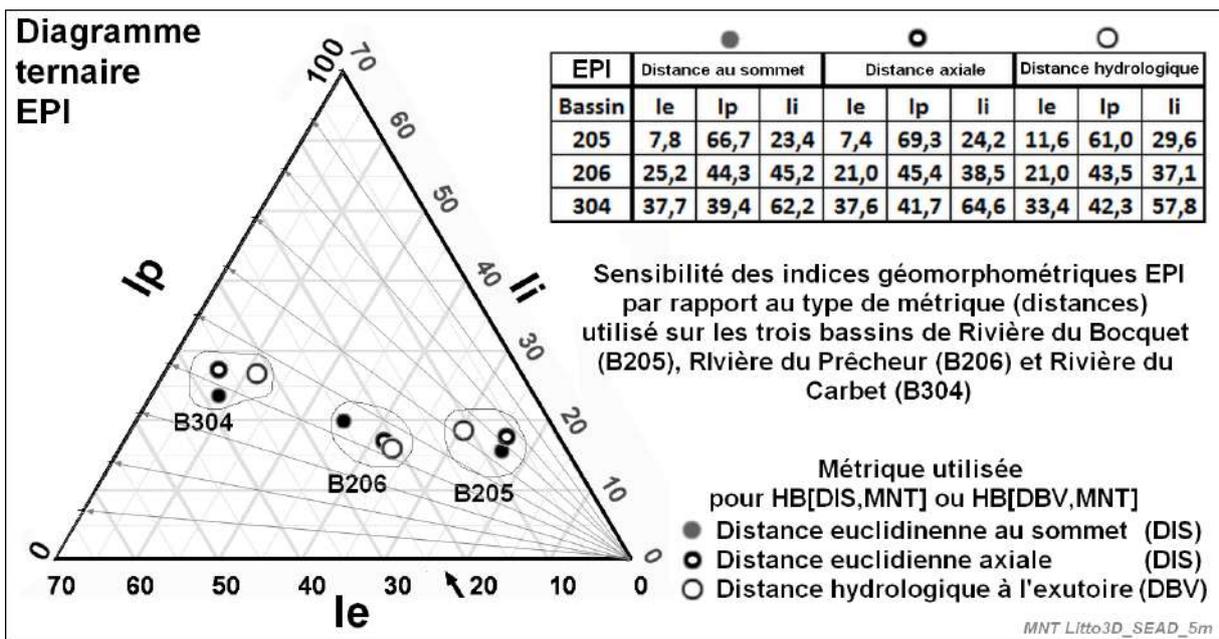


Figure 148 : estimation de la sensibilité des indices hydrogéomorphométriques EPI en fonction de la métrique utilisée sur l'exemple des trois bassins type de référence

Application à l'échelle de sous bassins :

Dans la continuité de l'étude sur les grandes unités, les sous-bassins et ravines seront sélectionnées sur les trois bassins type retenus afin d'étudier l'évolution des formes locales en fonction de l'âge des bassins (Figure 149). Le modelé des formes tel que rendu par le MNT Litto3D natif à 1 mètre de résolution rend compte des contrastes observables à cette échelle avec des éléments de planèze clairement identifiable sur les bassins B206 (Figure 149B1) et B304 (Figure 149C) dont la physiographie est proche pour ne pas dire identique à celle du

bassin du Bocquet marqué par l'omniprésence des surfaces structurales sur les interfluves (Figure 149A).

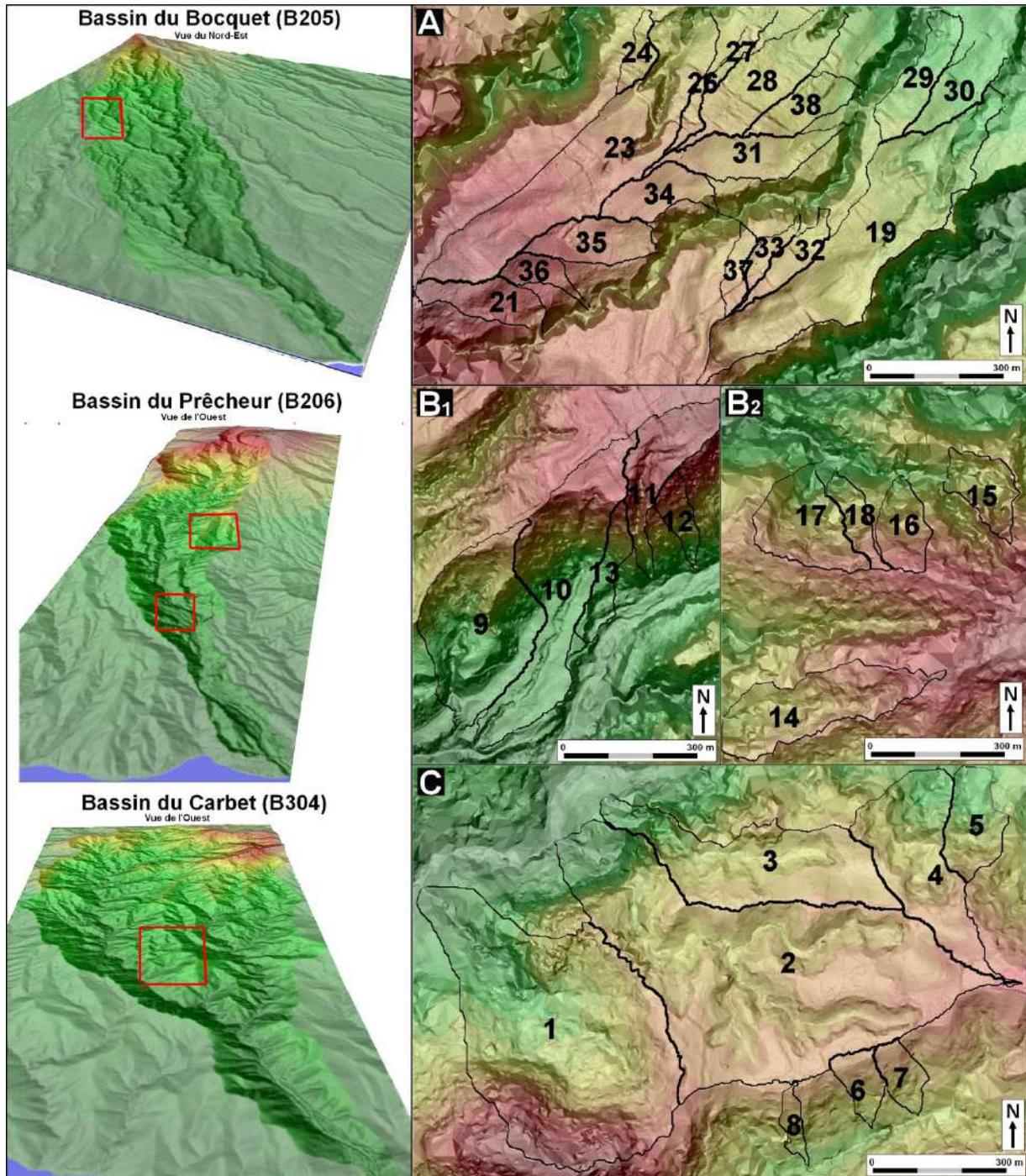


Figure 149 : sous-bassins et ravines sélectionnés sur les zones test des trois bassins de référence (MNT Litto3D pleine résolution)

L'échelle des unités sélectionnées est de 3 à 28 hectares pour les sous-bassins et de 0,5 à 2,7 hectares pour les ravines (Tableau 10). La longueur hydrologique moyenne des 23 ravines considérées est de 428 mètres pour une largeur moyenne de 35 mètres. Le commandement transversal moyen des crêtes d'interfluve par rapport au drain principal (DZ) est de l'ordre de 15 mètres pour les sous-bassins et 5 mètres pour les ravines. Quelques unités se signalent par

de forte valeur de commandement tel le bassin de Seau d'eau (B304SB1) avec 106 mètres et la ravine amont de Beauséjour (B206SB15) avec 37 mètres.

Tableau 10 : caractéristiques des sous-bassins et des ravines sélectionnés

Liste des sous bassins														Liste des ravines																					
Nom du bassin	Bassin code	SB	Sup. hect.	Zm	Zmin	Zm0	Dzi	DZ	S%	B%	H%	le	lp	li	Lmax	larg.	Nom du bassin	Bassin code	SB	Sup. hect.	Zm	Zmin	Zm0	Dzi	DZ	S%	B%	H%	le	lp	li	Lmax	larg.		
Savane Dury	B205	19	12,03	365	313	52	5	4	10	82,5	9,7	7,7	8	44	17	1580	76	Louis E1	B205	21	2,13	450	403	47	4	4	8	85,0	7,7	7,3	7	49	15	443	48
Source Man Louis	B205	23	11,25	414	342	72	6	7	13	83,2	8,2	8,6	9	51	17	1451	78	Louis W2	B205	24	0,85	381	364	17	2	2	5	76,4	11,1	12,5	13	53	24	310	27
Côte 363	B205	28	4,21	370	329	41	4	4	8	81,7	8,7	9,6	10	52	18	754	56	Louis W1	B205	25	0,74	420	335	85	2	1	3	96,3	2,0	1,7	2	46	4	369	20
Cote 397	B205	31	2,97	387	332	55	3	2	4	92,2	4,6	3,2	3	41	8	794	37	Louis N1	B205	26	0,71	388	354	34	1	1	2	95,6	2,1	2,4	2	53	4	583	12
Haut Feraud	B206e	14	5,61	501	411	90	19	15	34	67,7	18,0	14,3	14	44	32	737	76	Louis N2	B205	27	0,49	371	353	18	1	1	1	93,2	3,6	3,2	3	46	7	581	8
Grand Beauséjour	B206e	17	3,79	473	318	155	16	18	35	80,1	9,4	10,5	11	53	20	418	91	Dury N1	B205	29	2,35	333	301	32	3	2	5	85,5	7,8	6,7	7	46	15	506	46
Case Coquéran	B206w	9	8,00	197	125	71	24	35	59	44,5	22,3	33,1	33	60	55	722	111	Dury N2	B205	30	2,24	329	310	19	2	2	4	81,5	11,1	7,4	7	40	18	544	41
Morne Gibouin	B206w	10	8,98	218	118	100	20	12	32	71,8	17,5	10,7	11	38	28	1259	71	Dury W1	B205	32	1,33	386	343	44	1	1	3	94,3	3,0	2,6	3	47	6	496	27
Case Petit	B206w	11	3,54	320	148	172	6	5	12	93,4	3,6	3,0	3	46	7	752	47	Dury W2	B205	33	0,75	389	348	41	1	1	2	94,4	3,5	2,1	2	37	6	410	18
Saut d'eau	B304	1	23,27	327	108	219	69	37	106	58,7	26,9	14,4	14	35	41	1188	196	Louis E4	B205	34	2,07	408	359	49	2	2	3	93,3	3,6	3,0	3	46	7	497	42
La Croix (sud)	B304	2	28,65	354	119	234	24	25	49	81,0	9,3	9,7	10	51	19	1943	147	Louis E3	B205	35	2,37	422	376	46	4	2	6	88,0	7,6	4,3	4	36	12	520	46
La Croix (nord)	B304	3	8,91	325	132	193	20	16	37	82,6	9,7	7,7	8	44	17	1189	75	Louis E2	B205	36	1,01	439	388	50	3	3	6	88,9	6,2	4,9	5	44	11	337	30
Trou Baillie (ouest)	B304	4	6,72	338	212	126	13	9	22	83,8	9,5	6,7	7	41	16	876	77	Louis W1	B205	37	0,87	396	358	38	2	1	3	92,1	4,3	3,6	4	46	8	371	24
min			3,0	197	108	41	3	2	4	44,5	3,6	3,0	3	35	7	418	37	Louis E5	B205	38	1,88	365	316	49	3	3	5	89,8	5,0	5,3	5	52	10	442	43
moyenne			9,8	353	231	122	18	15	32	77,2	12,1	10,7	11	46	23	1051	88	Beauséjour (amont)	B206e	15	2,08	463	395	68	21	16	37	55,5	25,4	19,1	19	43	44	378	55
max			28,6	501	411	234	69	37	106	93,4	26,9	33,1	33	60	55	1943	196	Beauséjour (est)	B206e	16	1,96	502	375	128	12	13	26	81,7	8,7	9,5	10	52	18	617	32
nb			13,0															Beauséjour (ouest)	B206e	18	1,20	468	320	148	11	12	23	85,5	7,0	7,5	8	52	14	426	28
Total			127,94															Case Petit (sud)	B206w	12	1,13	264	150	114	8	8	16	87,0	6,3	6,7	7	52	13	339	33
																		Case Petit (ouest)	B206w	13	1,57	197	133	63	8	9	17	76,5	11,1	12,4	12	53	23	443	36
																		Trou Baillie (est)	B304	5	2,73	288	208	80	11	13	24	74,0	11,9	14,0	14	54	26	358	76
																		Foyal (Centre)	B304	6	1,28	363	275	88	6	6	12	87,3	6,5	6,2	6	49	13	313	41
																		Foyal (est)	B304	7	1,24	360	298	62	7	9	16	77,1	10,0	12,9	13	56	23	268	46
																		Foyal (ouest)	B304	8	0,68	337	264	72	7	6	13	83,3	8,9	7,8	8	47	17	296	23
																		min			0,5	197	133	17	1	1	1	55,5	2,0	1,7	2	36	4	268	8
																		moyenne			1,5	379	319	61	5	5	10	85,3	7,6	7,1	7	48	15	428	35
																		max			2,7	502	403	148	21	16	37	96,3	25,4	19,1	19	56	44	617	76
																		nb			23														
																		Total			33,67														

Sous-bassins et ravines																	
Nom du bassin	Bassin code	SB	Sup. hect.	Zm	Zmin	Zm0	Dzi	DZ	S%	B%	H%	le	lp	li	Lmax	larg.	
min			0,5	197	108	17	1	1	1	44,5	2,0	1,7	2	35	4	268	8
moyenne			4,5	370	287	83	10	9	18	82,4	9,2	8,4	8	47	18	653	54
max			28,6	502	411	234	69	37	106	96,3	26,9	33,1	33	60	55	1943	196
nb			36														
Total			161,61														

B2xx Bassins de la Montagne Pelée
E3xxx Bassins des Pitons du Carbet
 Sup. hect. : superficie en hectares
 Zm : altitude moyenne en mètres
 Zmin : altitude du niveau de base
 Zm0 : altitude relative
 S% : socle en %
 B% : bas de versant en %
 H% : haut de versant en %
 Dzi : moyenne des altitudes basses par rapport à Zm
 Dzs : moyenne des altitudes basses par rapport à Zm
 DZ : commandement moyensdes versants
 le : Indice d'encaissement en %
 lp : Indice de perchement en %
 li : Indice d'incision en %
 Lmax : longueur du drain le plus long
 Larg. : largeur bassin au sens Sup/Lmax

La forme des DB[DBV,MNT] à l'échelle des sous-bassins et plus encore des ravines montre qu'elle adopte rarement l'aspect des lunules typiques des massifs et des bassins versants. Seul le sous bassin de Seau d'eau (B304SB1) et dans une moindre mesure celui de B206SB9 présentent une forme concave d'ensemble aussi bien pour les crêtes que pour les thalwegs. Le dispositif dominant se manifeste par une structure linéaire pour les sous-bassins (Figure 150 19, 23 et 31) ou en marche d'escalier pour les ravines (Figures 150A et D). Font exceptions, le sous bassin de La Croix caractérisé par un profil en long perché au-dessus de la vallée principale du Carbet (B304SB2 Figure 150 2) et quelques ravines localisées sur les 3 bassins (Figure 150B et C). Il est remarquable que des formes de même taille et voisines puissent présenter des différences aussi marqués que ceux du sous bassin du Seau d'eau B304SB1 et de La Croix B304SB2 (voir carte de la figure 149C et diagramme des figures 150 1 et 2). Afin d'obvier à certaines confusions sur le qualificatif de « perché » et sur le terme de « perchement », une unité peut être « perchée » au sens de son profil en long (i.e. B304SB2) sans que ses versants présentent un « perchement » transversal par rapport au drain principal.

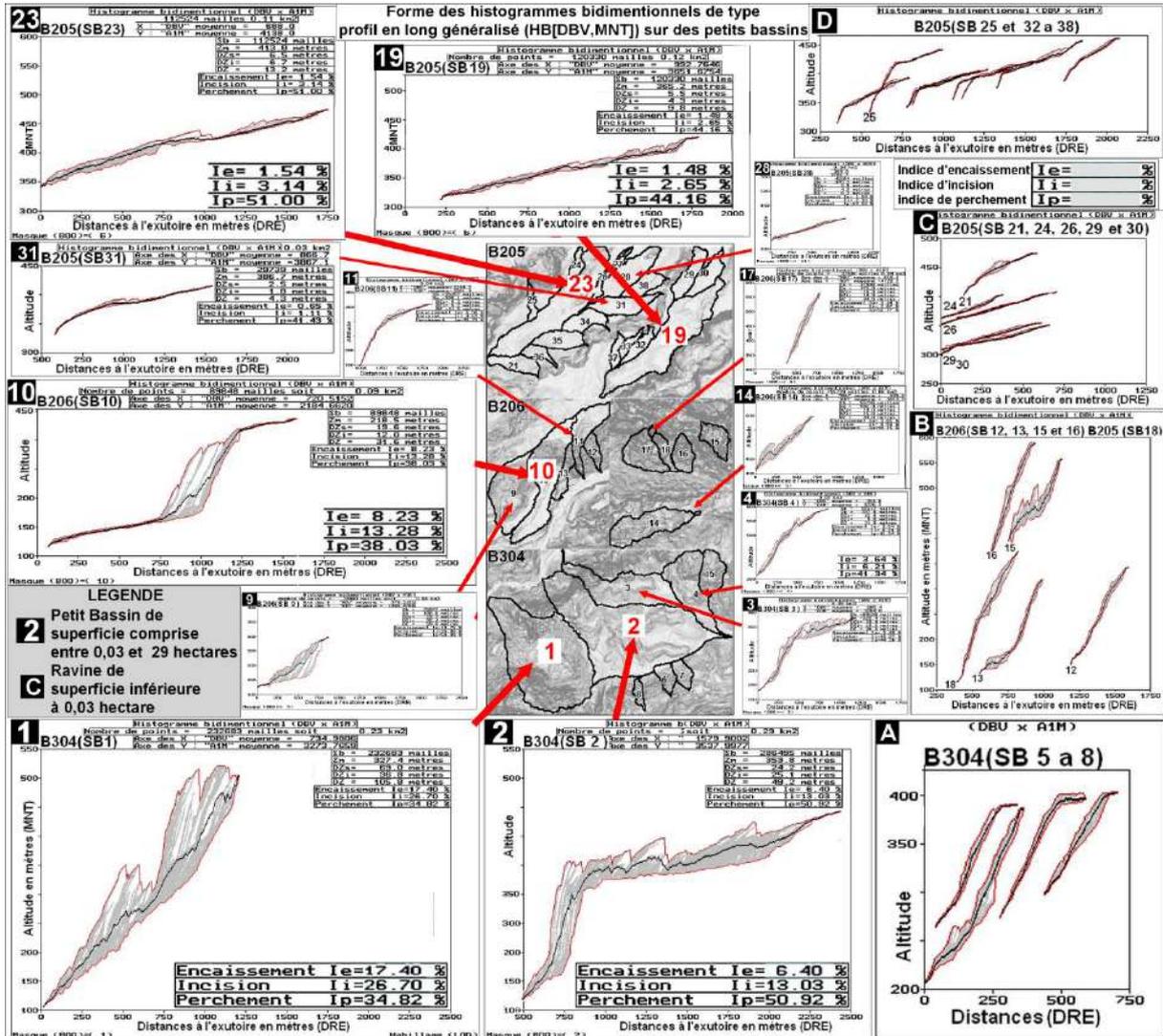


Figure 150 : Profils en long généralisés (DB[DBV,MNT]) et indices hydrogéomorphométriques sur des petits bassins versants (0,03 à 29 hectares) et des ravines (<0 ,03 hect.) sélectionnées sur les zones test des bassins des rivières du Bocquet, du Prêcheur et du Carbet (dérivé du MNT Litto3D en pleine résolution de 1 mètre)

Graphiques 1 à 31/ diagramme bidimensionnel (DB[DBV,MNT]) et indices géomorphométriques par petit bassin de superficie comprise entre 0,03 et 29 hectares.

Graphiques A à D/ diagramme bidimensionnel (DB[DBV,MNT]) de ravines de superficie inférieures à 0,03 hectare.

Applications à l'échelle des ravines :

L'application de la méthode EPI à ce type d'objets liés au niveau de base de bas de versant donne des résultats forts différents de celui des bassins versants contrôlés par le niveau de base général. Le perchement est faible comparé à l'encaissement si bien que tous ces objets sont en dessous des valeurs prévues par le modèle calibrer sur les bassins versants (figure 151). Deuxième constat, une forte variabilité des formes y compris sur des formes voisines géographiques comme cela a déjà été observés pour les sous-bassins Le Seau et de La Croix. En ce cas, il serait illusoire de vouloir définir un modèle d'ensemble, chaque entité étant liée à des conditions morpo structurales locales. Autre élément, les courbes enveloppes

sont celles de la forme générale des surfaces reliant les principaux interfluves aux thalwegs principaux et non les surfaces enveloppes structurales de la forme originale du versant.

Ces observations permettent de souligner un point fondamental dans la définition de sous-unités hydrologiques. Les bassins versants complets sont des unités objectives qui ne supposent pas un choix arbitraire pour leur exutoire en mer. Les sous-unités hydrologiques procèdent en revanche d'un choix qui peut introduire des biais dans les résultats

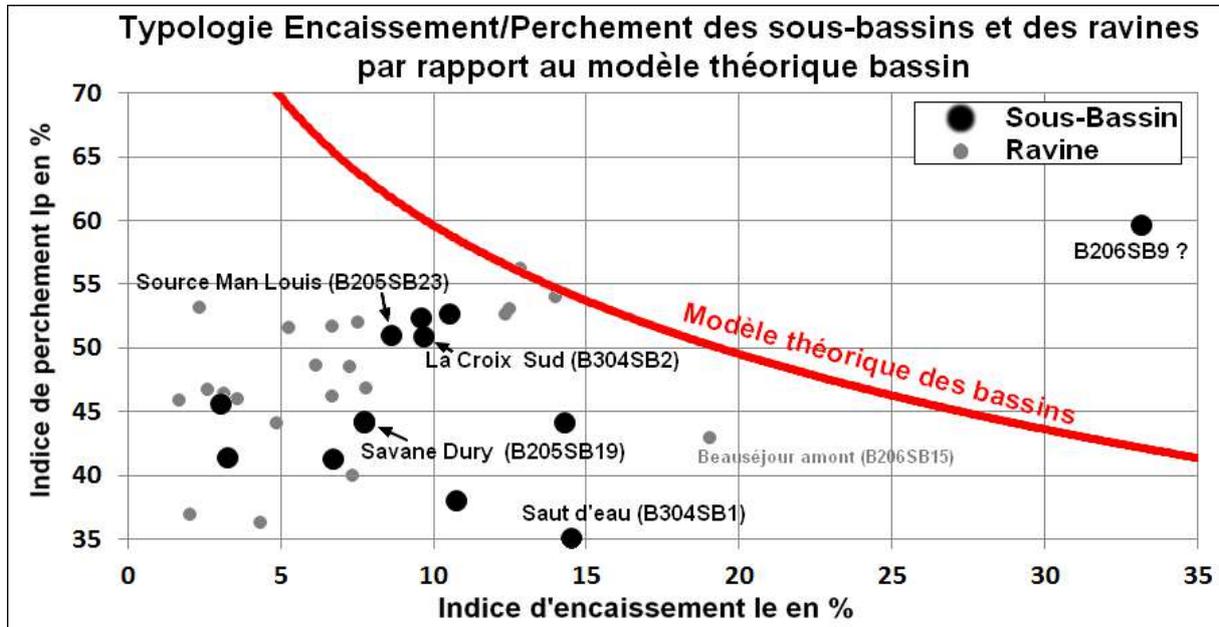


Figure 151 : Typologie Encaissement/Perchement à l'échelle des sous bassins et ravines comparé au modèle théorique établi à l'échelle des bassins versants

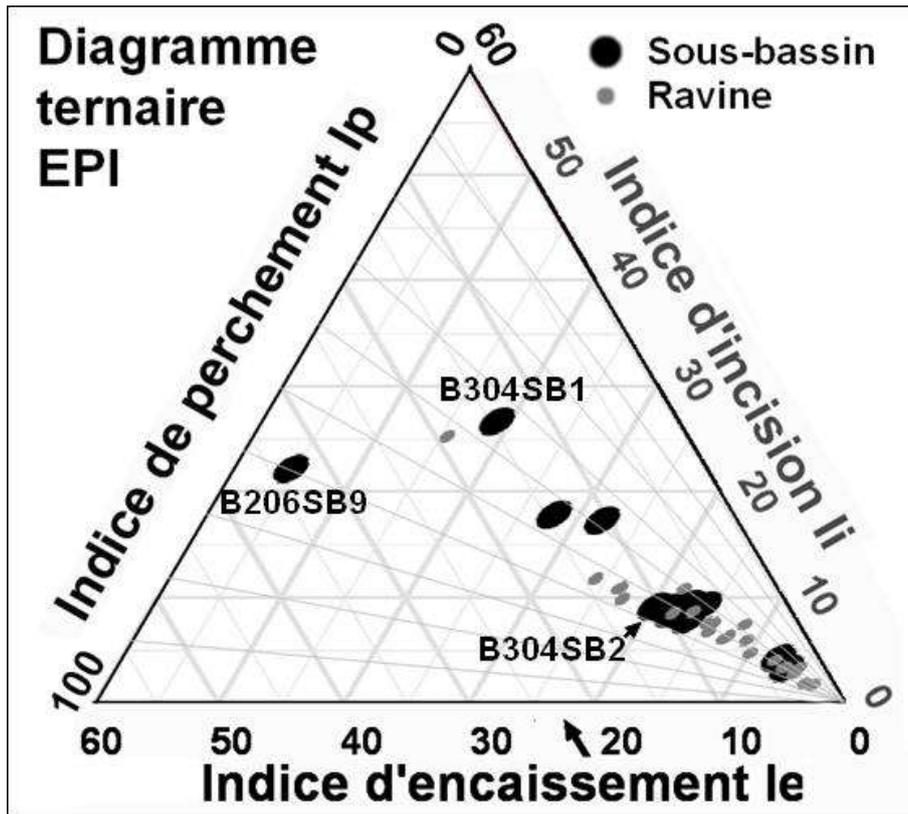


Figure 152 : diagramme ternaire EPI des sous bassins et ravines

L'exemple du sous bassin de case Coquéran (B206SB9) illustre parfaitement le propos. Ce bassin constitue une anomalie au sens statistique de la classification EPI comme le montre les figures 151 et 152; il présente le perchement le plus faible et les plus forts encaissements et incision. Qu'en est-il de ce « monstre » ? Son exutoire est juste à l'aval d'une confluence entre le bras est de basse altitude drainant un glacis de plaine et l'autre bras ouest drainant le talus rejoignant la planèze d'interfluve (Figure 153A). Le fort perchement ainsi que les caractéristiques des autres indices de ce sous bassin procèdent de la combinaison de ces deux unités différentes. La méthode EPI est applicable sur le bras ouest (Figure 153B) mais pas sur le bras est (Figure 153C) car le bassin les deux rives du drain principale sont totalement dissymétriques (Figure 153D) comme cela est clairement visible sur la vue en perspective de la Figure 154B. On notera que le bassin voisin du Morne Gibouin présente également un profil en long atypique avec notamment le même glacis de pente 8% et une dissymétrie des deux rives.

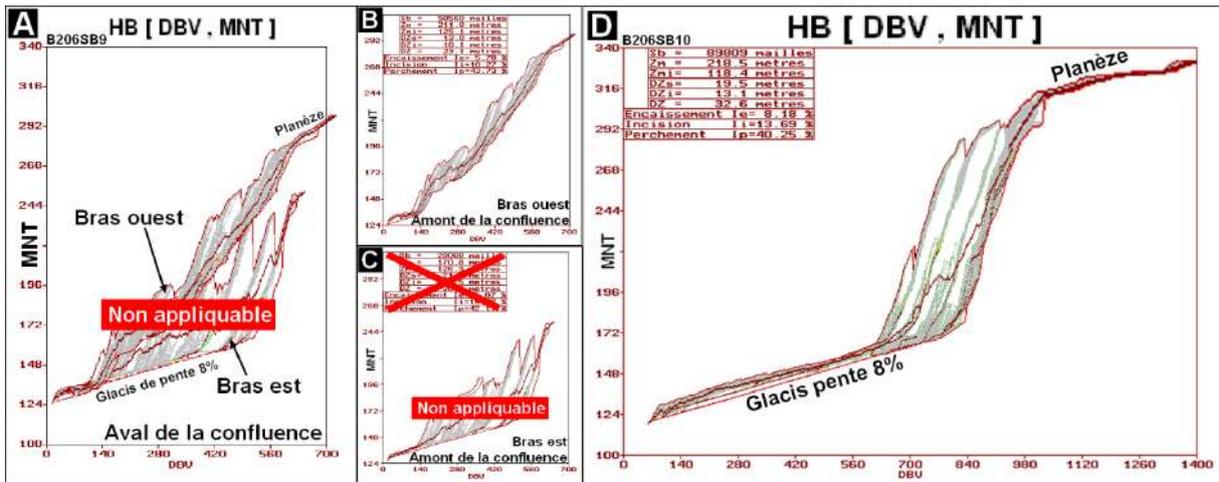


Figure 153 : Profils en long généralisé (DB[DBV,MNT]) des deux sous bassins de Case Coquéran (B206SB9) et du Morne Gibouin (B205SB10) (MNT Litto3D pleine résolution)

La carte de la figure 154A et la vue en perspective de la figure 154B signale la présence de paléo écoulements pouvant expliquer les caractéristiques particulières de ces sous bassins soit par la forme de leur profil en long généralisé (Morne Gibouin) soit par leurs indices (Case Coquéran). Le cas de ces deux sous-bassins démontre les limites de la méthode EPI qui suppose des bassins versants dont les interfluves sont symétriques ce qui n'est manifestement pas le cas. De ce fait, les indices EPI calculés et les sections-bloc qui pourraient être établis à partir de ceux-ci ne peuvent rendre compte de leurs caractéristiques propres. En revanche, il est remarquable que l'atypisme du sous bassin de Case Coquéran révélé par la méthode EPI permette de signaler des contextes particuliers peu fréquents voire unique sur l'île.

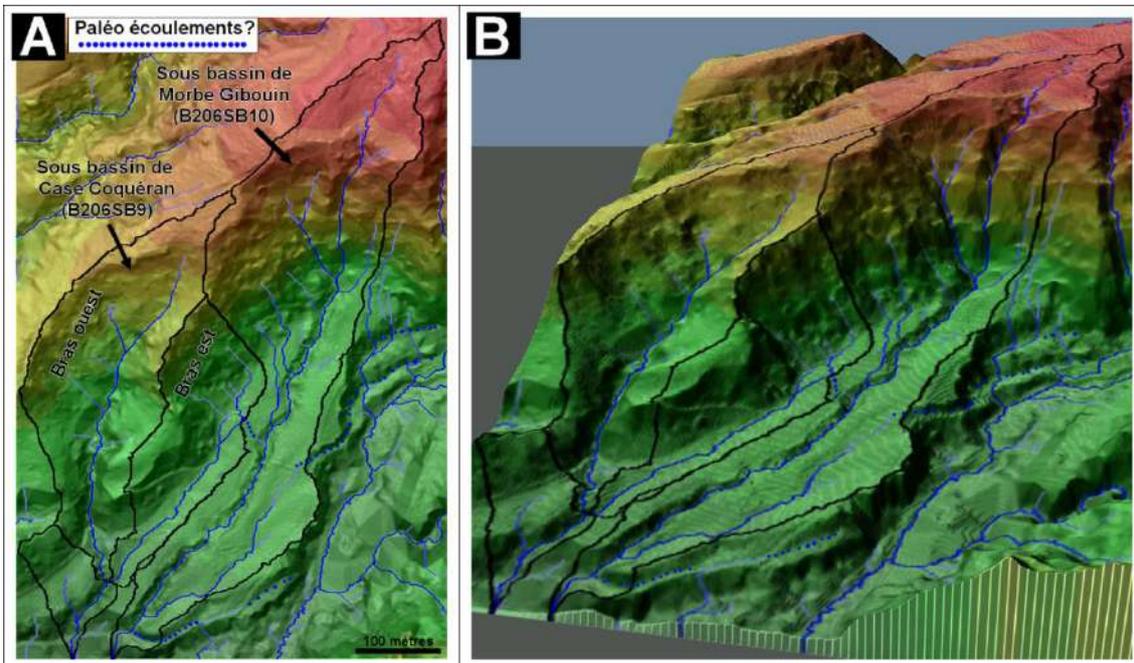


Figure 154 : Anomalie du sous bassin de Case Coquéran et paléo écoulements (MNT Litto3D pleine résolution)

A l'inverse des précédents, les sous bassins du Saut de l'eau, et les sous bassins drainant le plateau d'interfluve de La Croix sont représentatifs des cas les plus fréquemment observés

(Figure 155). La vallée du Seau d'Eau est largement évasée avec une forme de bassin et un réseau de talweg rappelant un éventail. La partie amont des sous bassins de La Croix ramènent à des modèles observés sur le versant Est de la Montagne Pelée avec des vallons dominés par des lambeaux de Planèze notamment sur le sous bassin Sud de La Croix.

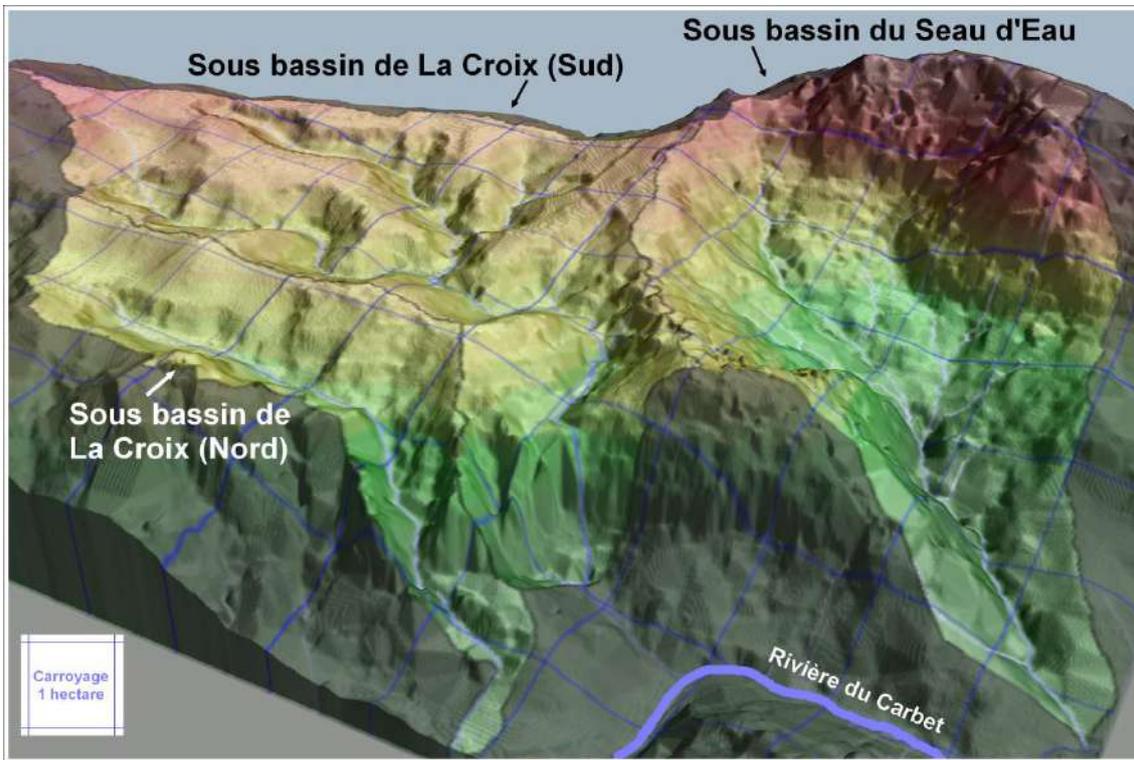


Figure 155 : diversité des modèles des sous bassins autour du plateau d'interfluve de La Croix (MNT Litto3D pleine résolution)

La forme des profils en long reflète le contraste entre les deux types de sous bassins fortement incisé et faiblement perché dans le cas du Seau d'Eau (Figure 156 C) alors que c'est l'inverse pour La Croix Sud (Figures 156A et B). Le sous bassin de la Croix Nord a les mêmes caractéristiques que sont voisins du Sud si ce n'est que le perchement y est plus faible du fait que la surface des planèzes n'est plus présente que sur les crêtes d'interfluve.

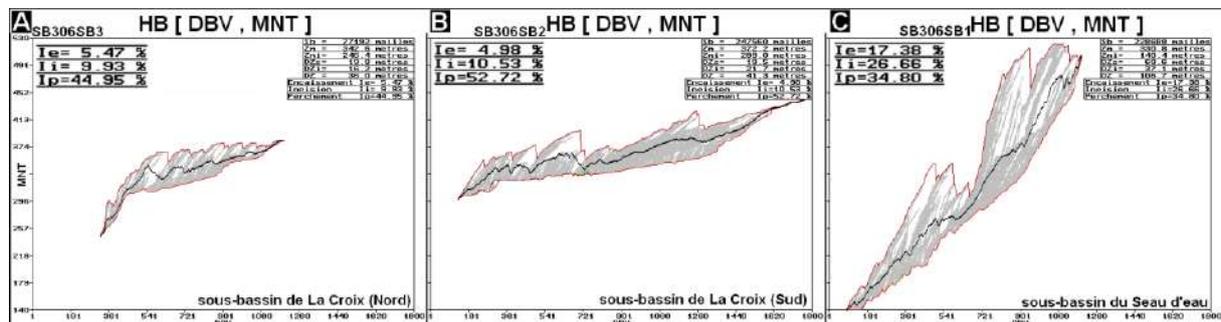


Figure 156 : Profils en long généralisé (DB[DBV,MNT]) des sous bassins de La Croix Nord (B304SB3) et Sud (B304SB2) et du Seau d'Eau (B304SB1) (MNT Litto3D pleine résolution)

Cet aperçu d'ensemble de l'application de la méthode EPI depuis les grands bassins versants jusqu'aux ravines souligne qu'il faut être vigilant sur l'interprétation des résultats qui dépendent de l'échelle des formes et des limites d'application telles qu'illustrées sur le cas du bassin de case Coquéran. La méthode EPI couplée avec la nouvelle génération de MNT

métrique ouvrent cependant des perspectives permettant de formaliser de façon plus précise les modèles fluviaux autour d'indicateurs simples et universels. Toutefois, cette méthode se doit d'être articulée avec d'autres permettant d'une part de définir les réseaux de thalwegs et les formes de versant s'y raccordant, ceci sur une base statistique.

3.5 La question de l'initiation des thalwegs :

Un des points essentiels de l'apport des MNT tient à la possibilité qu'ils offrent d'étudier précisément la façon dont apparaissent les thalwegs en fonction de critères comme la surface drainée ou la longueur de drainage. Dans la partie méthodologie, les diverses possibilités ont été explorées notamment dans le cadre de la méthode SMART (Seuil Moyen d'Apparition d'un Réseau de Thalwegs) si bien que seules ici seront considérées en priorité les seuils établis en combinant les longueurs de drainage (LOD) et les convexités horizontales (CHG). L'étude se bornera également à comparer les trois bassins versants principaux des Rivières du Bocquet, du Prêcheur et du Carbet ainsi que trois sous bassins de cette dernière à savoir le Saut de l'Eau et les sous bassins de La Croix déjà détaillés précédemment. Le MNT de référence sera celui de 5 mètres (Litto3D_SEAD_5m) car celui en résolution métrique est fortement affecté par des artefacts susceptibles de bruite le signal en particulier pour le calcul des courbures de terrain. Nous verrons cependant que ce problème reste marginal pour peu que l'échantillonnage de mesure soit suffisant étant appliqué sur des unités suffisamment étendues ce qui est le cas pour les sites sélectionnés de l'ordre de la dizaine de km² pour les bassins versants et de la dizaine d'hectares pour les sous bassins. En revanche à l'échelle d'un drain, les valeurs de courbures et de pentes en pleine résolution sont fortement bruitées. Les résultats à l'échelle de l'ensemble de la Martinique à partir de MNT hectométriques seront présentés ultérieurement dans le cadre de la comparaison des îles des Petites Antilles avec le MNT SRTM.

Avant d'utiliser des méthodes statistiques, il est pertinent d'observer de façon empirique l'apparition des têtes de thalwegs sur quelques cas précis. Les figures 157 et 158 sur l'exemple de diverses vallées des massifs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet démontrent l'intérêt d'un MNT de résolution 5 mètres en ce domaine. En avançant a priori l'hypothèse fonctionnelle qu'un talweg apparaît lorsque la surface drainée SBV est de l'ordre de 2 hectares et la longueur de drainage 200 mètres, chaque tête de vallon peut être mise en regard avec ces deux critères. Ces seuils peuvent s'avérer satisfaisants (« Ok » sur les cartes) où incorrects parce qu'ils sont supérieurs (« + » sur la carte) ou inférieurs (« - ») la valeur observée. Certaines têtes de vallon sont conformes à l'hypothèse pour les deux critères (Cartes B2, C2 ainsi que le vallon de La Croix Nord des cartes C1 des figures 157 et 158). A contrario, la tête de vallon des cartes A1 sur le versant Est de la Montagne pelée signale que le seuil d'apparition présente des valeurs sensiblement plus fortes à la fois pour la surface drainée et la longueur de drainage en l'occurrence 5 hectares et 500 mètres. Plus fréquemment, les têtes de vallon sont liées à des surfaces drainées et des distances de drainage plus faibles qui peuvent être de l'ordre de 1 hectare et de 100 mètres comme par exemple ceux des cartes B1 ou celui du vallon sud de La Croix Sud des cartes C1. Cette analyse démontre s'il le fallait que les seuils critères hydrogéomorphométriques ne sont pas déterminant pour déterminer de façon strict l'apparition d'une forme de thalweg. A cela, plusieurs raisons ; le bassin hydrologique peut ne pas correspondre au bassin versant en fonction des propriétés des nappes souterraines ; certaines formes peuvent être fossiles notamment lorsque les planèzes sont érodées, tronquant la partie amont des vallées alimentant les rivières ; évidemment la lithologie et la tectonique bien que les exemples considérés correspondent à des contextes morpho structuraux analogues ; enfin le facteur temps. Ces études de cas conduisent à la fois à relativiser la notion de « moyenne » propre à une

démarche statistique tout en indiquant son intérêt dans la détermination de tendance ou plus précisément d'un « signal » permettant de dégager des lois plus générales.

Ces observations et remarques nous amènent à reconsidérer la notion de thalweg qui est assez évidente sur les modelés fluviaux purs tels qu'on peut en rencontrer dans la partie sud de l'île où les formes structurales originelles ont quasiment disparues. Dans le cas des exemples précédents, il y a d'une part les vallons témoignant d'une érosion régressive et d'autre part à l'amont des formes plus souples et évasées dont la légère concavité à peine sensible sur le terrain ménagent des encoches dans le modelé des interfluves. Ces formes discrètes non détectables sur les cartes à grande échelle ou les MNT hectométriques peuvent être observées en différents lieux que ce soit sur la Montagne Pelée ou le massif des Pitons du Carbet (respectivement Cartes A1 et C1 des figures 157 et 158). Ce point sera repris ultérieurement en particulier lors de l'analyse du modelé des planèzes d'interfluve du plateau de La Croix à partir du MNT Litto3D pleine résolution. Il faut noter enfin que partant de cette observation presque toutes les mailles peuvent être considérées comme drainante au sens des écoulements concentrés (« mailles rivière ») pour les MNT hectométrique ce qui est important pour la modélisation distribuée des crues extrêmes.

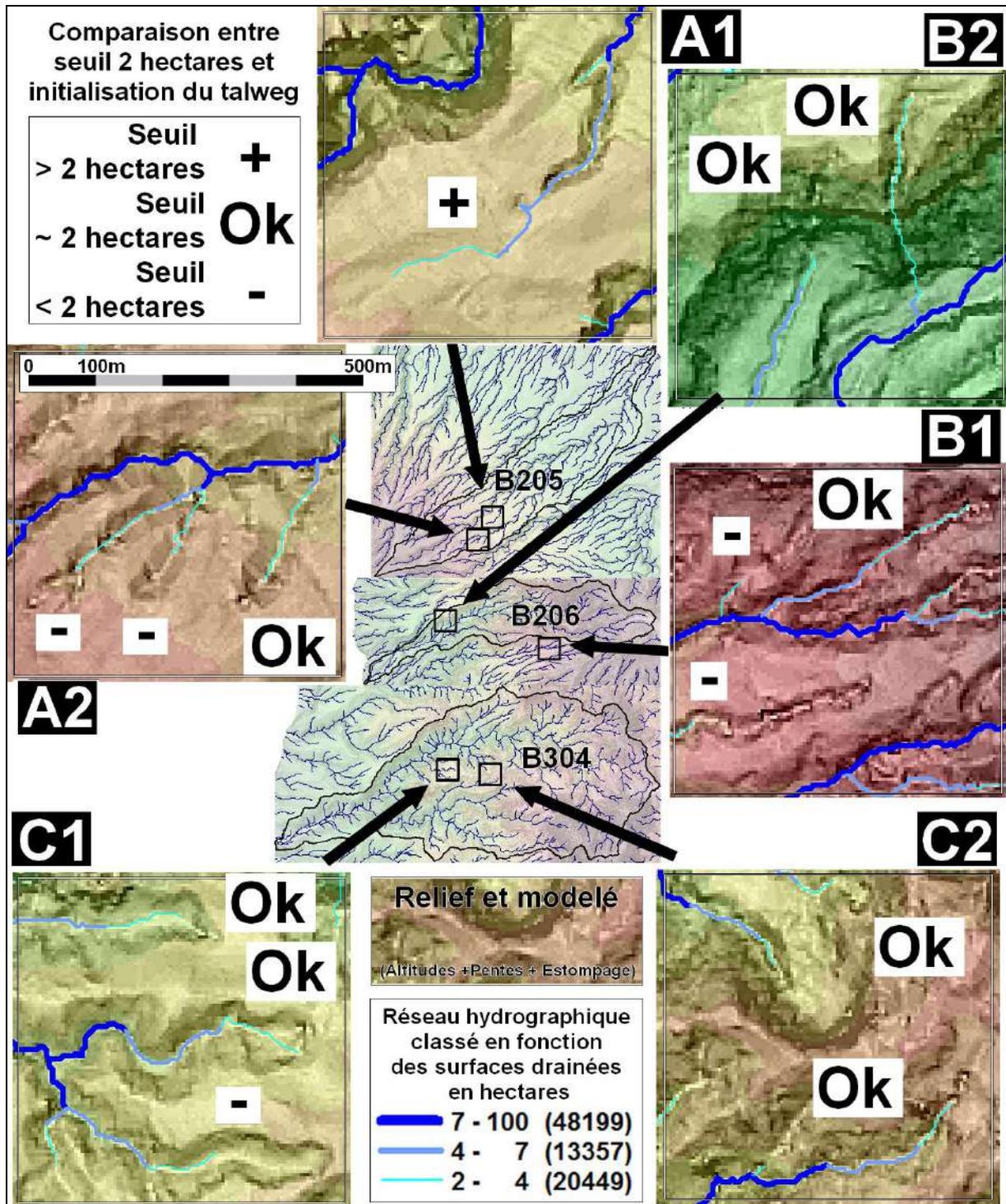


Figure 157: talwegs et surfaces drainées (SBV) (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)

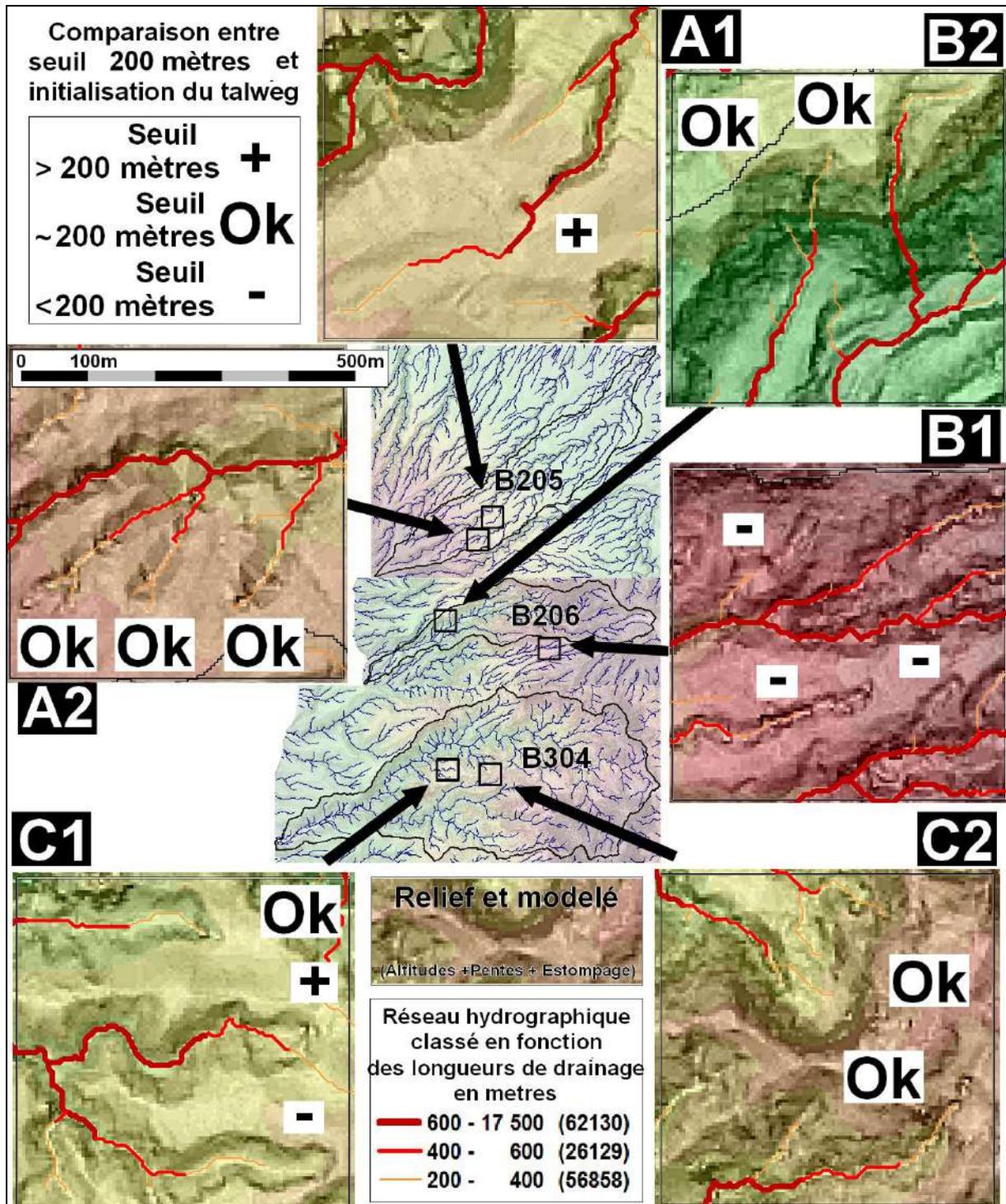


Figure 158 : talwegs et longueurs de drainage (LOD) (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)

La méthode SMART couplée avec son complément SLP sera appliquée à plusieurs échelles emboîtées afin de tester la sensibilité du seuillage des talwegs en fonction de la taille des objets :

- Echelle des 3 bassins de références (environ 10 km², voir figure 138),
- Echelle des zones test de ces bassins (1 km², voir figure 149),
- Echelle des ravines élémentaires de ces zones test (0,1 km², voir figure 150).

Pour mémoire, le seuil d'apparition des talwegs sera déterminé à toutes ces échelles à partir des courbes hydrogéomorphométriques dérivés des DB combinant d'une part les surfaces drainées (SBV) et les longueurs de drainage (LOD) avec d'autre part les convexités horizontales (CHG). Le MNT Litto3D_SEAD_5M de 5 mètres de résolution sera utilisé afin de s'affranchir de l'effet des artefacts en pleine résolution.

Seuils sur les trois bassins de références (~10 km²):

La figure 159D indique qu'un seuil général de surfaces drainées (SBV) de 7 hectares est commun aux 3 bassins. De même, la figure 160D signale un seuil de 600 mètres pour les longueurs de drainage (LOD) pour les trois bassins. Les unités drainantes en amont de ces seuils sont donc de la taille des « ravines » précédemment étudiées avec une forme allongée de l'ordre de 500 mètres (les 600 mètres de longueur hydrologique de drainage étant supérieurs à la longueur du grand axe) pour une largeur de 140 mètres. En aval de ces seuils, la stabilisation des courbures concaves indique la dominance des formes de vallée. On observe d'autres seuils de l'ordre de 2 à 3,5 hectares et de 200 à 300 mètres par la méthode SLP sur les trois bassins (Figures 159A, B et C et figures 160 A, B et C). Ces seuils peuvent être mis en relation avec les ravinements ou les vallons d'érosion régressive déjà observé. Sur cette base, des valeurs de 2 hectares et 200 mètres peuvent être considérées comme satisfaisante puisqu'il y a cohérence entre l'observation de quelques cas et les moyennes obtenues sur des bassins versants de plusieurs dizaines de km² comportant plusieurs centaines de ravines élémentaires. Bien que les différences entre les trois bassins soient peu marquées, la Rivière du Bocquet se singularise par l'importance des planètes d'interfluve. Elles présentent une concavité plus marquée à surface et longueur drainées égales que les deux autres bassins notamment par rapport au bassin de la Rivière du Prêcheur.

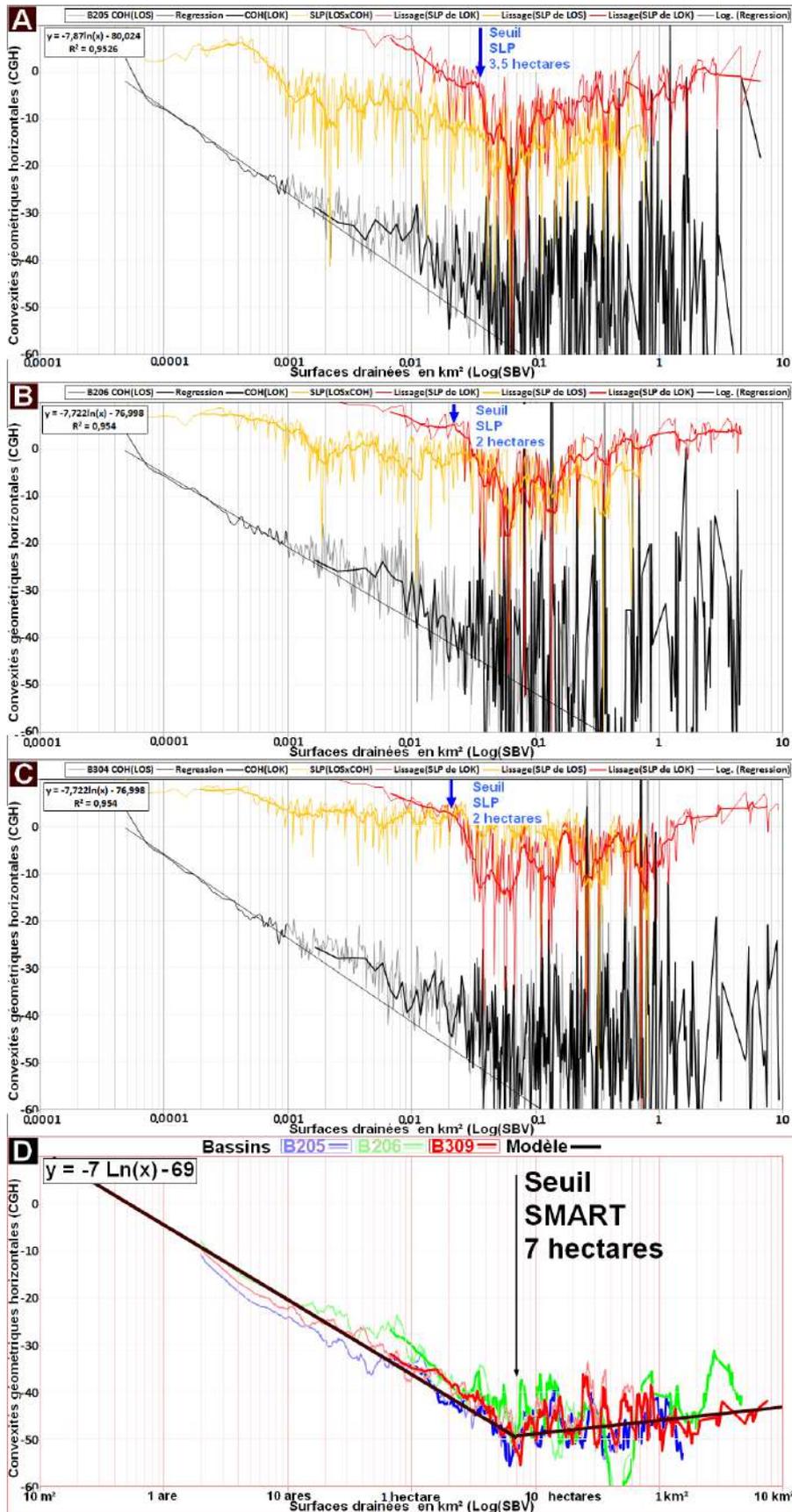


Figure 159: Seuillage du réseau hydrographique par la méthode SMART à partir des diagrammes bidimensionnels surfaces drainées x convexités géométriques horizontales (DB [Log(SBV),COH]) sur les 3 bassins (dériver du MNT Litto3D_SEAD_5m)

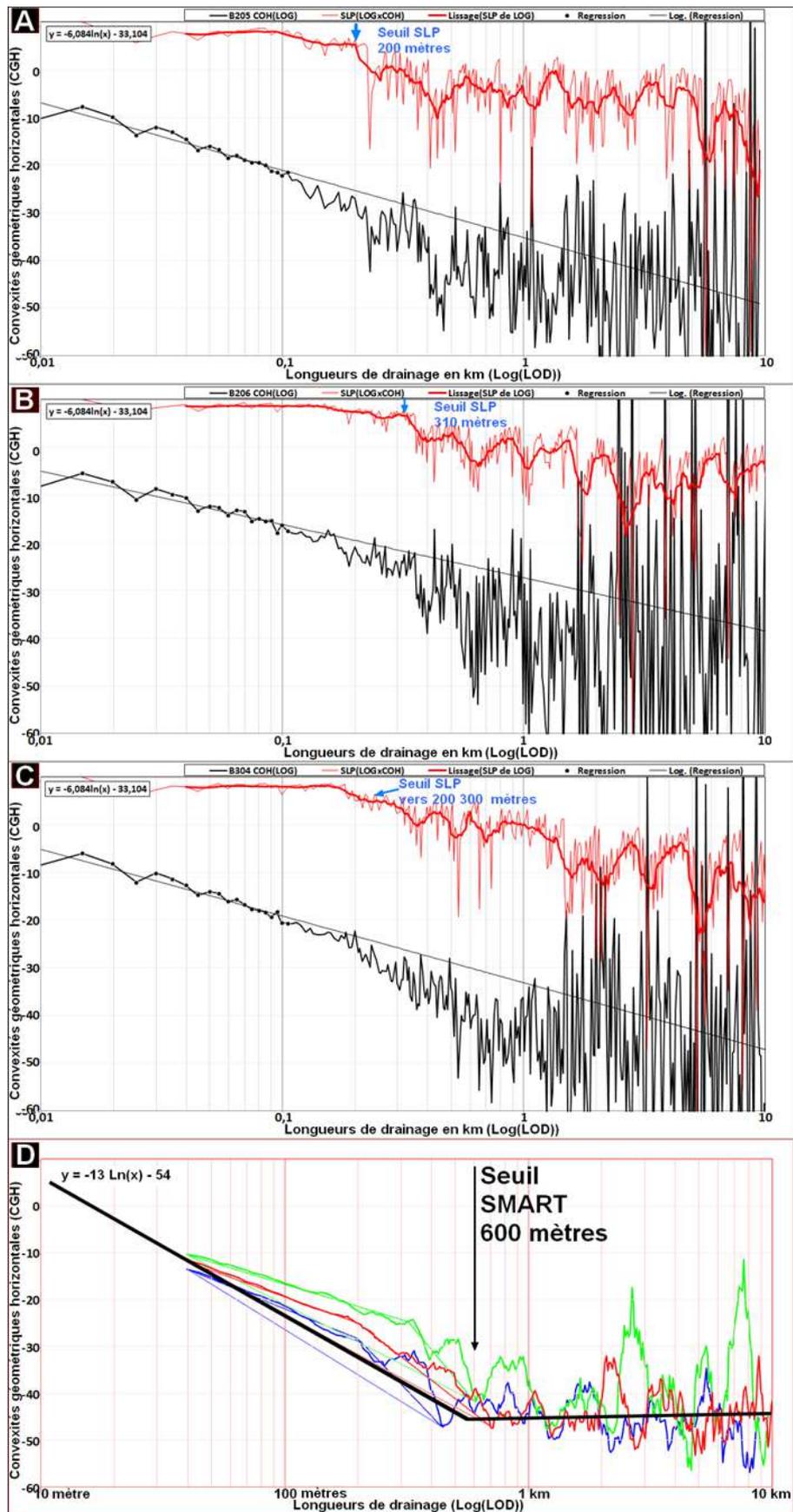


Figure 160 : Seuillage du réseau hydrographique par la méthode SMART à partir des DB longueur de drainage x convexité horizontale (DB [Log(LOD),COH]) sur les 3 bassins (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)

Seuil sur les zones test des trois bassins de référence (~ 1km²) :

A cette échelle, l'examen des longueurs de drainage inférieures au seuil SMART principal identifié à l'étape précédente est possible (figure 161). La figure 161A intègre toutes les zones test et permet d'identifier quatre unités successives le long des versants sur la base des segments de tendances linéaire de la courbe hydrogéomorphométrique dérivée du DB[LOD,CHG) :

- Unité amont (LOD < 120 m) dit « haut de versant »: relation linéaire entre CHG et LOD ($CHG = -a_1 \cdot LOD - b_1$)
- Unité LOD de 120 à 430 m dit « versant »: coefficient $a_2 < a_1$.
- Unité LOD de 430 à 760 m dit « thalweg »: coefficient $a_3 < a_2$.
- Unité LOD > 760 m dit « vallée »: coefficient $a_4 \rightarrow 0$. Cette unité correspond au LOD située à l'aval du seuil identifié sur les bassins de la figure 160D.

La même méthode de segmentation de la courbe appliquée à chacune des zones test démontre la spécificité de chaque signature hydrogéomorphométrique en fonction des types de paysage et de bassin identifiés précédemment.

Seuil sur les ravines élémentaires des zones test (~ 0,1 km²) :

Les mêmes méthodes appliquées à des unités plus petites de quelques dizaines d'hectares permettent de retrouver des seuils vers 200 mètres de longueur de drainage sur les deux bassins du Plateau de La Croix (figures 162 B' et B''). L'autre bassin du Seau d'Eau ne présente pas de seuil aussi bien défini si ce n'est vers 600-800 mètres de longueur de drainage (figure 162 B).

A l'échelle de ces ravines, la sensibilité des résultats en fonction du MNT doit être évoquées. Le contraste entre les deux types de ravines est le plus manifeste à une résolution de 5 mètres (figures B, B' et B''). Ce fait s'avère moins visible en pleine résolution probablement par la présence d'artefact à cette résolution (figures A, A' et A''). A la résolution de 25 mètres, les seuils sont encore perceptibles même si les courbes deviennent erratiques (figures C, C' et C'').

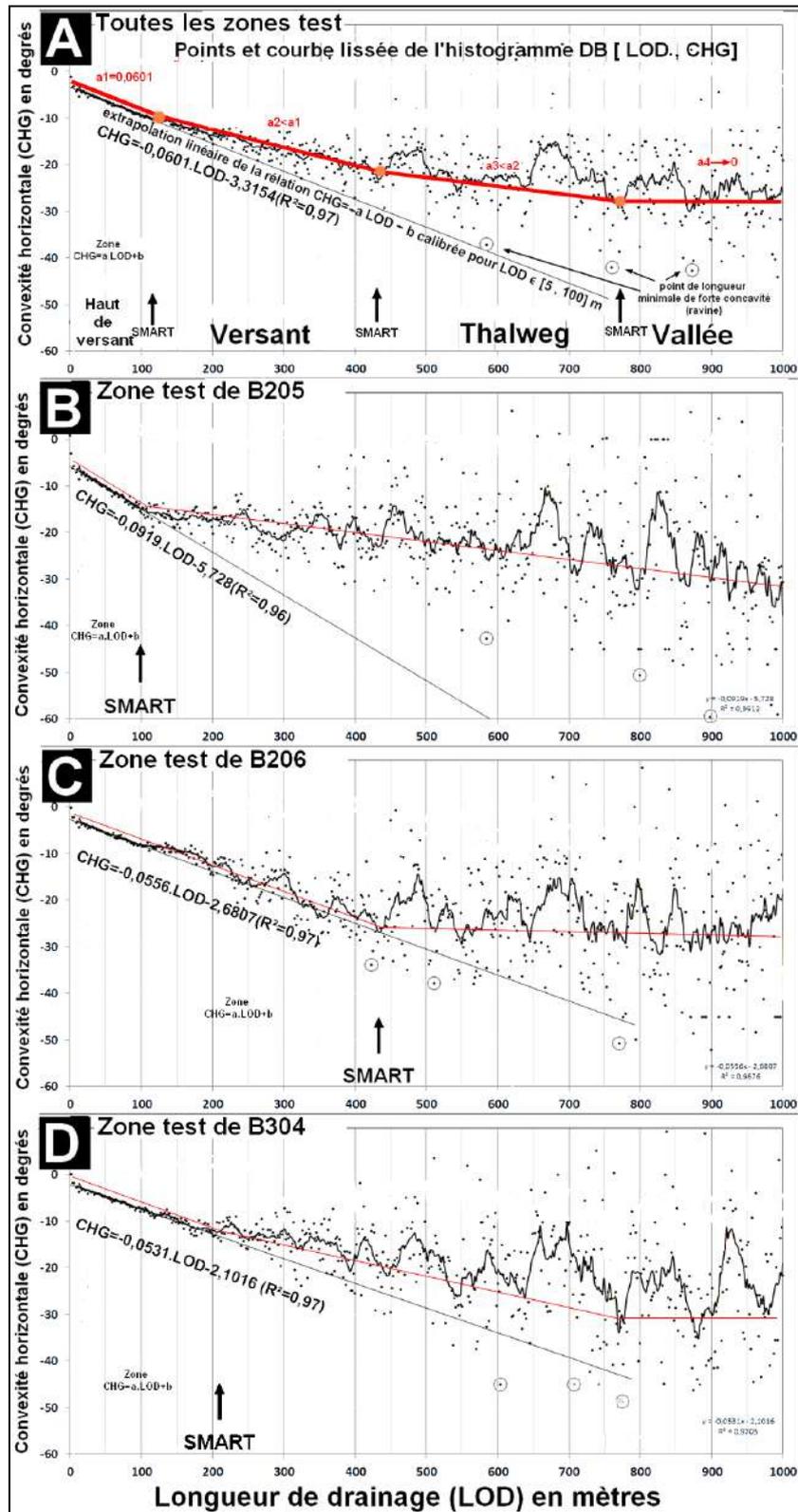


Figure 161 : Seuillage du réseau de thalweg sur les zones test de quelques km², à partir des courbes hydrogéomorphométriques dérivées de DB[LOD,CHG]
 A./ Toutes les zones test avec commentaires génériques pour toutes les figures
 B./ Zone test sur B205 sur le bassin du Bocquet (type « Basse-Pointe »)
 C./ Zone test sur B206 sur le bassin du Prêcheur (type « Saint-Pierre »)
 D./ Zone test sur B304 sur le bassin du Carbet (type « Carbet »)
 (Dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)

Le schéma de la figure 162D résume les relations établies entre les formes de courbes de niveau, les longueurs d'écoulement et les surfaces drainées. Le paysage hydrogéomorphométrique se compose du triptyque « Versant-Vallon-Vallée » (V3) séparé par deux seuils statistiques le premier signalant l'amorce des ravines dans les vallons, le second manifestant la présence d'une vallée.

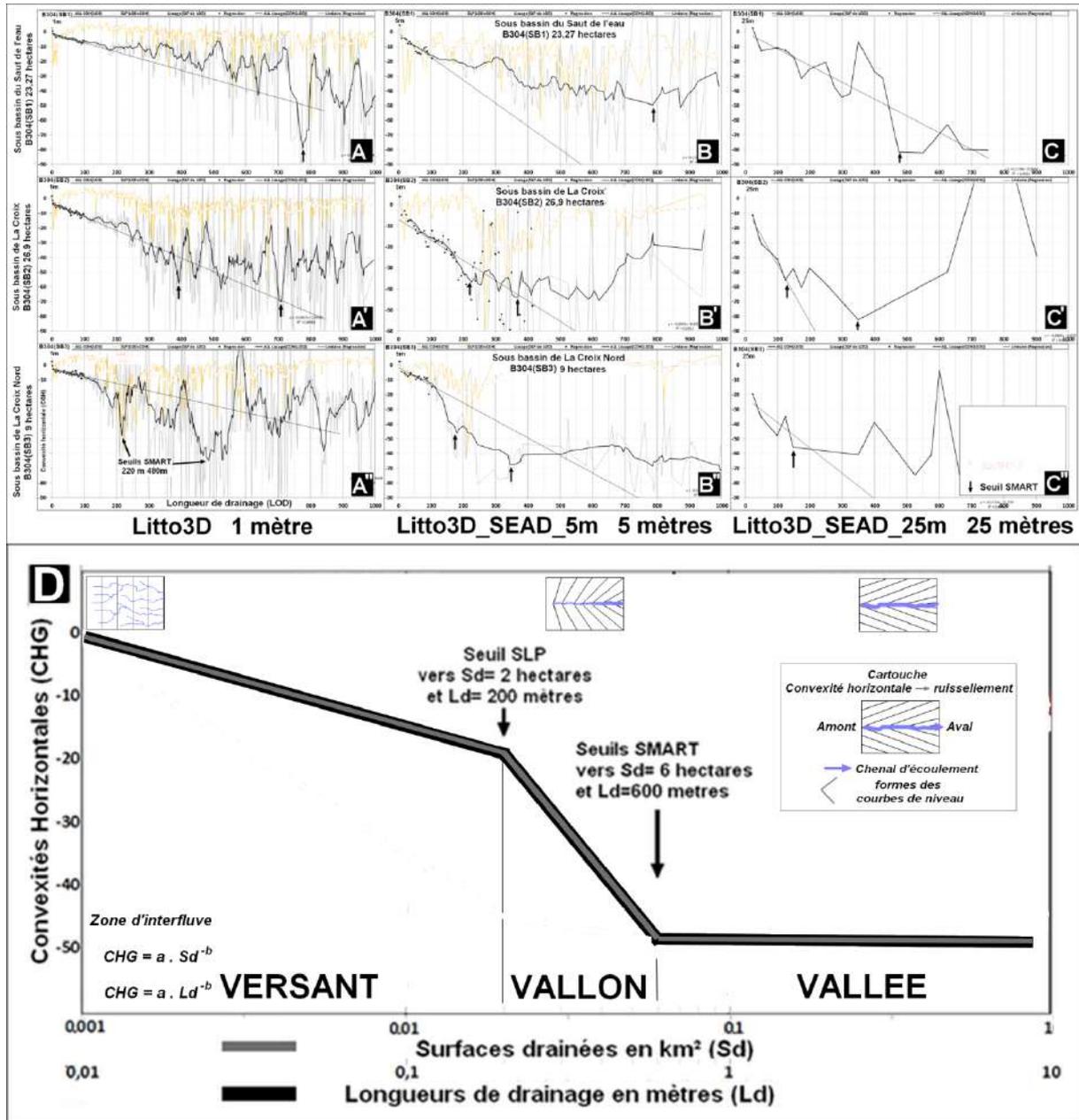


Figure 162: Seuillage du réseau de thalweg sur trois ravines élémentaires de quelques dizaines d'hectares sur la zone test du bassin du Carbet, à partir des courbes hydrogéomorphométriques dérivées de DB[LOD,CHG] A, B et C./ A partir du MNT Litto3D pleine résolution A', B' et C'./ A partir du MNT Litto3D_SEAD_25mètres A'', B'' et C''./ A partir du MNT Litto3D_SEAD_25mètres D./ Schéma V3 « Versant-Vallon-Vallée » dérivée des DB[Ln(Sd),CHG] et DB[Ln(Ld),CHG]

S'agissant de la pleine résolution, les figures 163A et B relatives respectivement aux deux critères Longueurs de Drainage et Surfaces drainées font apparaître également des seuils à l'échelle de l'ensemble des zones test. Les seuils sont du même ordre : un peu marqué à l'amont vers 300 mètres et 2 hectares (par la méthode SLP), un second vers 350 mètres et 8 hectares sur la courbe elle-même.

Le DB et sa fonction d'ajustement combinant les longueurs de drainage et les surfaces rend compte de l'évolution de la forme des bassins et de sa variabilité (Figure 162C): fortement allongé et de forme homogène jusqu'à 200 mètres, les aires drainées deviennent de plus en plus compacte et variable lorsque la longueur du drain dépasse 600 mètres.

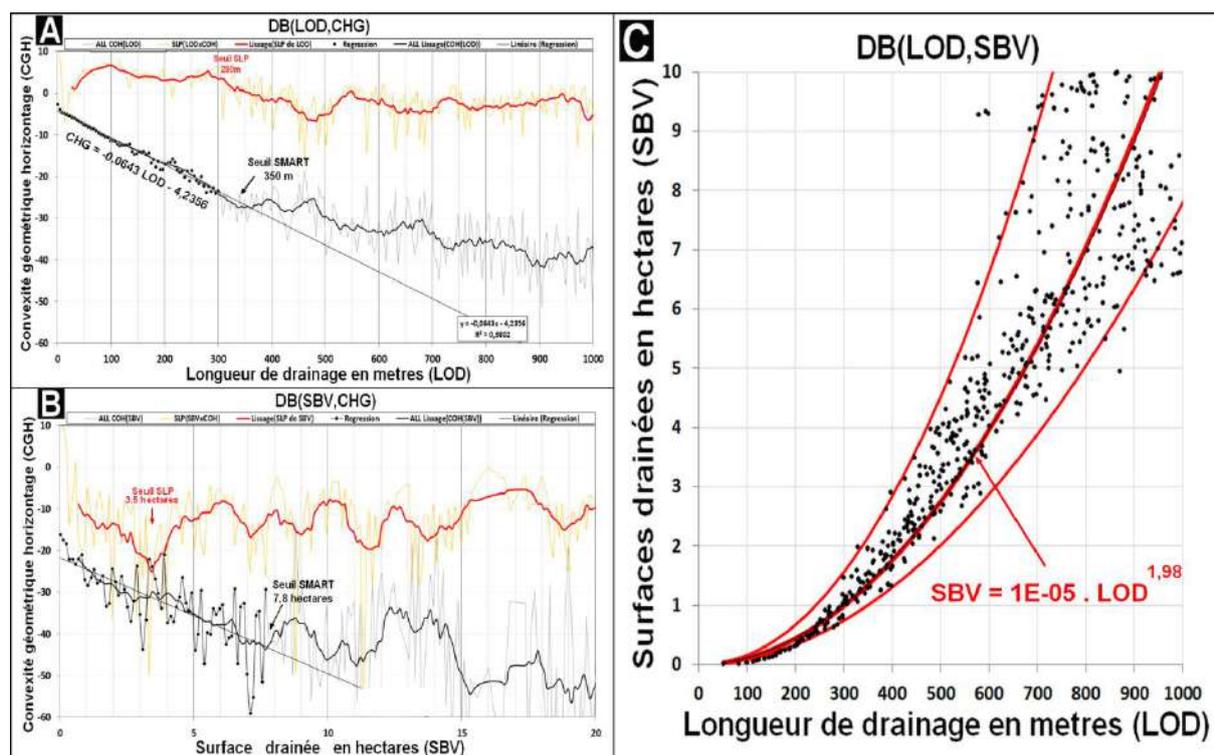
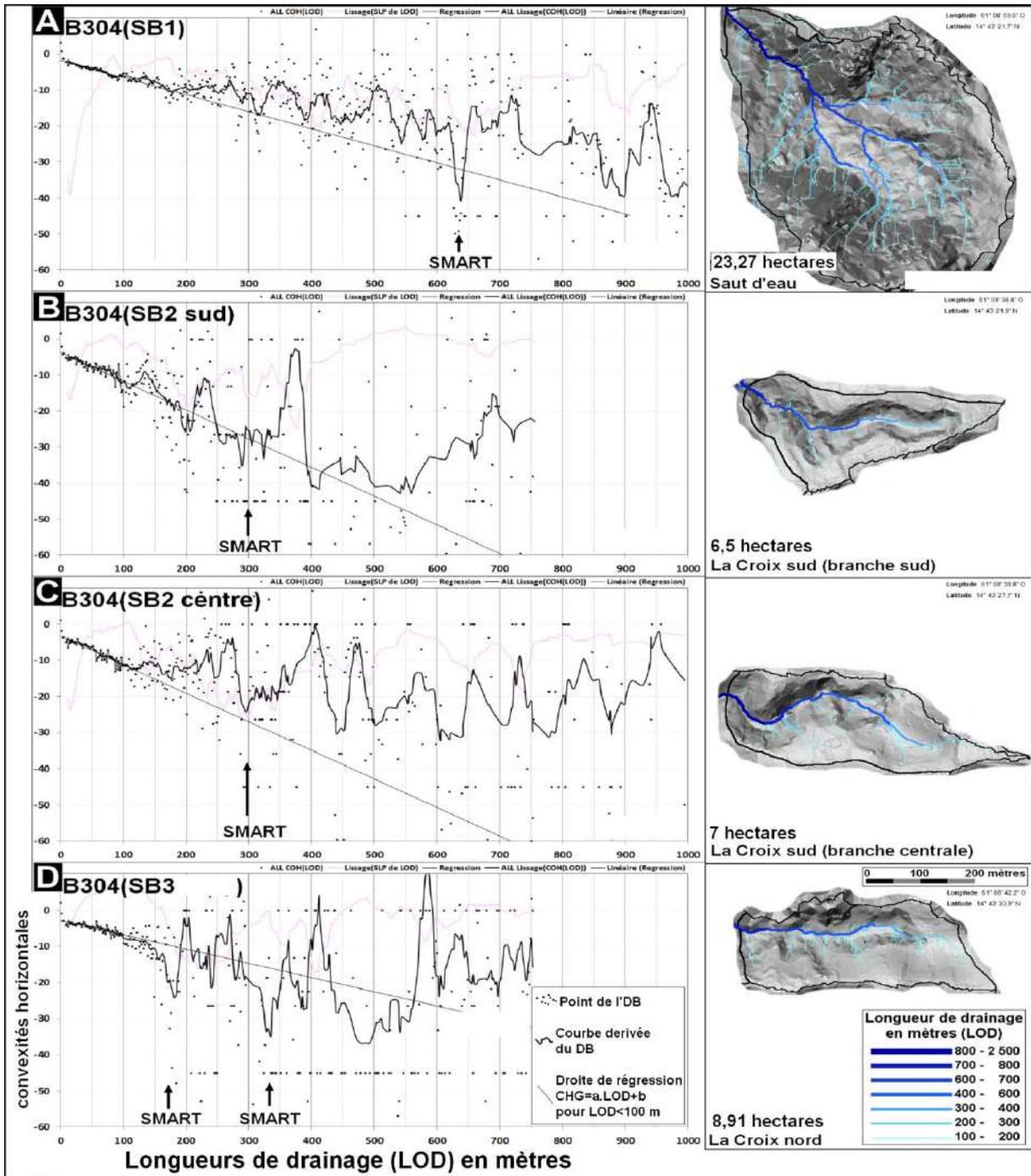


Figure 163 : relations entre surfaces drainées (SBV), longueurs de drainage (LOD) et convexités horizontales sur l'ensemble des zones test des trois bassins avec le MNT Litto3D pleine résolution.

- A./ Courbe et SLP associée dérivés de DB[LOD,CHG] avec seuils SMART et SLP.
- B./ Courbe et SLP associée dérivés de DB[SBV,CHG] avec seuils SMART et SLP.
- B./ Diagramme bidimensionnel DB[LOD,SBV] et ajustement d'une fonction liant la surface des bassins drainés (SBV) à la longueur du drain le plus long (LOD).

La méthode développée ci-dessus permet une étude fine des relations entre le modelé des formes et les processus hydrologiques responsables de l'apparition des formes de thalweg et de vallées. Des tendances générales se dessinent à l'échelle de grande unité comme les bassins versants et les zones test. Toutefois, il existe une forte variabilité des lois liant les formes et les processus à l'échelle des vallons et des ravines comme le suggère un échantillonnage de huit bassins élémentaires (Figures 164 A à H). Des seuils SMART plus ou moins bien définis s'observent pour des longueurs de drainage comprises entre 180 mètres (B304SB3Nord, figure 164D) et 640 mètres (B304SB1, Figure 164A) avec une fréquence plus marquée vers 300 mètres.



Légende de la figure x 164 page suivante

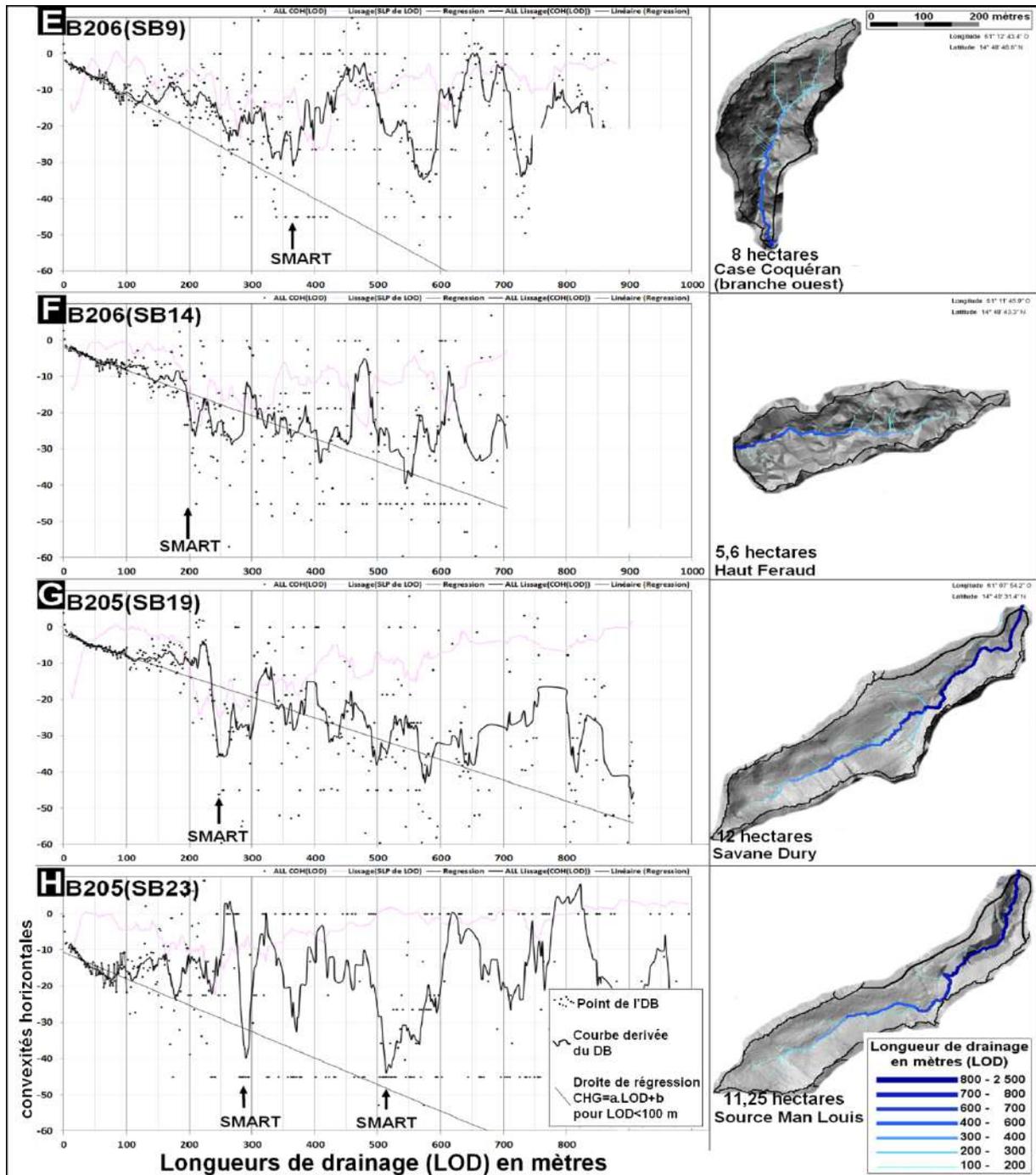


Figure 164 : Courbes hydrogéomorphométriques dérivées de DB[LOD,CHG] et seuillage SMART sur 8 bassins élémentaires de quelques hectares (A à H). Les cartes associées figurent les thalwegs dont la longueur LOD est supérieure à 100 mètres. (pour la localisation des bassins, voir cartes des figures 149 et 150).

Thalwegs et têtes de vallon du Plateau de La Croix :

En alternative à la méthode SMART précédente utilisant les DB, il est également possible de procéder à un échantillonnage des seuils d'apparition des talwegs de façon cartographique en utilisant les informations graphiques dérivés du MNT dans un SIG. La figure 165A représente la zone du Plateau de La Croix avec ses trois ravines principales. L'opérateur peut définir interactivement la localisation de la tête du thalweg sur la base de la forme locale des courbes de niveau (Figures 165B, C et D), la convexité horizontale utilisée dans la méthode SMART étant une mesure de la forme locale de celles-ci (voir partie méthodologique figure 31 B). Sur cet exemple, les têtes de ravine des bassins nord et sud ont des valeurs hydrogéomorphométriques semblables soit respectivement 370 et 302 mètres pour les longueurs de drainage (LOD), 1,91 et 1,55 hectares pour les surfaces drainées (SBV). La tête de ravine du bassin centrale est en revanche associée à des longueurs et des surfaces plus importantes : LOD= 529 mètres, SBV= 3,24 hectares. Cette différence peut paraître étonnante car le contexte morfo structural de ces trois ravines correspond à celui de la planèze d'interfluve du plateau de La Croix.

En utilisant le MNT Litto3D, des profils en long précis peuvent être établis le long du drain principal des trois ravines associée à la courbe d'évolution des valeurs de la convexité horizontale (Figures 166 A, B et C). Les trois profils présentent un ensemble d'encoches concaves étagées pouvant s'interpréter comme plusieurs phases d'érosion régressive. La encore, chaque ravine montre des différences notable en matière d'étagement des formes en amont la tête de vallon aval.

Les bas-fonds des encoches et les vallons associés au thalweg sont associés sur le terrain à des sols argileux hydromorphes sans trace d'écoulement superficiels (observations en février 2012 en saison sèche). L'utilisation du modèle de drainage multidirectionnel DRAMP (voir partie méthodologique et figure 41) va permettre de visualiser les zones de saturation potentielle en eau des sol pour mieux percevoir le rôle des écoulements sub superficiels par rapport à ce phénomène d'hydromorphie sur les zones drainées par les trois bassins associés au ravine (figure 167A). Les systèmes de percolation dans les sols tels que modéliser avec DRAMP se structure en panaches ramifiés de zone saturées alternant avec des zones potentiellement plus drainante pouvant localement donner lieu à des écoulements diffluents vers des bassins voisins comme dans le cas de l'encoche de la Feuille (Figure 167B). Sur cette forme qui ne couvre qu'un hectare, diverses observations dérivent de l'analyse de la structure des écoulements dans les sols ; Un phénomène de capture vers le nord-est lié à l'érosion régressive du talus associé à la ravine de Trou Baille ; l'encoche de la Feuille se déversait originellement vers la ravine de La Croix Nord ; Suite à cette capture, des micro ravines de quelques mètres se sont développés dans le sens inverse de l'écoulement originel ; Des traces d'ancien déversement vers l'encoche de la Feuille sont encore visible au sud-est. Ce cas démontre d'une part la complexité des formes même à l'échelle de l'hectare, d'autre part l'intérêt de la méthode DRAMP dérivée de celle de Beven dans le diagnostic des formes et de leurs relations avec les processus hydrologiques. De plus, les phénomènes de capture ainsi déterminés suggèrent que le bassin originel de la ravine La Croix était plu étendue. En

conséquence, les longueurs de drainage et les surfaces drainées mesurées à partir du MNT Litto3d ne reflètent pas les conditions initiales ayant permis la formation du vallon qui du fait de la perte de sa partie amont n'est plus fonctionnel. Il est possible qu'il en soit de même pour la ravine de La Croix Sud ce qui expliquerait la valeur faibles plus des seuils SMART sur ces deux ravines comparés à celles de la ravine de La Croix Centre.

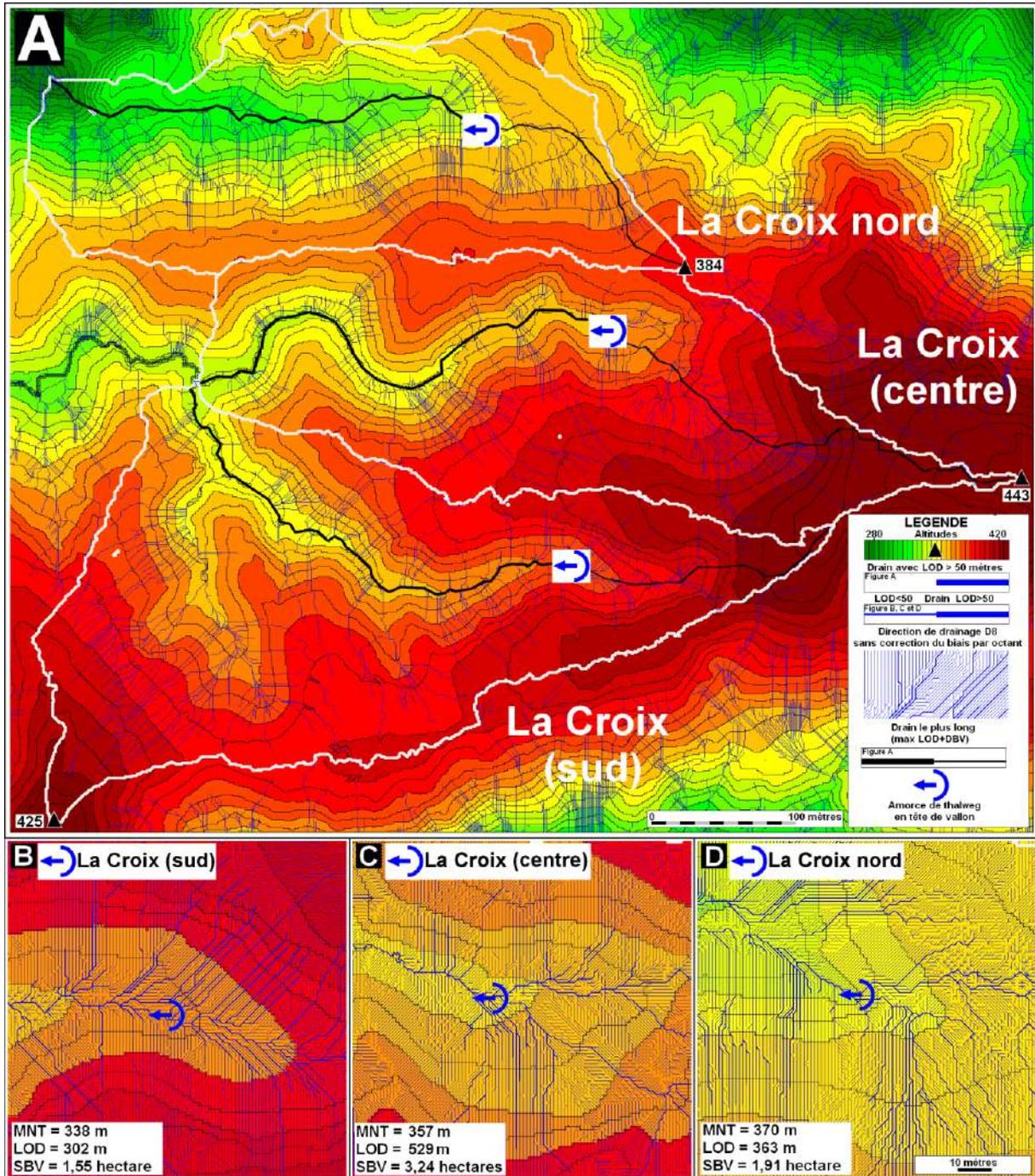


Figure 165 : Les trois ravines élémentaires du plateau de La Croix avec localisation des amorces de thalweg en tête de vallon avec un outil SIG (MapInfo)

A titre de comparaison, le profil en long du drain principal de la Ravine du Seau d'eau se révèle moins contrasté que ceux des ravines du plateau de la Croix. Il faut remarquer que les profils sont bruités par des artefacts qui sont une des causes principales du caractère erratique des valeurs de convexités horizontales.

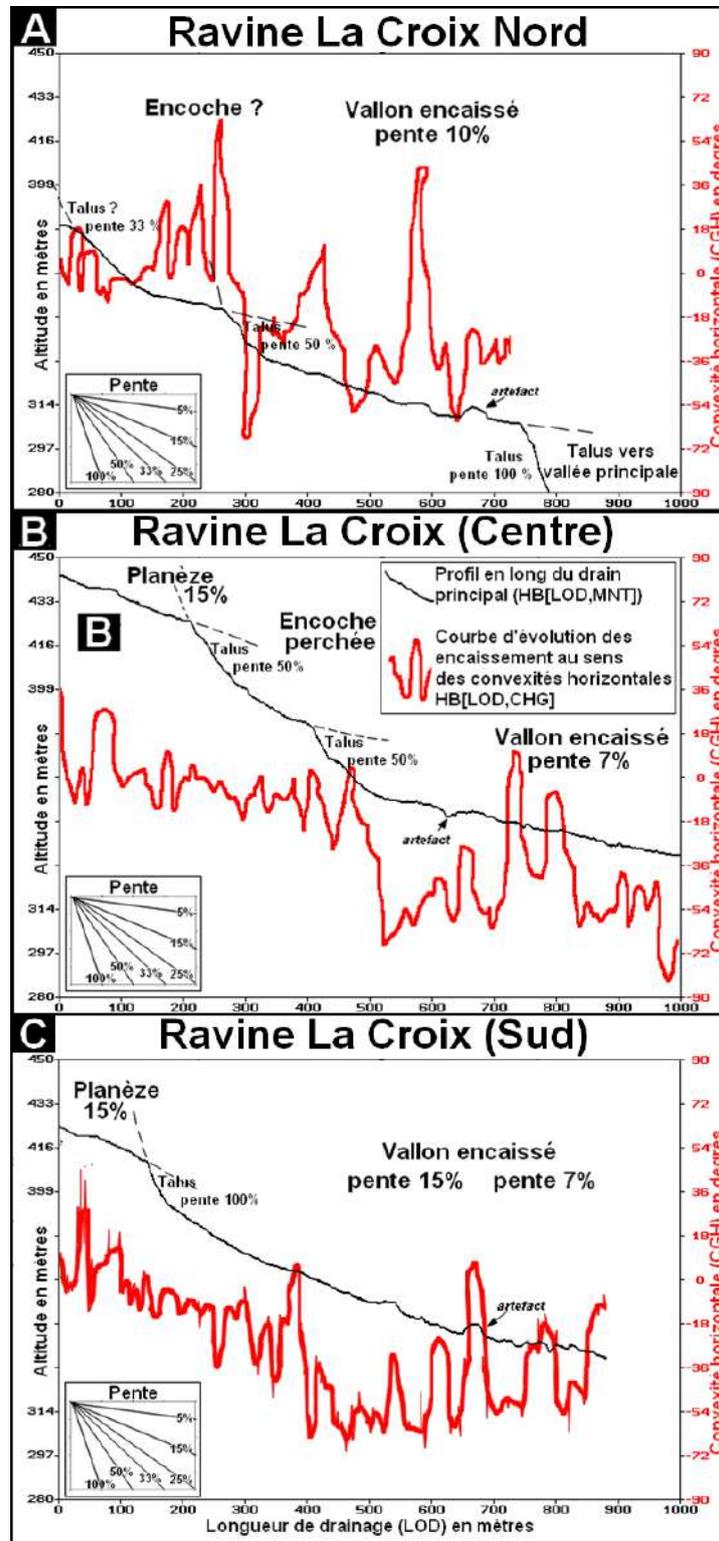


Figure 166 : profils en long du drain principal (DB[LOD,MNT, masque (drain principal)]) des trois ravines du plateau de la Croix et évolution de l'encaissement en fonction de la convexité horizontale (DB[LOD,CHG]).

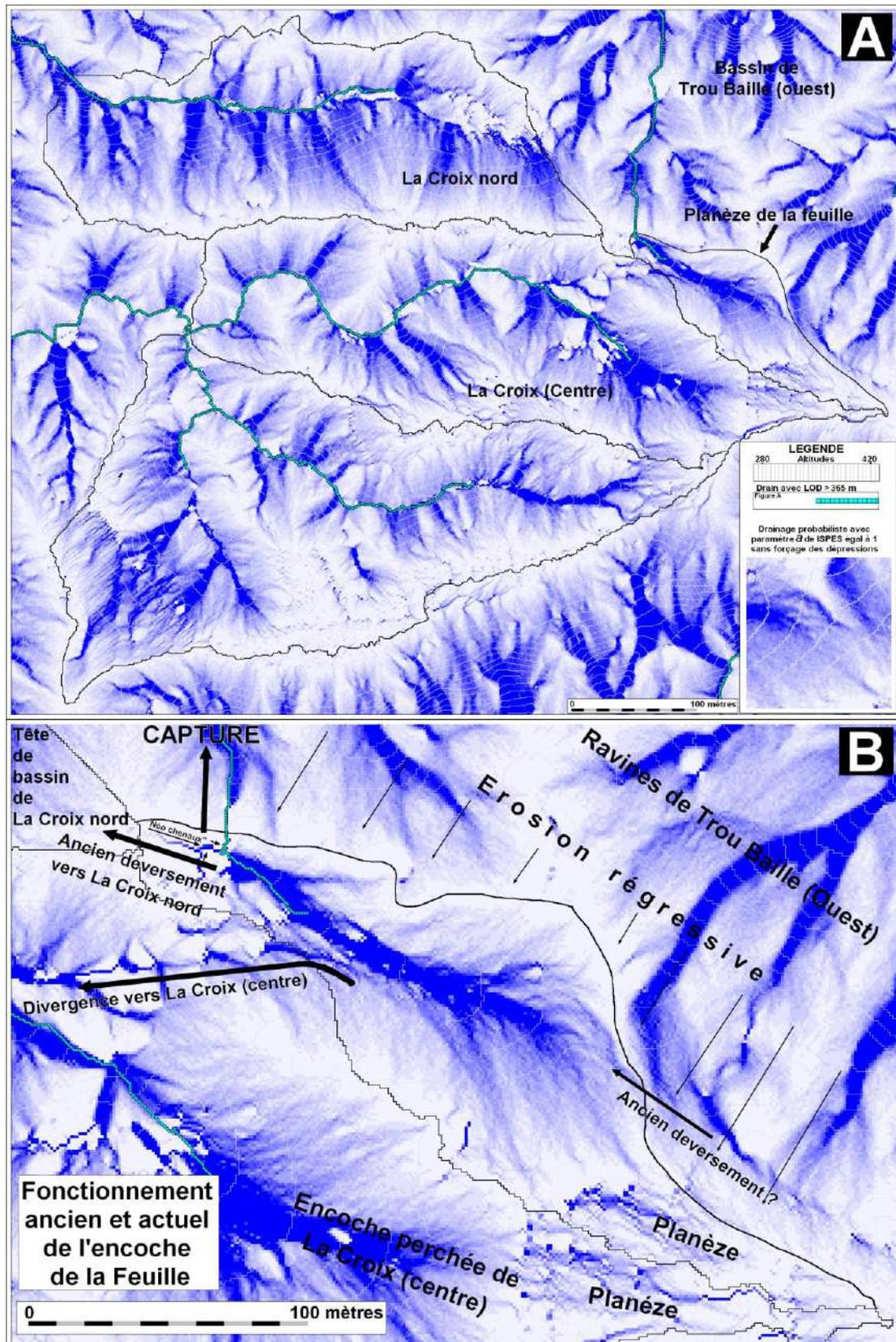


Figure 167 : application d'un modèle de drainage probabiliste sur le plateau de La Croix avec possibilité d'interprétation du paléo fonctionnement hydrologique antérieurement à l'action de l'érosion régressive sur les têtes de vallée des bassins environnants.

A./ Cartographie des écoulements superficiels et sub superficiels potentiels sur le plateau de La Croix.

B./ Essai d'interprétation du fonctionnement hydrologique ancien et actuel de l'encoche de la Feuille.

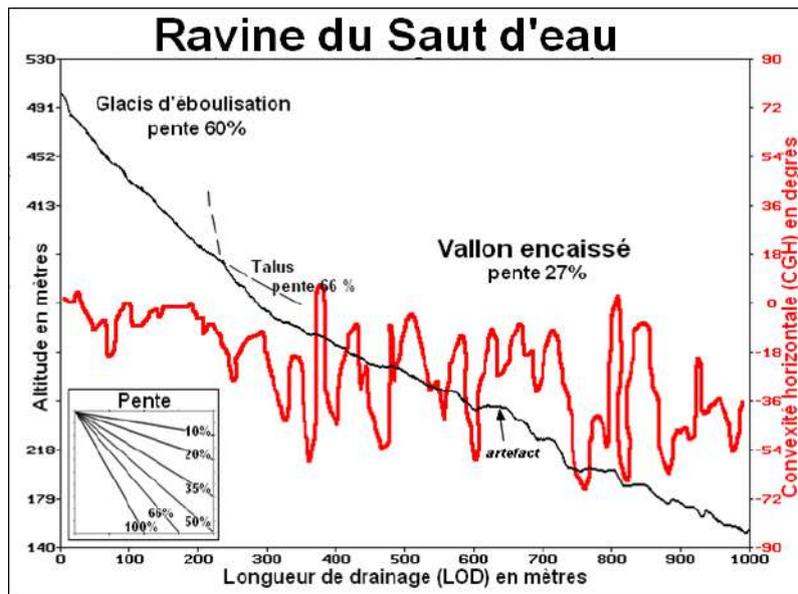


Figure 168 : profil en long du drain principal (DB[LOD,MNT, masque (drain principal)]) de la ravine du Seau d'eau de l'encaissement en fonction de la convexité horizontale (DB[LOD,CHG]).

En conclusion sur la sensibilité des résultats en fonction de la résolution, il faut retenir que le MNT à 5 mètres dérivé par la méthode SEAD du Litto3D pleine résolution à 1 mètre est un bon compromis permettant de s'affranchir en partie des artefacts tout en conservant une résolution compatible avec l'étude des ravines élémentaires. Pour ce qui relève de la définition des seuils d'apparition de talweg, les résultats suggèrent qu'il existe un seuil vers 200-3000 mètres de longueurs de drainage (LOD) correspondant à l'initiation des talwegs et des vallons sur les versants encadrant vallées principales. Un autre seuil vers 600-700 mètres correspond à l'apparition des vallées principales.

3.6 Les formes de versants :

Les formes de versants ne sont que schématisées par la méthode des sections-bloc dérivée de la méthode EPI. Il est nécessaire de préciser leurs caractéristiques moyennes en utilisant à nouveau des courbes dérivées de DB combinant les distances au niveau de base local de bas de versant DRE avec soit les altitudes relatives ARE à ce dernier, soit les pentes PET soit DB[DRE,ARE] et DB[DRE,ARE]. Ceci suppose une définition préalable des niveaux de base locaux. On utilise pour cela les seuils SMART tels que définis précédemment pour obtenir les thalwegs (voir figure 162). Le seuil retenu pour tous les bassins correspond à une longueur drainée (LOD) de 600 mètres permettant de calculer les altitudes et distances relatives par rapport à ces thalwegs (voir figures 64 et 65). Le but étant de déterminer l'évolution de la forme des versants en fonction des collecteurs de bas de versant, un troisième plan d'information ad hoc est établi qui correspond à la surface drainée (SBV) de la maille correspondant au niveau de base local (SRE).

Les principes ci-dessus ont été appliqués au trois bassins de référence de la Rivière du Bocquet (B205 figure 169A), de la Rivière du Prêcheur (B206, figure 169B) et de la Rivière du Carbet (B304, figure 169C). Les cartes de droite de cette figure requièrent un commentaire. Les bassins en clair entourés de rouge correspondent aux têtes de bassin en

amont d'un talweg de longueur 600 mètres. Leur forme doit correspondre à celle d'un amphithéâtre plus ou moins allongé. Vers l'aval, les collecteurs de bas de versant drainent des surfaces de plus importantes impliquant une incision de la rivière couplée à un élargissement de la vallée avec leurs conséquences sur la forme des versants, la dissection des interfluves et donc le perchement.

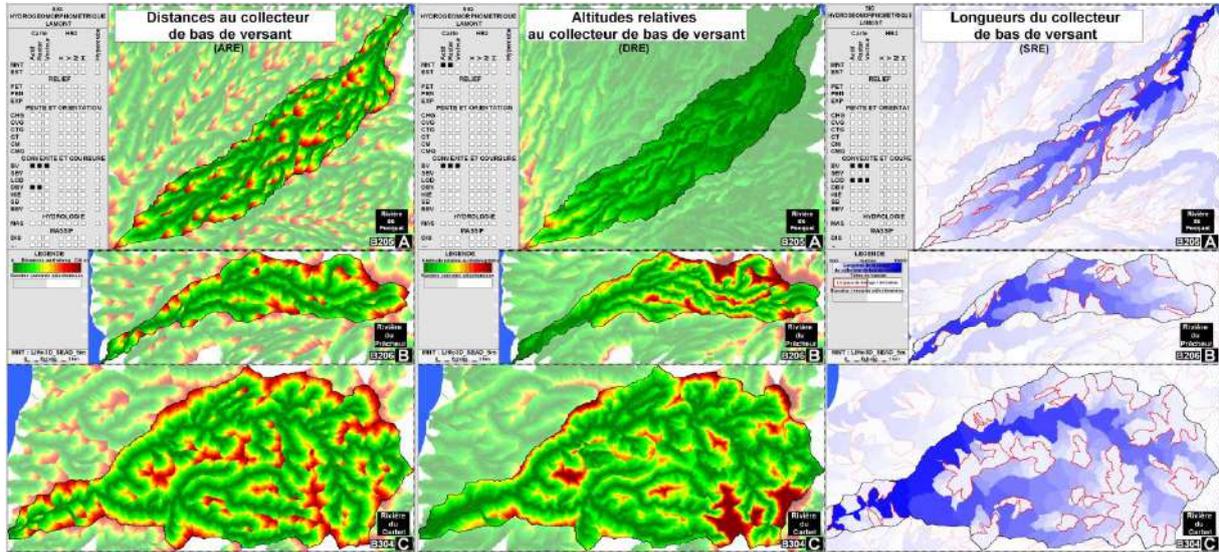


Figure 169 : fichiers hydrogéomorphométriques de base nécessaires au calcul des formes moyennes de versants

Partant des DB, les courbes moyennes des altitudes (forme des versants) relatives et des pentes (courbes hypsoclinographiques) peuvent être comparées soit sur l'ensemble des bassins (Figure 170 A1, B1 et C1) soit uniquement sur les bassins de tête de vallée (drains d'ordre 1 sur toutes les autres figures). De façon logique, les longueurs maximales de drainage DRE sont identiques au seuil SMART soit 600 mètres. L'intérêt des courbes clinographiques tient à ce qu'elles permettent de mieux connaître l'évolution des pentes en fonction de l'altitude relative et donc de la forme plus concave, convexe ou convexo-concave des interfluves. En ce cas, il s'agit de courbures tendanciennes au sens statistique et non de courbures géométriques. Toutefois, il existe un lien théorique entre ces courbes et la convexité verticale qui rend compte de la courbure des lignes de plus grande pente.

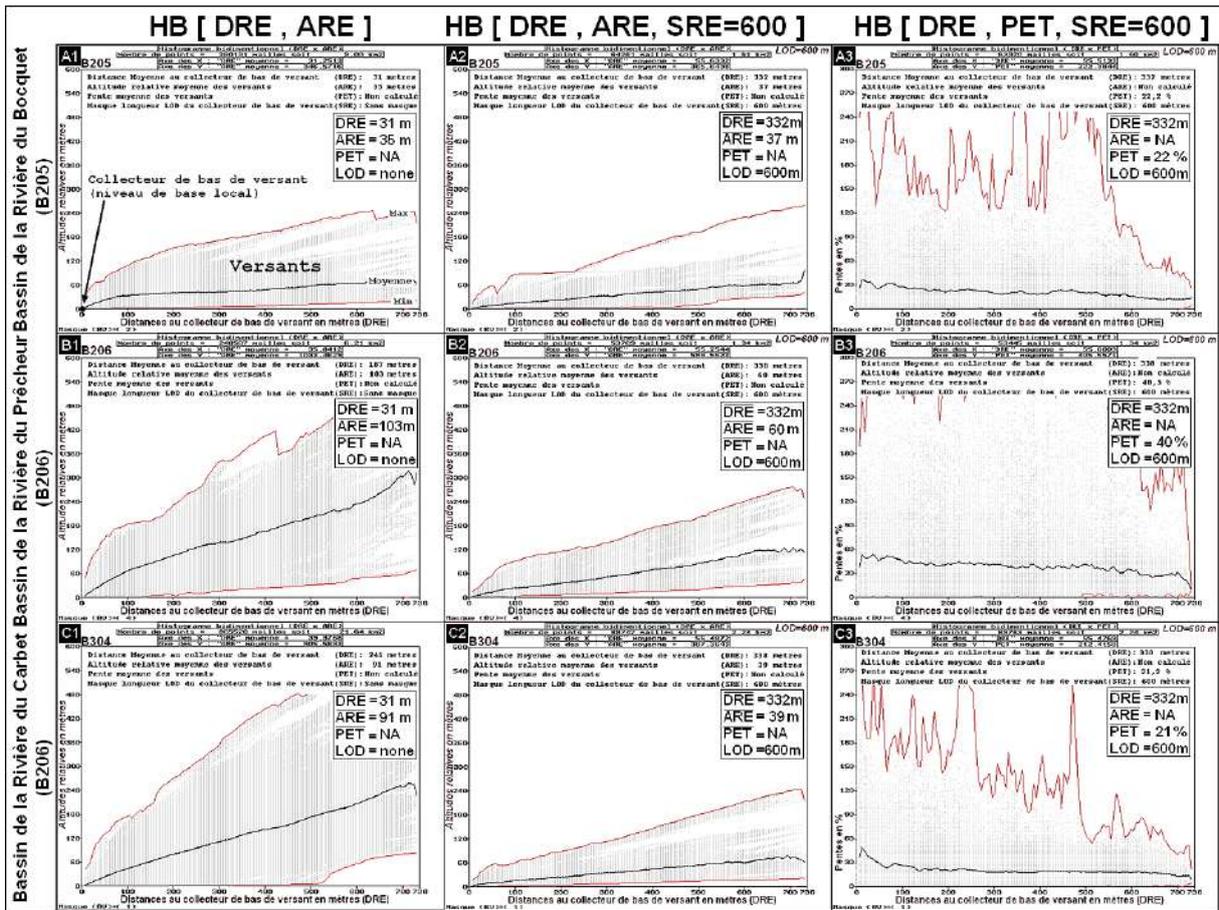


Figure 170 : Forme moyenne des versants obtenues à partir des diagrammes bidimensionnels DB distances au collecteur de base de versant (DRE) et altitudes relatives au collecteur (ARE) en fonction de la surface drainées des collecteurs de bas de versant Sur les trois bassins de référence B205, B206 et B304.
 A1,B1,C1/ DB [DRE,ARE] sans marque SRE
 A2,B2,C2/ DB[DRE,ARE, LOD=600mètres formes pour les bassins de têtes de vallée
 A3,B3,C3/ DB[DRE,PET, LOD=600mètres pentes pour les bassins de têtes de vallée

3.7 Fonction de transfert et hydrogrammes observés :

En préambule à ce chapitre sur la simulation de la fonction de transfert sur des bassins à partir de MNT, il faut rappeler qu'en matière de modélisation distribuée, la codification Bocquillon des sous bassins offre la possibilité de faire des requêtes sur les liens amont et aval entre les différentes unités fonctionnelles (Figure 171). La figure 171 représente la hiérarchisation du réseau et la segmentation en sous bassins en fonction du seuil SMART avec LOD=600 mètres déterminé précédemment à partir des DB[LOD,CHG].

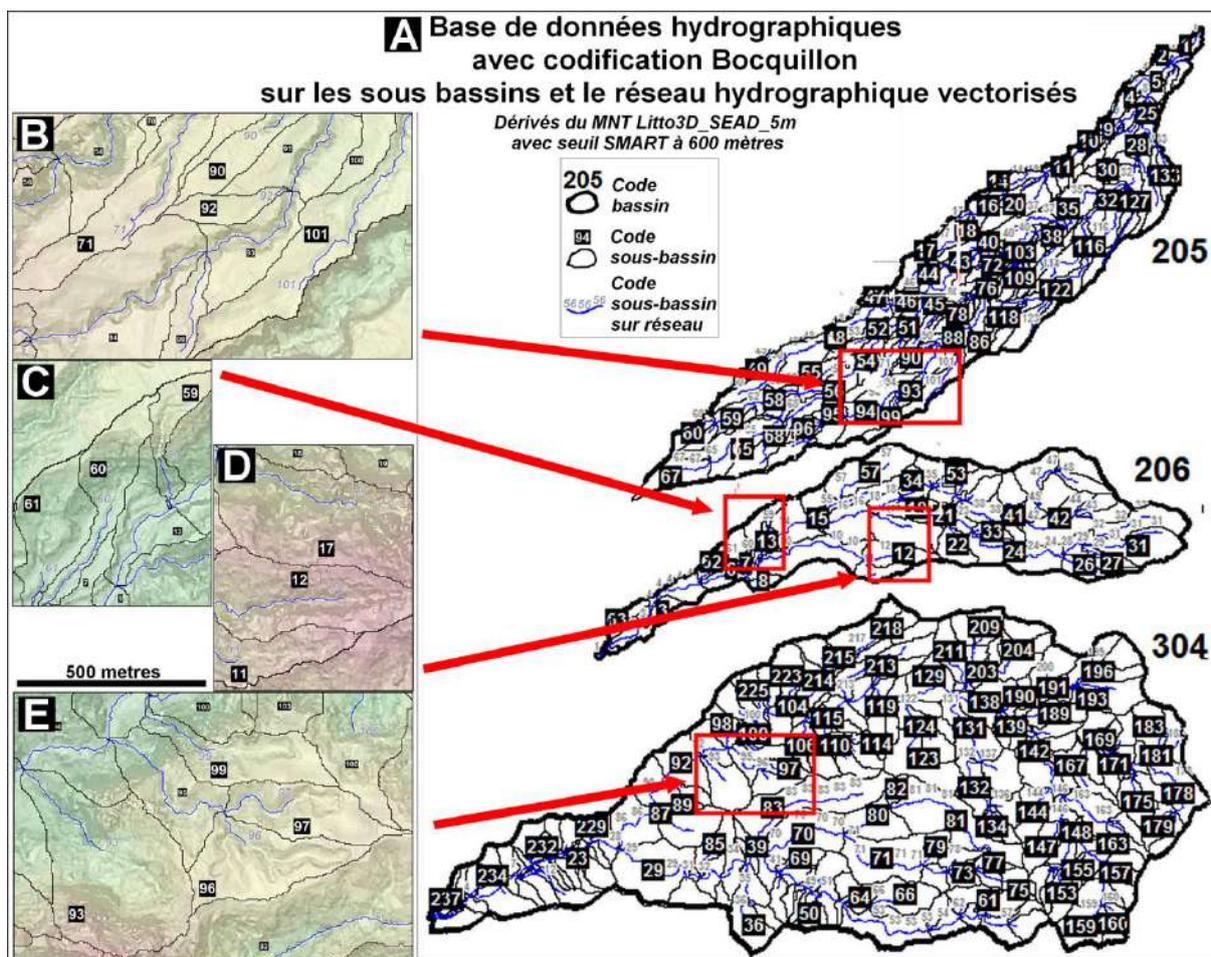


Figure 171: Codifications des sous-bassins et du réseau hydrographique en fonction du seuil SMART avec pour la longueur de drainage LOD=600 mètres
localisation des zones test d'exploitation du MNT Litto3D en pleine résolution (dans les encarts à gauche)

La figure 172 A est relative à cette codification sur la zone d'étude du plateau de La Croix. La lecture séquentielle des codes de la figure 172 B permet de créer l'arborescence de drainage de la figure 172 C. A titre d'exemple, le fait que le sous bassin d'ordre 2 n°95 draine les sous bassins d'ordre 1 n° 96 et 97 et se jette dans le drain n° 94 se déduit aussi bien de l'une ou l'autre des figures B et C.

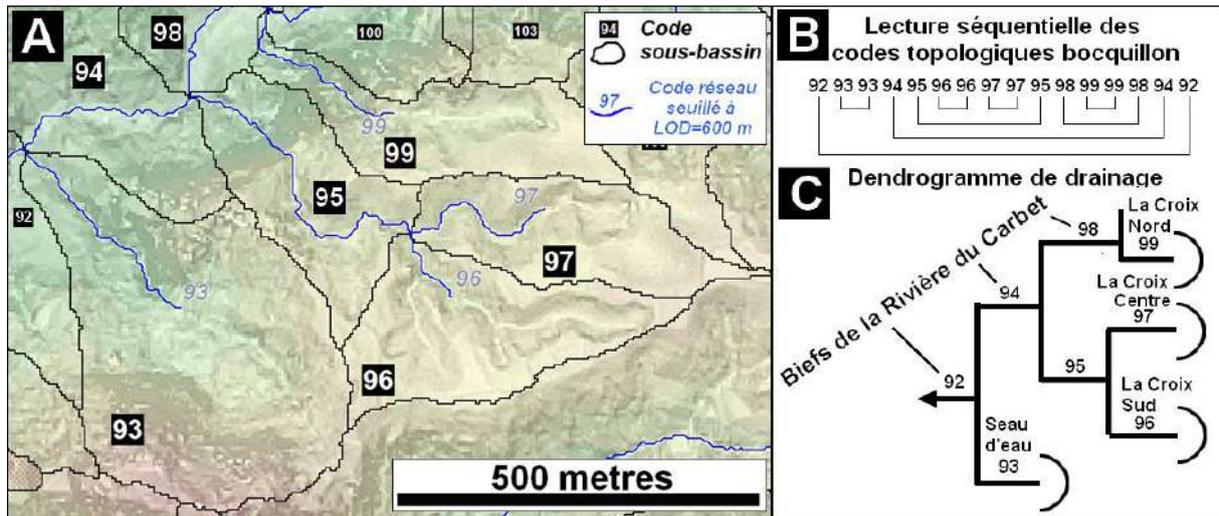


Figure 172 : Codification bocquillon sur la zone du plateau de La Croix

A./ Code bocquillon des sous-bassins

B./ Séquence de code Bocquillon avec relation d'emboîtement.

C./ Dendrogramme de drainage avec relation amont/aval (C déduit de B).

Les résultats des simulations seront appliquées au bassin du Carbet ($S_{bv}=S_{d_{max}}=21,85$ km²) sur la base de données hydrologiques provenant de divers bassins du même ordre situés (16,5 à 34 km²) dans le même massif des Carbets (figure 173A). Cinq crues importantes observées sur ces bassins (source monographie hydrologique de la Martinique, Guiscafre et al., 1976, figures 173 C1 à C5) servent à définir l'hydrogramme de crue correspondant à des événements pluviométriques extrêmes liés à des cyclones ou non (Figure 173B). Le temps de réponse T_r entre le pic de pluies et le pic de crue est homogène avec une valeur de l'ordre de 1h15 à l'exception de la crue observée sur le bassin du Capot qui est proche de 2h00 (figure 173C1). Cette différence s'explique par la forme du hyétogramme avec des pluies importantes après le pic. Le temps de base T_b peut être estimé à 5h00 ou 6h00. Pour ce ramener à une averse impulsionnelle pour les HGU, la durée de la pluie dans sa phase la plus intense (en ce cas pas de temps de mesure de 1 heure avec des intensités moyennes comprises entre 35 et 75 mm/h) doit être déduite du temps de base de la crue observée soit une durée de 4h00 à 5h00.

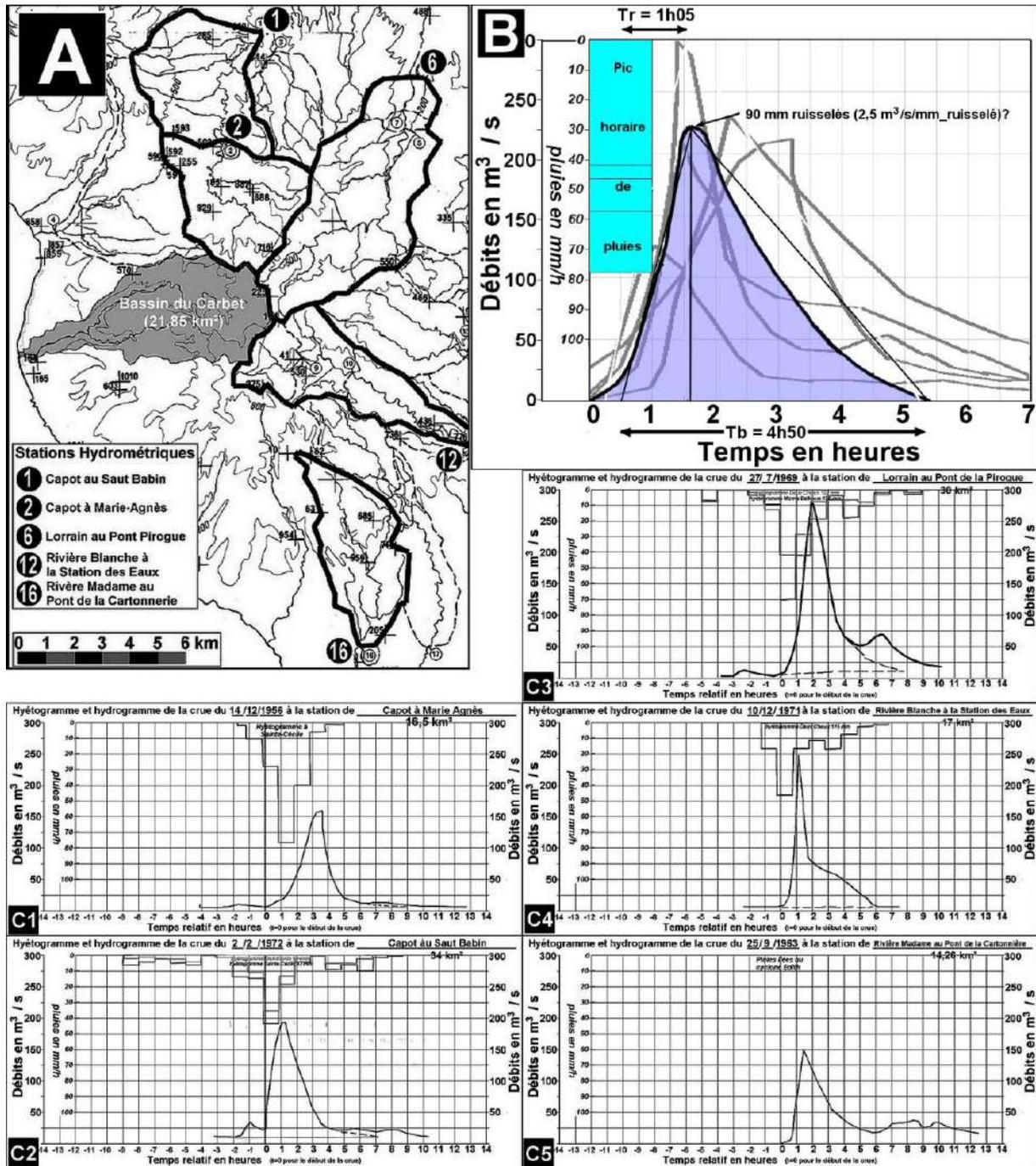


Figure 173 : hydrogramme de crue et hydrogramme de ruissellement observés sur des bassins du massif du Carbet (source Monographie hydrologique de la Martinique, ORSTOM, 1976)

Enfin, le HGU se rapporte aux pluies ruisselées donc à un hydrogramme de ruissellement ne prenant pas en compte l'écoulement retardé liés aux percolations de sub surface sur les versants qui se traduit sous la forme d'une courbe de tarissement qui fait suite à la courbe de décrue après le pic de pluies (Figure 174A). Sur la base de la forme des fins de crues observées, il est probable que le temps de base des hydrogrammes de ruissellement pour des bassins de 20 km² dans le massif du Carbet est de l'ordre de 3h45 ± 15 minutes (Figure 174B).

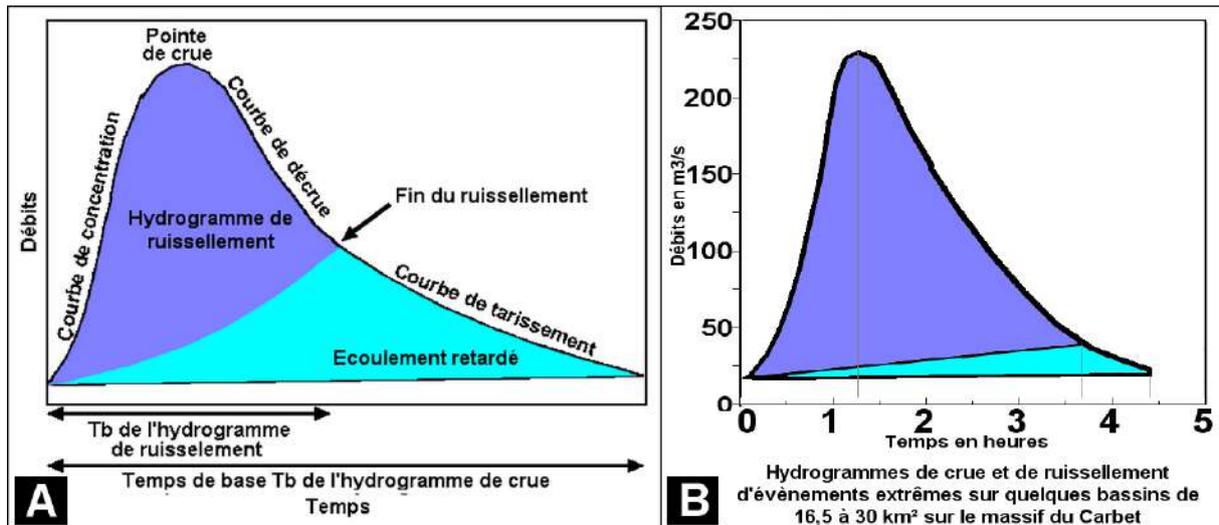


Figure 174 : décomposition de l'hydrogramme de crue entre ses deux composantes ruissellement superficiel et écoulements sub superficiels retardés dans les sols
 A./ cas théorique B./ Hydrogrammes moyens de crue et de ruissellement dans le massif du Carbet

S'agissant de HGU faisant référence à une pluie et un volume unitaire, le débit maximal de pic de crue Q_{max} n'a pas à être considéré. Toutefois, on notera que les taux d'écoulement (Volume précipité/Volume écoulé) sont supérieurs à 50% voire proche de 100%. Ces valeurs extrêmes semblent peu réalistes même en zone de montagne et pour des pluies cycloniques. Cette surestimation des taux d'écoulements est sûrement liée à ce que les stations pluviométriques sont localisées en plaine alors que les pluies sont sans doute soit plus intenses, soit plus longues, voire les deux dans les parties hautes des bassins. Partant de données observées, on estimera donc qu'une crue d'une période de retour de 40 ans sur des bassins de 20 km² dans le massif du Carbet possède les caractéristiques hydrodynamiques suivantes :

Temps de base $T_b=3h45$, Temps de réponse $T_r=1h15$,
 Pic de crue $\approx 210 \text{ m}^3/\text{s}$ avec lame ruisselée $\approx 65 \text{ mm}$ soit $Q_{max} \approx 3,2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{mm}_{\text{ruisselé}}$
 (avec une pluie brute de l'ordre de 100 mm étalée sur 1h30 à 2h00 soit un taux d'écoulement de 60%)

Ces valeurs vont servir à évaluer et étalonner les résultats des simulations issues de TOPASE et FTM. L'hydrogramme des valeurs observées sera schématisé sous la forme d'un triangle circonscrit par les valeurs T_b , T_r et Q_{max} comme dans le cas des simulations de TOPASE (figure 175A). Afin de mieux cerner la forme réelle des hydrogrammes et d'avoir des scénarios plus précis sur les débits à des pas de temps fins, il est possible d'ajuster des polynômes d'ordre 3 sur l'hydrogramme triangulaire de façon à établir des courbes de crue et de décrue contraintes par les propriétés connues de ces fonctions à savoir que leurs dérivées sont nulles en début et en fin de crue ainsi qu'au moment du pic. Cela permet de comparer le résultat des simulations à différents pas de temps avec les pourcentages de volume unitaire écoulé (figure 175B). Le même MNT de référence le LITTO3D_SEAD_25m (LITTO3D rééchantillonné au pas de 25 mètres par la méthode SEAD) sera utilisé pour les simulations TOPASE et FTM sur le bassin du Carbet.

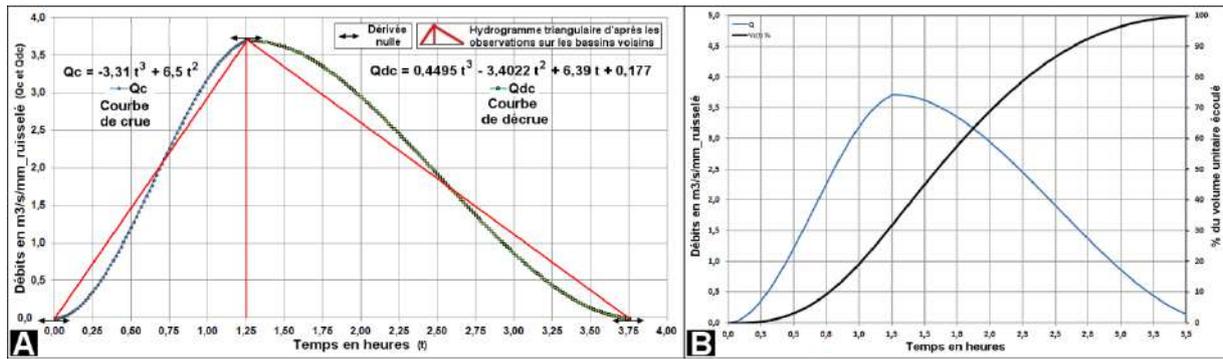


Figure 175: Ajustement de fonctions sur l'hydrogramme triangulaire.

A./ courbes de crue et de décrue ajustées sur l'hydrogramme triangulaire

B./ Pourcentage du volume unitaire écoulé

Il faut vérifier en premier lieu que les HGU des simulations de FTM ne sont pas sensible à la résolution μ du MNT servant de base au calcul des transferts. Sur la figure 176A, trois MNT sont utilisés avec des résolutions de 5, 25 et 100 mètres soit un rapport de 1 à 20 pour le pas de mesure et de 1 point sur 400 (0,25%) pour l'échantillonnage. Afin de ne pas être considéré que la résolution et non la qualité intrinsèque des MNT, les trois MNT ont été obtenus par sous échantillonnage SEAD successifs à partir du MNT LITTO3D 1x1 mètre. Les HGU résultants avec la même dimension fractale $D_f=1,1$ sont semblables bien qu'une légère dérive des temps de base et un décalage du pic de crue (T_r plus faible, Q_{max} plus élevé) pour l'HGU au pas de 5 mètres par rapport aux deux autres soient observables. Il faut noter que le pas de temps de temps minimum Δt_{min} de simulation dépend de la résolution μ : 1 minute à 5m, 5 minutes à 25m et 20 minutes à 100m. Cette limitation est due à des problèmes numériques d'arrondis sur les valeurs lorsque Δt_{min} est trop fin par rapport à μ . Les différences observées sur les HGU pourraient être liées à un problème de même nature. On peut admettre que la propriété de stabilité de l'HGU est démontrée notamment pour le pic de crue entre la résolution 25 et 100 mètres. La figure 176B rend compte de l'effet de la valeur du paramètre dimension fractale D_f sur la forme de l'HGU. Lorsque D_f croît l'hydrogramme devient plus étaler avec un temps de réponse plus long et un débit maximum plus faible. On notera que les bornes 1,0 à 1,2 pour la valeur de D_f encadrent les valeurs observées figurées par l'hydrogramme triangulaire. La phase de montée de la crue et le temps de réponse pour la simulation avec $D_f=1,0$ sont analogues alors que c'est avec une dimension fractale de 1,2 que la phase de décrue et le temps de base T_b apparaissent le mieux respectés les observations. Enfin, c'est avec $D_f=1,1$ que la valeur de Q_{max} est la plus satisfaisante.

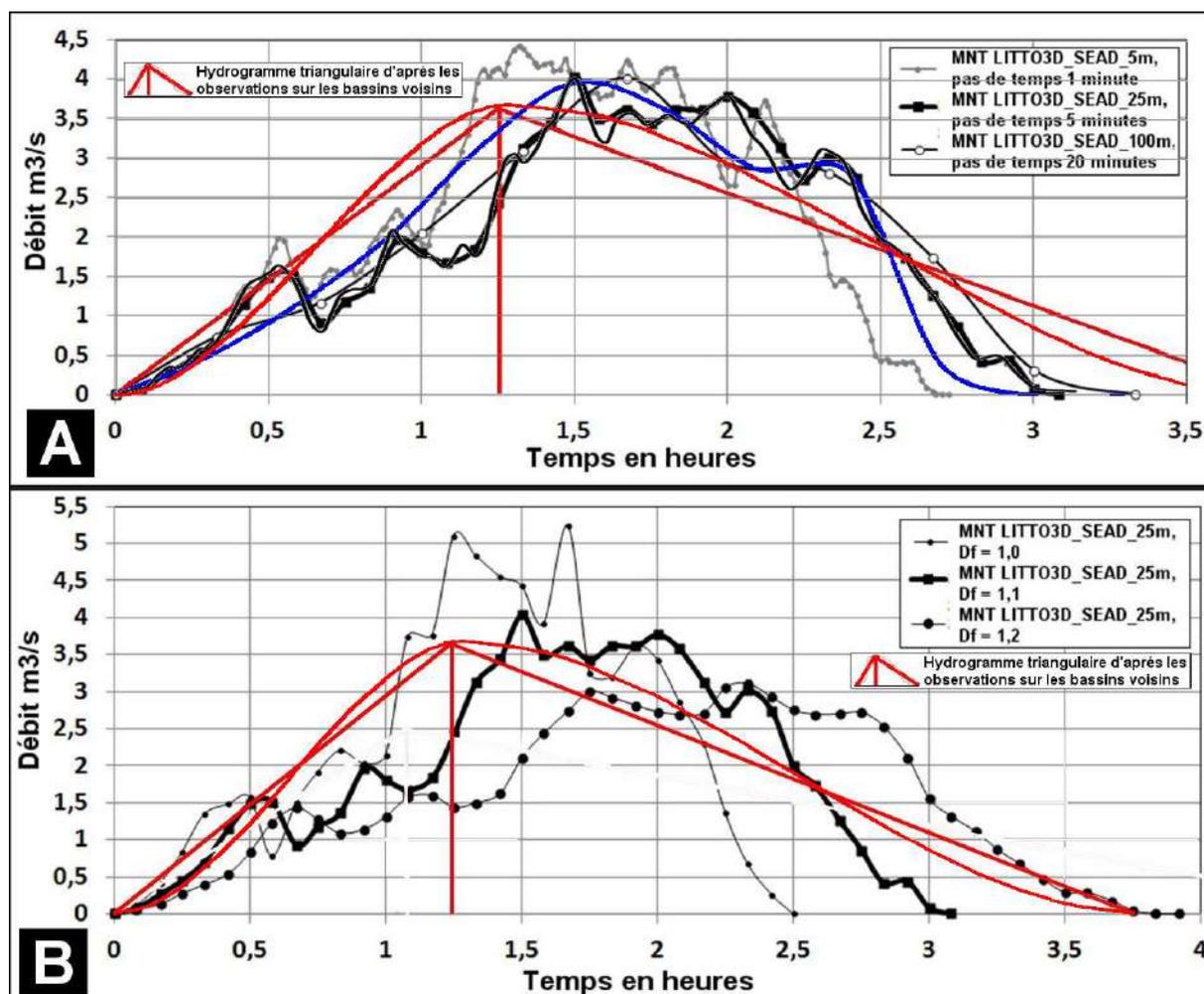


Figure 176 : simulations de HGU en fonction de diverses valeurs de Df dans FTM sur le bassin du Carbet (*MNT LITTO3D_SEAD_25m*)

Deux points doivent être retenus de cette analyse. Le premier tient au fait que l'hydrogramme simulé est stable pour $\mu \in [5..100]$ que l'échantillonnage de la surface sur des bassins de l'ordre de 10 km² est suffisant avec une résolution hectométrique. Les MNT LITTO3D avec leur résolution métrique ne constituent donc pas un atout déterminant pour l'étude de ces bassins. En revanche pour les bassins plus petits de l'ordre de un hectare, ils demeurent les seuls utilisables. Outre le fait que cela diminue la taille des MNT devant être traité, l'intérêt majeur tient à ce que les MNT SRTM et ASTER disponibles sur l'ensemble des terres émergées ont une résolution hectométrique (en fait $\mu \approx 90$ mètres) a priori compatible avec la méthode. Sur la figure 177A, les cumuls de volumes écoulés issus de la simulation FTM avec une résolution spatiale $\mu=5m$ et un pas de temps de 1 minute sont comparés aux mêmes volumes observés. La même analyse avec le MNT STRM ($\mu \approx 91m$) au pas de 5 minutes produit des résultats fort semblables au précédent (figure 177B). On notera que dans les deux cas, les volumes de montée de crue sont correctement simulés alors que la décrue est plus rapide sur les hydrogrammes simulés comparés à celui observé. De par son importance, cette observation quant à la validité hydrologique des MNT SRTM devra être confirmée de façon plus précise ultérieurement.

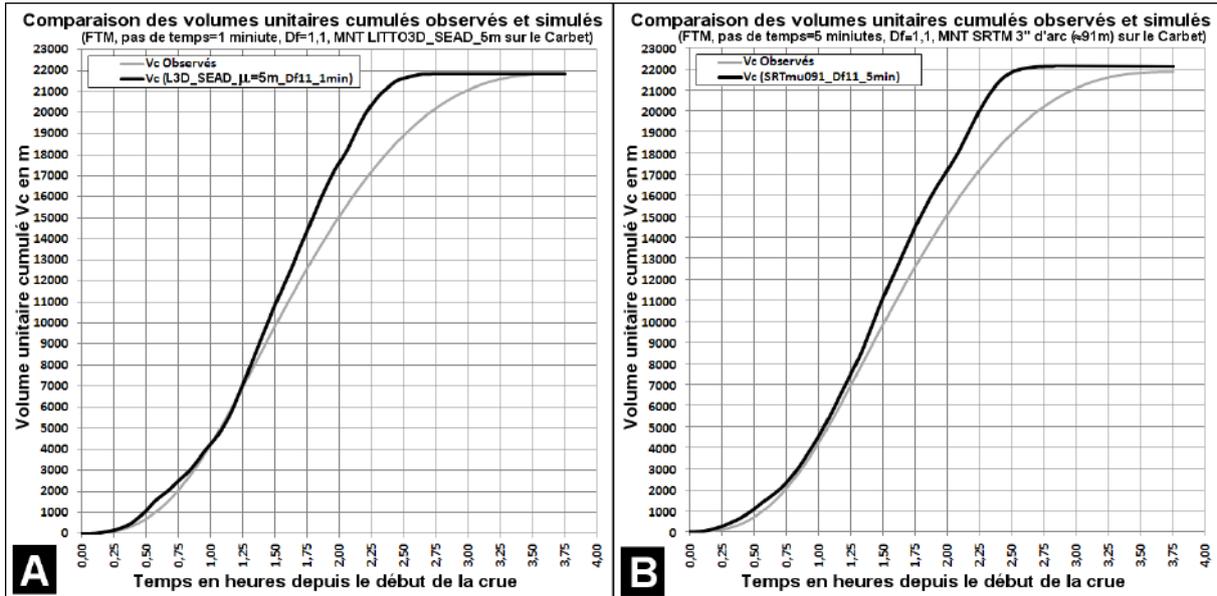


Figure 177: comparaisons des volumes unitaires simulés à partir du MNT LITTO3D_SEAD_5m ($\mu=5\text{m}$, A./) et le MNT SRTM ($\mu=91\text{m}$, B./) sur le bassin du Carbet. (la courbe en grisés représente les volumes cumulés sur les données observées)

Du second élément, il ressort que l'hypothèse fractale avec $D_f \in [1,0 \dots 1,2]$ donne des ordres de grandeur satisfaisant pour les paramètres hydrodynamiques T_r , T_b et Q_{\max} avec toutefois des nuances de l'un à l'autre. De façon synthétique, les résultats précédents suggèrent que les processus de début d'évènement à savoir la montée de crue est conforme à une hypothèse basse pour la dimension fractale avec $D_f=1,0$. A l'inverse, en fin d'évènement la décrue et notamment T_b sont mieux estimés avec une forte valeur de fractalité avec $D_f=1,2$. La pointe de crue et les deux paramètres qui s'y rapportent T_r et Q_{\max} sont satisfaisants avec une fractalité intermédiaire $D_f=1,1$. Ces observations amènent à penser que les processus d'ensemble agissant au cours d'une crue ne sont pas liés à une dimension fractale constante au cours de la crue. La chronologie des débits à l'exutoire reflétant les isochrones du bassin, cela peut s'interpréter par des vitesses plus rapides dans la partie aval du bassin et l'inverse dans la partie amont. L'interprétation hydrologique nécessite de prendre en compte la dynamique d'une crue notamment:

- L'onde de crue se comporte comme une onde diffusante. Elle est légèrement plus rapide que la vitesse des écoulements ce qui tend à réduire le temps de réponse par rapport à l'estimation qui en est faite avec un modèle dynamique et cinématique comme l'est FTM.
- Ce point est lié au précédent. La pente de la ligne d'eau est plus forte que la pente du lit en phase de montée ce qui accroît la vitesse alors que c'est l'inverse en phase de décrue.
- Toute chose égale par ailleurs, la longueur du tracé des axes d'écoulements des chenaux diminue (et la largeur de ces chenaux augmente) en relation avec le débit réduisant *hypso facto* la dimension fractale et le temps de transit d'un point à un autre.
- La profondeur augmentant avec les débits, il est certain que l'effet de la rugosité du lit au moment de la pointe de crue est réduit. En ce cas cependant, il est possible que la

rugosité des berges voire celle des terrasses fluviales en cas de débordement du lit majeur compensent cet effet (figure 178).

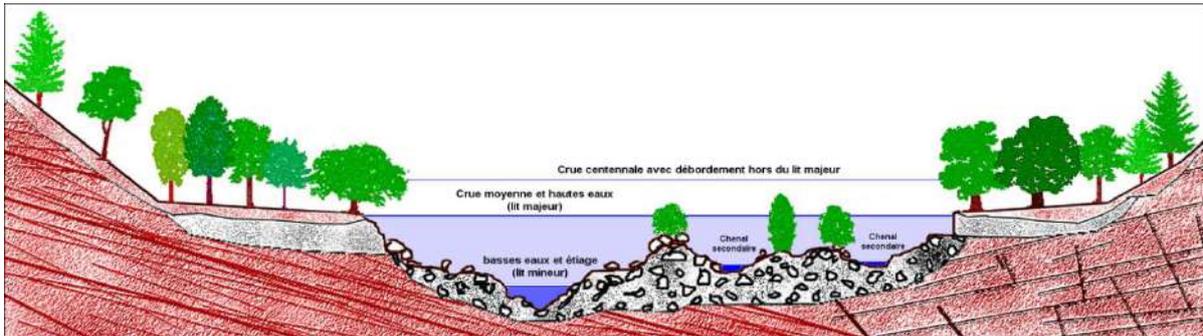


Figure 178: schéma d'une section de rivière avec les éléments du lit, des berges et des terrasses intervenant dans la rugosité en fonction de la hauteur d'eau

Ces remarques apparaissent cohérentes avec l'observation empirique selon laquelle la dimension fractale « opérationnelle » augmenterait de l'aval vers l'amont du bassin. Le seul point qui ne cadre pas tient à la vitesse des transferts en début de crue (D_f proche de 1,0) alors que le niveau d'eau est encore bas et que les écoulements ne font que débordés le lit mineur. Ces effets de tout début de crue pourraient être masqués par l'augmentation rapide de la pente de la ligne d'eau. De plus dans la pratique, le temps effectif de début de crue reste approximatif. Partant d'une utilisation de la notion de fractale pour simuler le comportement des chenaux à l'intérieur des mailles, le paramètre D_f peut aussi être considéré comme un paramètre de calage de la vitesse des transferts.

Dans TOPASE les deux paramètres k et c servent à caler l'hydrogramme simulé. Dans la figure 179A, le paramètre de forme du lit c est fixé 0,2 et le paramètre k varie entre 2 et 10. Dans la figure 179B, la valeur de k est égale à 5 alors que celle de c varie entre 0,01 et 4. Ces simulations utilisent un large spectre de valeurs pour les paramètres de calage. Pour ce ramener au cas d'un bassin naturel, les valeurs admissibles pour k et c sont plus restreintes : de l'ordre de 3 à 5 pour k et 0,2 à 0,33 pour c .

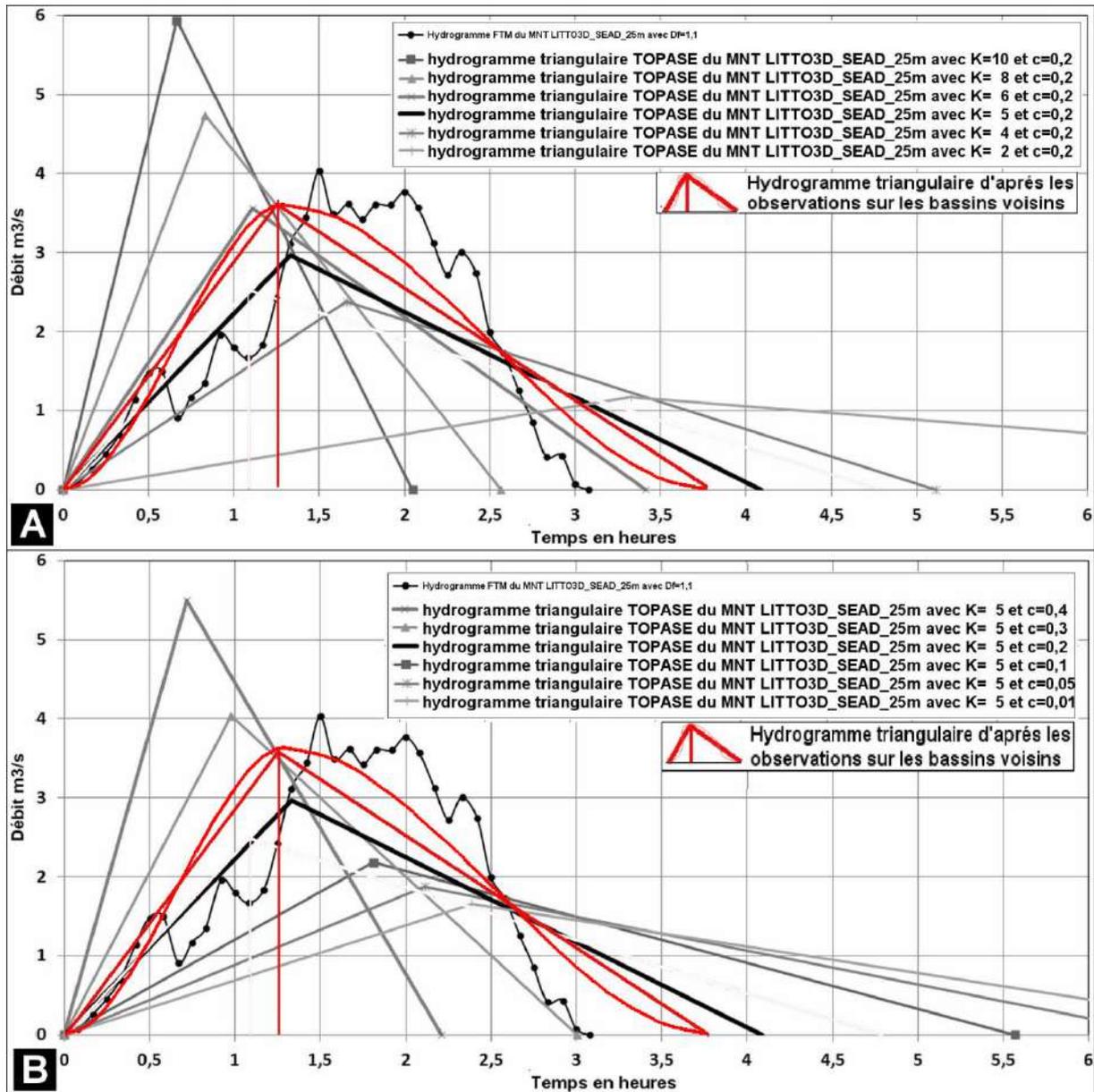


Figure 179: simulations d'hydrogrammes triangulaires en fonction de diverses combinaisons de paramètres k et c de TOPASE sur le bassin du Carbet avec le MNT LITTO3D_SEAD_25m.

Une infinité de combinaisons possibles des deux paramètres de TOPASE peuvent donner le même hydrogramme triangulaire comme l'indique les abaques des figures 180 A, B et C. Compte-tenu des valeurs les plus probables de ces paramètres sur un bassin naturel, les valeurs retenues pour k et c seront respectivement 4,35 et 0,265, cette simulation donnant aux paramètres hydrodynamiques des crues des valeurs proches de celles observées : $T_r=1h14$, $Q_{max}=3,19 \text{ m}^3/\text{s}/\text{mm}_{\text{ruisselé}}$ et $T_b=3h49$.

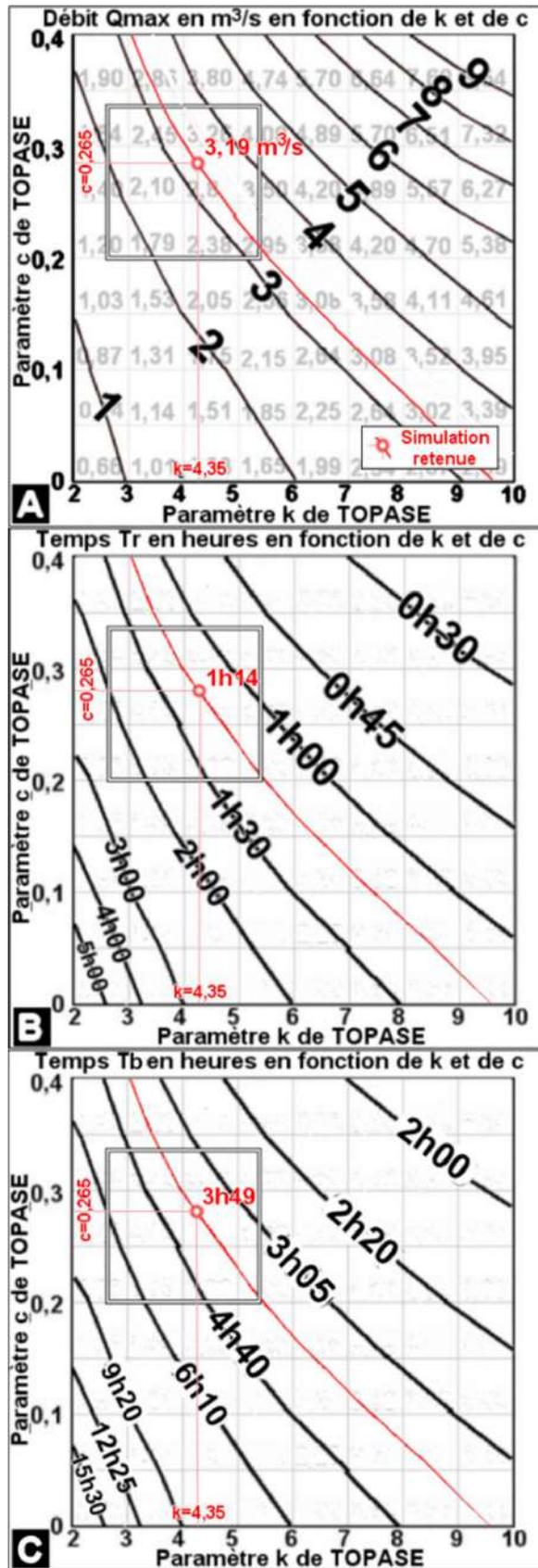


Figure 180: abaques des valeurs des trois paramètres hydrodynamiques T_r , Q_{max} et T_b en fonction des valeurs k et c de TOPASE pour le Carbet avec le MNT LITTO3D_SEAD_25m.

Le carré: valeurs possibles de k et c pour les milieux naturels. La ligne rouge: ensemble des combinaisons possibles de k et c conforme aux données observées. Le point rouge: simulation retenue avec $k=4,36$ et $c=0,265$.

Les deux méthodes de simulations donnent des résultats cohérents et complémentaires sur l'exemple du bassin du Carbet :

- FTM : la méthode se base sur une hypothèse fractale tronquée et procède de propriétés générales reconnues des réseaux d'écoulement. Elle permet de définir un hydrogramme de ruissellement conforme à la structure des écoulements résultant d'une empreinte hydrologique telle que définie par le drainage D8. Elle n'utilise qu'un seul paramètre, celui de la dimension fractale D_f du réseau. La valeur de D_f peut être choisi de façon empirique par calage sur des données observées ou en estimant sa valeur à partir de réseaux hydrographiques numérisés. La spécificité de cette méthode tient à ce que les résultats sont indépendants de la résolution du MNT
- TOPASE : cette méthode statistique fondé sur la forme connue des hydrogrammes de crue fait référence à deux paramètres physiques K et C . Ils peuvent être considérés comme deux paramètres de calage sur des données observées ou être définis a priori en fonction des propriétés hydrologiques des chenaux d'écoulement. L'hydrogramme de crue est certes schématisé de façon triangulaire mais il intègre la phase de tarissement après le pic de crue.

La combinaison des deux méthodes qui s'appuient toutes deux sur des propriétés géométriques, physiques ou statistiques des processus hydrologiques pouvant être appréhendées à l'aide de MNT permet une approche théorique à caractère opérationnel sur les bassins non jaugés. Les enjeux en ce domaine sont multiples et connus dans le domaine du risque et de l'aménagement hydrologique: inondation, étiage, génie civil, érosion, estimation de la ressource...

Figure 181

3.8 Comparaison géomorphométrique avec d'autres îles volcaniques :

Nous utiliserons les deux seuls MNT disponibles à l'échelle de la Terre à savoir celui issu de la SRTM (m=3'' d'arc ~91 mètres) pour la partie émergée et le MNT ETOPO2 (m=2' d'arc ~ 3,6 km) pour la bathymétrie. Le cadre régional de la Martinique fera une large utilisation données du SIG Global Islands Database¹¹ (GID, version janvier 2010, WCMC/UNEP, Cambridge, UK). Ces données ont l'avantage de fournir des données homogènes sur toutes les îles de plus de 0,1 km² sur l'ensemble du globe. Dans un second temps, les résultats hydrogéomorphométriques sur les îles volcaniques de l'arc externe seront comparés sur des MNT SRTM (2003) dont les caractéristiques ont été présentées dans le chapitre précédent.

La Martinique occupe une position centrale par rapport aux Petites Antilles et plus encore au sein de l'arc externe qui égraine onze îles volcaniques depuis Saba au nord jusqu'à Grenade au sud (Figure 182).

Trois types d'îles seront considérés à savoir celles localisées sur le plateau continental (9 îles), sur l'arc externe (8 îles) ou l'arc interne (13 îles). Le tableau 11 présente les caractéristiques géographiques et physiques de ces trois classes d'îles. La distinction entre île basse et île haute se retrouve dans une classification en 5 classes du relief (Tableau 6 colonne Elev_Type) : (-2) île plate (Anegada), (-1) île basse (Anguilla), (0) île collinaire (Barbade), (1) île haute (Martinique) et (2) île montagneuse (La Dominique). Les îles hautes du même type topographique que la Martinique sont soit des îles de l'arc externe volcanique soit des îles du plateau continental sud (Tobago) ou du plateau Portoricain (St-John et St-Thomas).

L'arc externe s'étend sur 730 km et comporte 16 volcans actifs dont un sous-marin au nord de Grenade (Tableau 12). Ils sont de types strato-volcans ayant eu des périodes d'activités pendant la période Holocène ou historique avec une altitude moyenne de 1000 mètres soit environ 3000 mètres de commandement par rapport aux fonds marins.

¹¹ En collaboration avec Arthur Dahl, j'ai été un des principaux concepteurs et contributeurs du SIG GID avec l'appui scientifique et technique du World Conservation Monitoring Centre (WCMC) du Programme des Nations-Unies pour l'Environnement (PNUE) basé à Cambridge au Royaume-Uni.

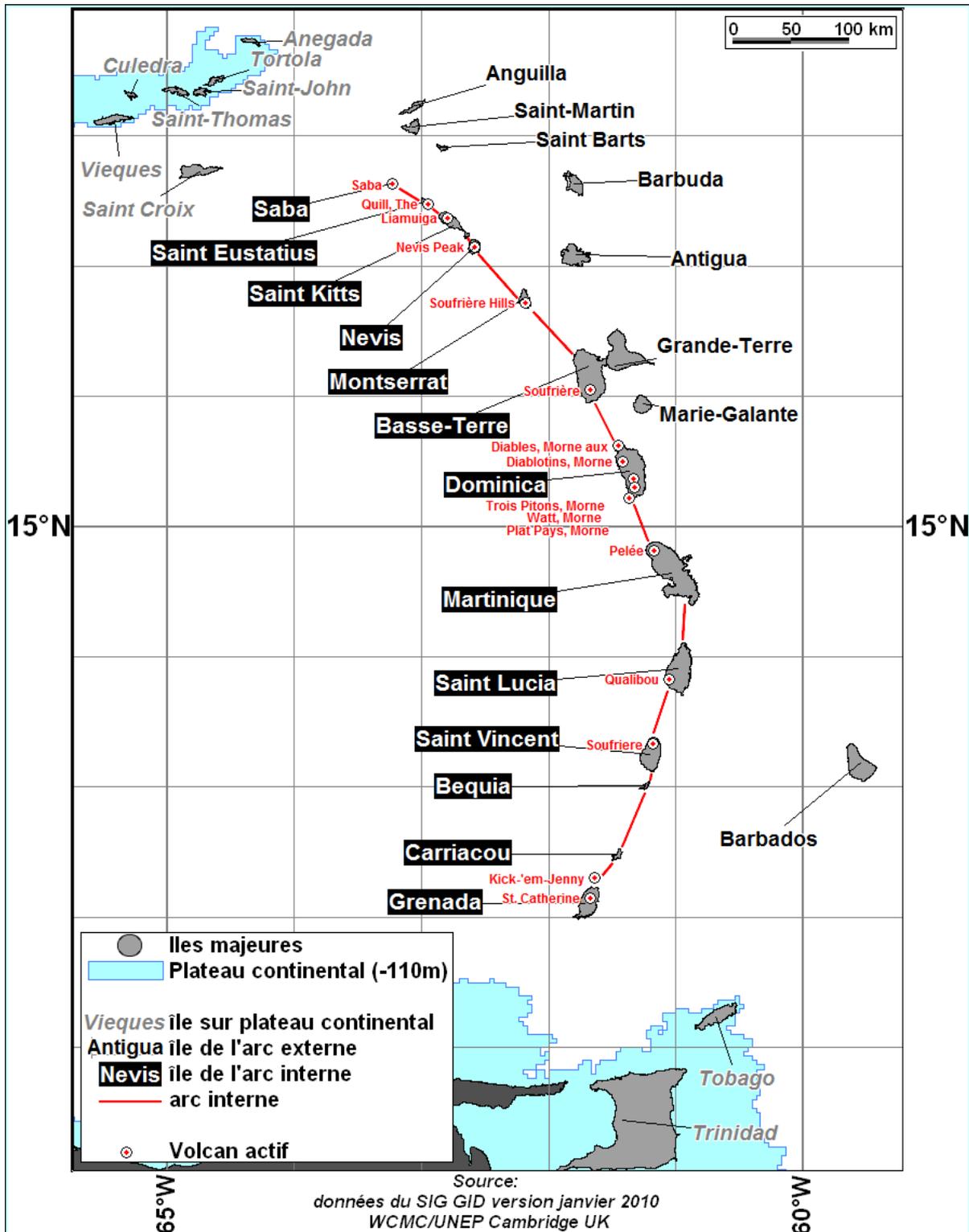


Figure 182 : Contexte régional de la Martinique au sein de l'arc externe volcanique. Sont indiqués les trois principaux types d'îles et la localisation des volcans actifs

Tableau 11 : Caractéristiques géographiques des trois types d'îles des Petites Antilles

A											Données géographiques générales			Colonne du tableau de données issues du SIG Global Islands Database (GID janvier 2010, WCMC/UNEP, Cambridge, UK)											
Géologie	code île international	Nom île (ENGLISH)	Nom île (LOCAL)	country_code	Sub_Country_code	Area	Perimeter	Longitude	Latitude	Dist_Continent	Elev_Maximum	Elev_Average	Elev_Type	Colonne du tableau de données issues du SIG Global Islands Database (GID janvier 2010, WCMC/UNEP, Cambridge, UK)											
														ID_Island	Name_Island (ENGLISH)	Name_Island (LOCAL)	Country_Code	Code_pays ISO 3166-1 alpha2	Sub_Country_Code	Code_territoire ISO 3166-1 alpha2	Area	Perimeter	Longitude	Latitude	Distance_Continent
Îles sur plateau continental	1	320 260 000 001 110	Trinidad	Trinidad	TT	??	4868	498	-61,423	10,441	14	938	149,5	0	Geology:										
	1	320 260 000 006 660	Tobago	Tobago	TT	??	314	135	-60,684	11,241	119	574	252,6	1	Typeologie ad hoc pour les Petites Antilles										
	2	320 250 000 011 440	Vieques	Vieques	US	PR	140	112	-65,422	18,121	801	289	88,2	0	ID_Island:										
	2	320 250 000 016 970	Saint-Thomas	Saint-Thomas	US	VI	77	82	-64,937	18,343	847	468	218,6	1	Code île international (source GID version janvier 2010)										
	2	320 250 000 019 250	Tortola	Tortola	GB	VG	61	63	-64,635	18,423	853	523	235,9	2	Name_Island (ENGLISH):										
	2	320 250 000 020 180	Saint-John	Saint-John	US	VI	56	74	-64,729	18,336	845	389	175,6	1	Nom en Anglais (Source GTGN et compilation toponymique à partir de cartes)										
	2	320 250 000 023 910	Aneгада	Aneгада	GB	VG	41	42	-64,345	18,720	884	6	2	-2	Name_Island (LOCAL):										
	2	320 250 000 029 770	Culedra	Culedra	US	PR	29	48	-65,294	18,314	839	189	77	0	Nom local en Anglais et autres langues (Source GTGN et compilation toponymique à partir de cartes)										
	3	320 250 000 008 350	Sainte-Croix	Sainte-Croix	US	VI	221	102	-64,734	17,729	774	344	130,3	0	Country_Code:										
	4	320 260 000 002 331	Grande-Terre*	Guadeloupe	FR	GP	607	156							Code pays ISO 3166-1 alpha2										
4	320 260 000 007 140	Antigua	Antigua	GB	AG	284	144	-61,789	17,087	685	387	67,5	0	Sub_Country_Code:											
4	320 260 000 010 270	Barbuda	Dulcina	GB	AG	163	111	-61,811	17,635	747	48	22,8	-1	Code territoire ISO 3166-1 alpha2											
4	320 260 000 010 280	Marie-Galante	Marie-Galante	FR	GP	163	53	-61,262	15,941	566	196	63,9	0	Area:											
4	320 260 000 014 960	Saint-Martin	Sint Maarten	FR	??	94	66	-63,083	18,066	800	415	98,8	0	Surface en km² calculée à partir des traits de côte de GSHHS version 2002											
4	320 260 000 017 060	Anguilla	Anguilla	GB	AI	76	68	-63,071	18,225	819	70	26,8	-1	Perimeter:											
4	320 260 000 035 120	Saint-Barts	Saint-Barthélemy	FR	BL	23	35	-62,837	17,906	787	271	87,8	1	Longueur de la côte en km calculée à partir des traits de côte de GSHHS version 2002											
5	320 260 000 005 200	Barbados	Barbade	BB	??	443	99	-59,537	13,190	345	339	144,2	0	Longitude:											
6	320 260 000 002 710	Martinique	Martinique	FR	MQ	1141	322	-61,026	14,634	400	1377	280,1	1	Centroide en X (MinLon+MaxLon)/2 calculée à partir de GSHHS version 2002											
6	320 260 000 002 330	Basse-Terre*	Guadeloupe	FR	GP	861	169	-61,487	16,234	557	1454	276,9	1	Latitude:											
6	320 260 000 003 540	Dominica	Dominique	DM	??	764	154	-61,369	15,421	483	1420	283	2	Centroide en Y (MinLat+MaxLat)/2 calculée à partir de GSHHS version 2002											
6	320 260 000 004 090	Saint-Lucia	Saint-Lucie	LC	??	620	160	-60,977	13,907	329	876	294,9	1	Distance_Continent:											
6	320 260 000 006 160	Saint-Vincent	Saint-Vincent	VC	??	353	92	-61,202	13,250	263	1202	495,2	2	Distance en km au continent* le plus proche (* Eurasie, Ameriques, Antarctique, Australie, Groenland) calculée à partir de GSHHS version 2002											
6	320 260 000 006 510	Grenada	Grenade	GD	??	323	125	-61,705	12,109	138	823	305,5	2	Elev_Maximum:											
6	320 260 000 009 890	Saint-Kitts	Saint-Kitts	KN	KN	174	87	-62,746	17,314	708	1041	169,7	2	Altitude Maximale en mètres. (Compilation données MNT SRTM et GTOPO30)											
6	320 260 000 014 220	Montserrat	Montserrat	GB	MS	100	47	-62,196	16,750	653	889	381,4	2	Elev_Average:											
6	320 260 000 014 620	Nevis	Nevis	KN	KN	97	40	-62,590	17,149	697	961	168,9	2	Altitude moyenne en mètres (Compilation données MNT SRTM et GTOPO30)											
6	320 260 000 035 550	Saint-Eustatius	Statia	NL	AN	22	22	-62,971	17,490	741	570	190,3	2	Elev_Type:											
6	320 260 000 046 370	Saba	Saba	NL	AN	14	16	-63,239	17,630	761	854	230,2	2	Typeologie du relief de l'île de -2 (île plate) à +2 (île montagneuse)											
7	320 260 000 026 610	Carriacou	Carriacou	GD	??	35	41	-61,464	12,480	193	285	137,4	1												
7	320 260 000 039 190	Bequia	Bequia	VC	??	19	35	-61,248	13,013	254	260	161,5	1												

B											Classes d'île															
Classes d'île	Île	Clim_Rainfall	Clim_Rain_Max	Clim_Temperature	Clim_Temp_Min	Clim_Temp_Max	Clim_WR_Rivers	Clim_WR_Lakes	Clim_WR_Swamps	Clim_WR_Lagunes	Clim_Water	Clim_Past_Connection	Biol_Ecosystem	Biol_Nb_Ecosystem	Classes d'île:											
															Trois classes d'île											
Îles sur plateau continental	Trinidad	1805	277	26,2	24,8	27,1	372	1	8	0	3	5	1	NT1401	9	Île:										
	Tobago	1998	267	26,7	25,7	27,3	25	0	1	1	6	1	NT0171	2	Nom en Anglais (Name_Island_English)											
	Vieques	1582	220	26,2	24,5	27,7	0	9	0	0	14	33	NT0226	4	Clim_rainfall*:											
	Saint-Thomas	1321	191	26,4	24,5	27,8	1	0	0	0	22	33	NT0134	2	Pluie moyenne annuelle en mm											
	Tortola	1140	151	26,4	24,7	27,8	24	1	0	0	24	33	NT1305	2	Clim_Rainfall_Max*:											
	Saint-John	1140	151	26,4	24,7	27,8	4	2	0	0	24	33	NT1305	2	Pluies moyenne mensuelle maximale en mm											
	Aneгада	1122	171	26,2	24,6	27,6	0	0	0	1	0	1	33	NT1305	1	Clim_Temperature*:										
	Culedra	1501	191	26,3	24,5	27,7	0	3	0	0	0	14	33	NT0226	2	Température moyenne annuelle en °C										
	Sainte-Croix	1152	149	26,6	25,1	27,8	1	2	0	0	0	3	0	NT1305	3	Clim_Temp_Min*:										
	Grande-Terre*															Température min moyenne annuelle en °C										
Antigua	1744	253	26	24,1	27,5	0	3	1	0	7	10	0	NT0220	4	Clim_Temp_Max*:											
Barbuda	1217	165	26,7	24,5	27,6	0	0	0	3	0	1	0	NT1305	2	Température max moyenne annuelle en °C											
Marie-Galante	2235	272	26,3	24,5	27,4	8	0	0	0	7	0	0	NT1402	2	Clim_WR_Rivers***:											
Saint-Martin	1453	184	27	25,3	28,2	1	4	6	12	0	7	0	NT1305	1	Nombre d'objet rivière											
Anguilla	1632	219	26,9	25,1	28,2	0	0	0	0	7	0	0	NT1305	2	Clim_WR_Lakes***:											
Saint-Barts	1353	188	26,6	25	27,9	0	0	0	0	7	0	0	NT1402	1	Nombre d'objet lac											
Barbados	1384	199	26,7	25,2	27,6	2	1	1	0	1	1	0	NT1305	1	Clim_WR_Swamps***:											
Martinique	2163	286	26,2	24,7	27,3	130	0	0	2	3	15	0	NT1305	8	Nombre d'objet lagune											
Basse-Terre*	2035	266	26,1	24,2	27,7	138	14	0	3	0	7	0	NT1402	11	Clim_WR_Water***:											
Dominica	2151	272	26,3	24,8	27,4	54	3	0	0	3	1	0	NT0179	2	Clim_Past_Connection***:											
Saint-Lucia	2199	286	26,5	25,2	27,5	42	0	0	0	3	0	0	NT1305	3	Connection avec un continent lors de la dernière glaciation (-110 mètres) (>1 oui, =0 non) (33= paléo Porto-Rico)											
Saint-Vincent	2161	268	26,7	25,8	27,5	3	1	0	0	1	3	0	NT0220	5	Biol_Ecosystem****:											
Grenada	1807	233	26,7	25,4	27,7	43	6	0	1	0	13	0	NT0220	3	Ecosystème principal de l'île (code WWF)											
Saint-Kitts	1266	189	26,5	24,9	27,7	39	8	0	0	0	2	0	NT0134	3	Bio_Nb_Ecosystem****:											
Montserrat	1656	213	26,1	24,3	27,4	39	0	0	0	20	1	0	NT1305	4	Nombre d'écosystèmes (source WWF)											
Nevis	1266	189	26,5	24,9	27,7	3	0	0	0	2	2	0	NT0134	2												
Saint-Eustatius	1310	189	26,6	24,9	27,9	3	0	0	0	0	2	0	NT0220	1												
Saba	1340	165	26,8	25,2	28	5	0	0	0	0	1	0	NT1305	1												
Carriacou	2035	254	26,7	25,7	27,7	0	0	0	0	0	17	0	NT0220	3												
Bequia	2143	268	26,7	25,8	27,5	0	0	0	0	0	14	0	NT1305	2												

Tableau 12 : Les volcans actifs de l'arc interne des Petites Antilles

Nom du volcan	île	Altitude (m)	Type	Eruption	Latitude	Longitude
Mont Scenery	Saba	887	Strato volcan	Historique	17,63	-63,23
The Quill	Saint-Eustache	601	Strato volcan	Dat. Radiocarbone	17,48	-62,95
Liamuiga	Saint-Kitts	1156	Strato volcan	Dat. Radiocarbone	17,37	-62,80
Nevis Peak	Nevis	985	Strato volcan	Holocène	17,15	-62,58
Soufrière Hills	Montserrat	915	Strato volcan	Historique	16,72	-62,18
Soufrière (Guadeloupe)	Basse-Terre	1467	Strato volcan	Historique	16,05	-61,67
Morne aux Diables	Dominique	861	Strato volcan	Holocène	15,62	-61,45
Morne Diablotins	Dominique	1430	Strato volcan	Holocène	15,50	-61,42
Morne des Trois Pitons	Dominique	1387	Dômes de lave	Dat. Radiocarbone	15,37	-61,33
Morne Watt	Dominique	1224	Strato volcan	Historique	15,30	-61,32
Morne Plat Pays	Dominique	960	Strato volcan	Dat. Radiocarbone	15,22	-61,37
Montagne Pelée	Martinique	1397	Strato volcan	Historique	14,82	-61,17
Qualibou	Sainte-Lucie	777	Caldera	Historique	13,83	-61,05
Soufriere (St. Vincent)	Saint-Vincent	1220	Strato volcan	Historique	13,33	-61,18
Kick-'em-Jenny	au nord de Grenade	-182	Volcan sous-marin	Historique	12,30	-61,64
Sainte-Catherine	Grenade	840	Strato volcan	Holocène	12,15	-61,67

La distance moyenne entre ces volcans est de 50 km environ avec des inter distances de 10 km entre les 5 édifices de la Dominique et 125 km entre La Soufrière de Saint-Vincent et le volcan Kick-'em-Jenny¹². S'intercalant entre les 13 îles principales jalonnant la chaîne, des îles plus menues et des îlots constituent les ultimes témoins d'activités volcaniques plus anciennes: l'îlot de Redonda entre Nevis et Montserrat (0,85 km² appartenant à Antigua et Barbuda), l'archipel des Saintes au sud de Basse-Terre (8 îlots de 0,04 à 7,5 km²), enfin le chapelet des Grenadines entre Saint Vincent et Grenade (97 îles de 0,01 à 35,3 km² partagées entre les deux états insulaires voisins). En excluant le cas particulier que constituent ces dernières entre Saba et Grenade, la distance moyenne entre les points émergés est de 60 km. Sur cette base, la conclusion est que les éléments fondamentaux responsables de la formation des Petites Antilles sont des édifices volcaniques espacés de 50 à 60 km en moyenne. Cette valeur peut être comparée avec celle estimée sur d'autres structures volcaniques présentant un alignement plus ou moins marqué. Les chiffres varient entre 20 et 200 km comme l'indique la liste ci-dessous:

- 20 km : l'arc Guam-Miyaké au Sud du Japon,
- 45 km : la chaîne de volcans actifs essentiellement sous-marins de Late-Fonga island à l'ouest du Tonga Tapu dans le Pacifique Sud,
- 65 km : L'archipel des îles Sandwich dans le sud périanarctique de l'Atlantique,
- 70 km : L'arc des îles Aléoutiennes entre l'Alaska et le Kamchatka dans le Pacifique Nord.
- 80 km : l'Archipel Hawaïen, Arc du Vanuatu, Archipel des îles Balleny proche de l'Antarctique, L'alignement des Samoa, les Atolls des îles Loyauté à l'est de la Nouvelle-Calédonie,
- 100 km : l'Archipel des Kouriles, l'archipel des Canaries,
- 190 km : L'alignement Annobon-Mont Cameroun dans le Golfe de Guinée,
- 200 km : L'alignement des îles Australes en Polynésie Française
- 270 km : les îles Comores dans le Déroit du Mozambique.

Ces chaînes de volcans sont majoritairement localisées le long des marges actives des plaques tectoniques, soit à des points chauds intra-plaques. Comme indiqué précédemment,

¹² dont les éruptions sont fréquentes menaçant les populations des Grenadines

l'arc interne des Petites Antilles procède du glissement de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe. Le contexte le plus semblable en termes d'échelle et de géotectonique est celui de la chaîne des îles volcaniques des Sandwich du Sud qui présentent un espacement moyen inter insulaire de 65 km du même ordre que celle des Petites Antilles (Figure 183).

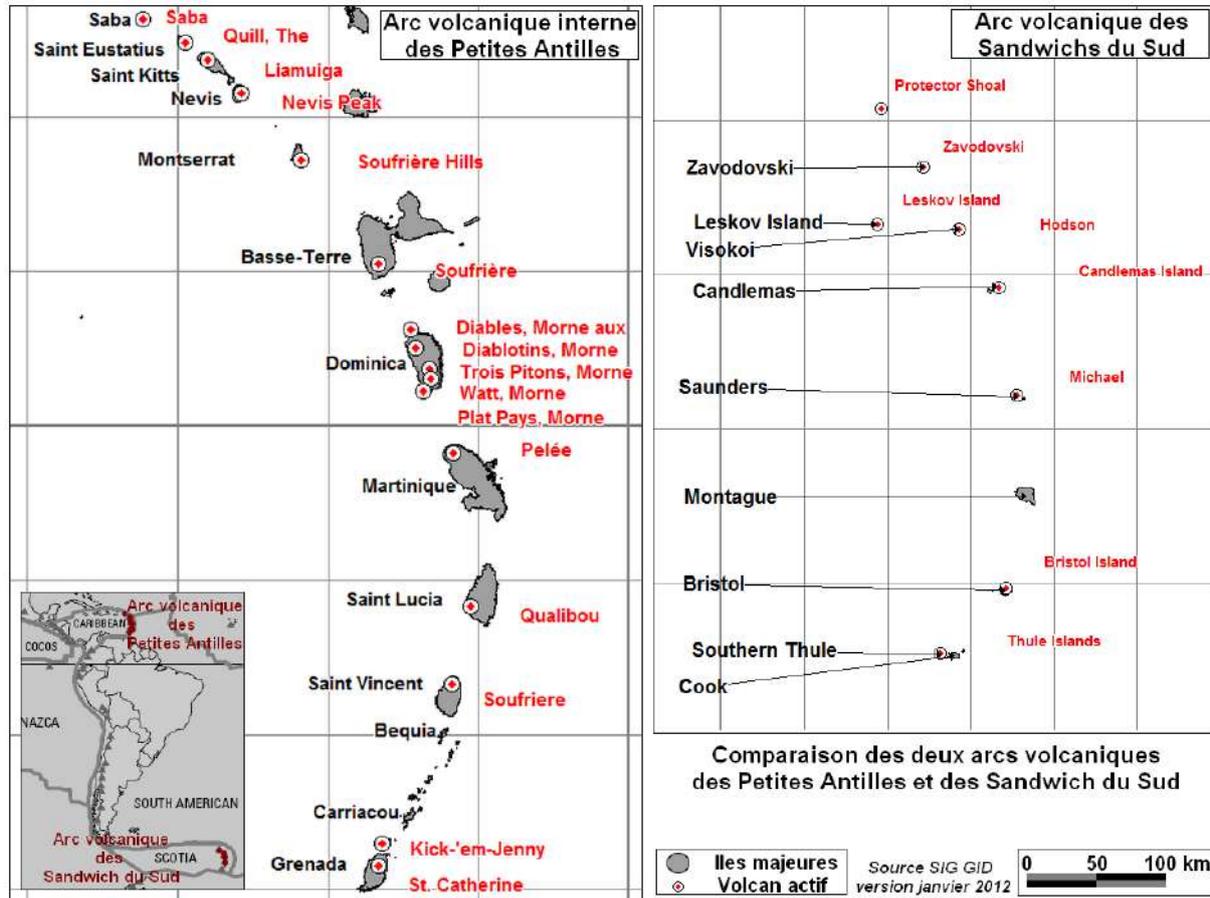


Figure 183 : Comparaison des arcs volcaniques des Petites Antilles et des îles Sandwich du Sud

La comparaison de la topographie et la bathymétrie de ces deux chaînes permet de mieux établir leur similitude morpho-tectonique au contact de deux plaques (Figure 184). Les deux îles principales se localisent au centre de l'arc et sont bordées au sud-est par deux zones d'accrétion sous marine (Barbade dans la Caraïbe, haut-fond aux Sandwich du Sud).

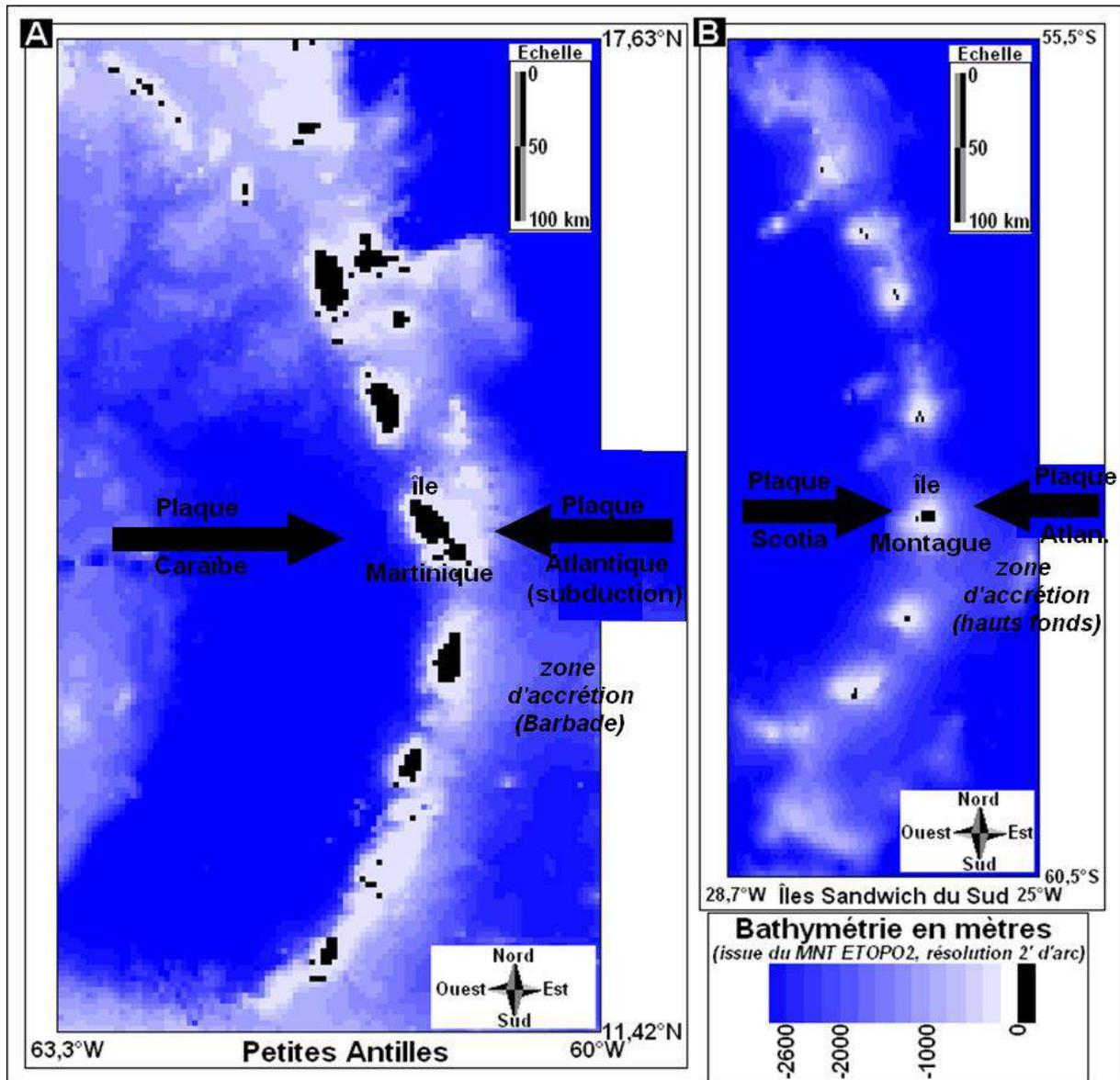


Figure 184 : comparaison de la bathymétrie et des chaînes insulaires entre l'arc externe volcanique des Petites Antilles et celui des îles Sandwich du Sud (Source MNT ETOPO2)

Le dispositif bathymétrique d'ensemble présente de forte analogie si ce n'est que les profondeurs moyennes encadrant les îles Sandwich sont de -2575 au lieu de 2050 mètres pour les Petites Antilles. La dissymétrie est-ouest résultant de la confrontation des deux plaques est sensible sur les deux îles principales (figures 185 A et B). Les profils moyens nord-sud font apparaître la même structure en dents de scie des deux arcs avec des amplitudes plus fortes pour les Sandwichs, et un espacement plus faible pour les Petites Antilles (Figures 185 A' et B').

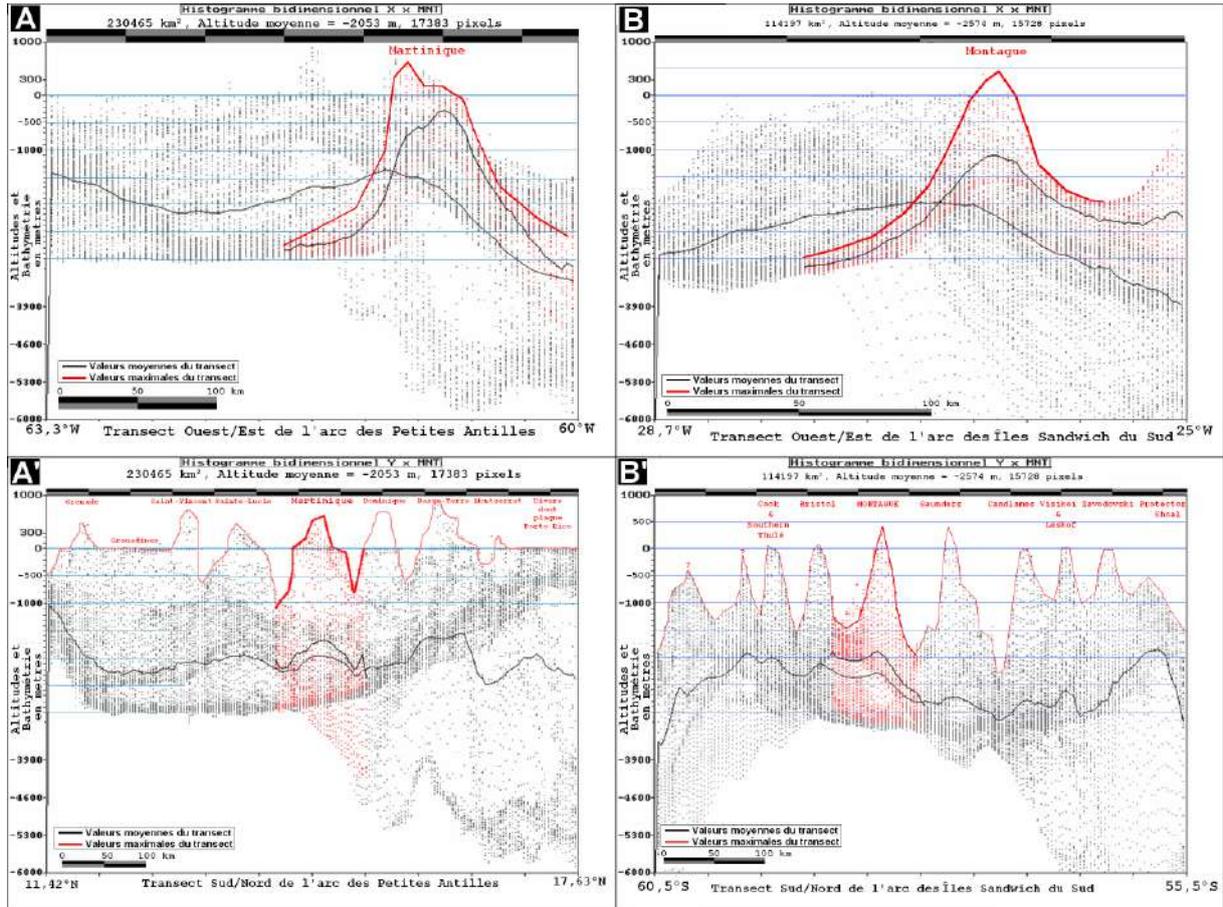


Figure 185 : Transects moyens latitudinaux (A' et B') et longitudinaux (A et B) pour les arcs volcaniques des petites Antilles (A et A') et des îles Sandwich du Sud (B et B')
(dérivés des DB du MNT ETOPO2 de 2 minutes d'arc de résolution)

La superposition des figures précédentes permet de mieux comparer les transects moyens obtenus sur ces données (figure 186). Les profils topographiques s'est-ouest (186B) sur les îles de Martinique et de Montagu font apparaître la similitude des formes d'ensemble vers l'ouest alors que du côté Atlantique face à la plaque en subduction, la Martinique présente un dôme qui est totalement absent sur Montagu. Cette différence est liée à la présence d'anciens édifices volcaniques dans la partie est de la Martinique.

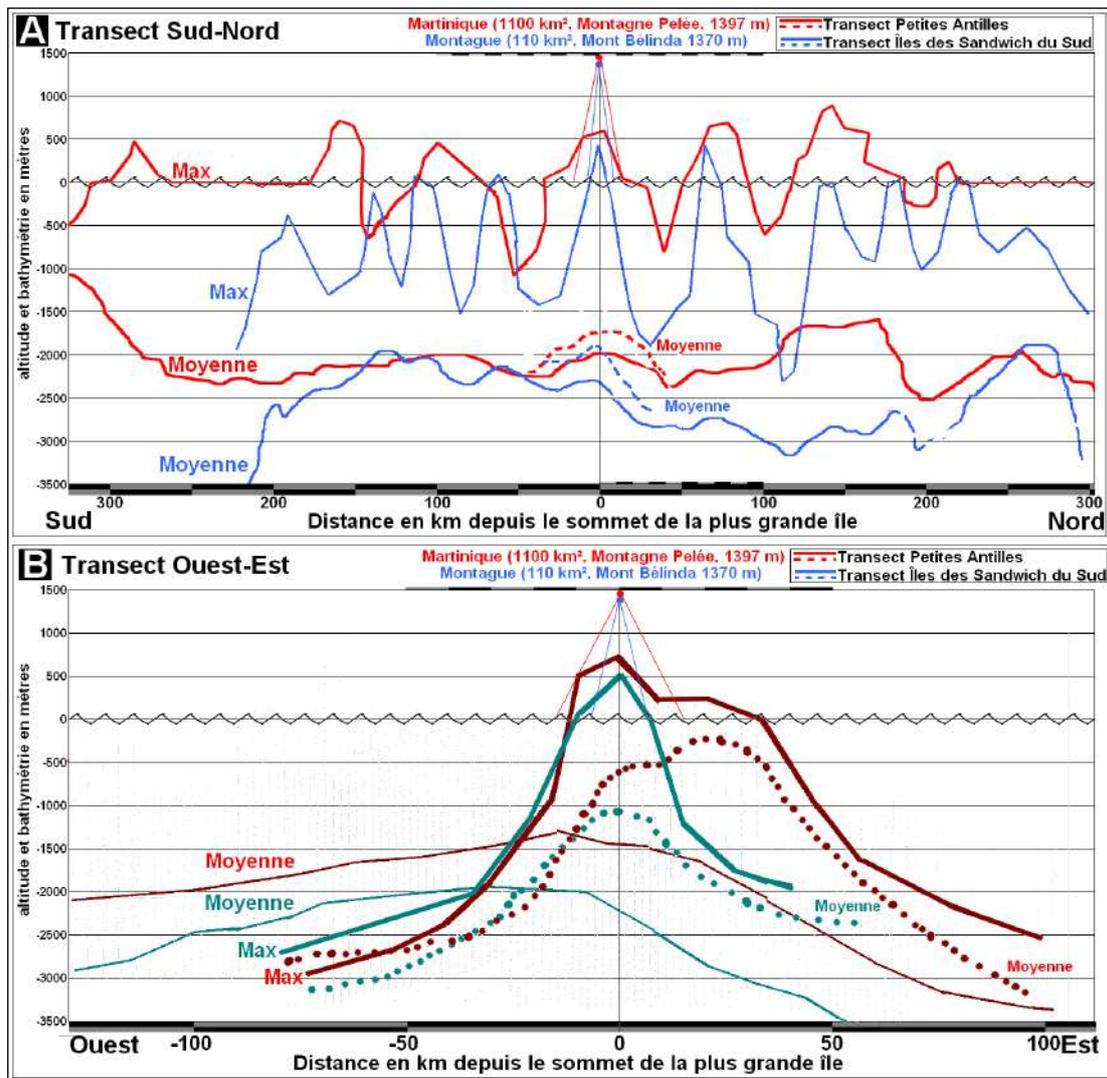


Figure 186 : Transects moyens latitudinaux (A) et longitudinaux (B) des Petites Antilles et des îles Sandwich du Sud centrés sur respectivement la Martinique et l'île de Montagu.

L'intérêt des MNT bathymétrique GTOPO2 en dépit de leur résolution supra kilométrique s'avère évident utile pour comparer les contextes morfo-structuraux à l'échelle régionale comme le démontre ce qui précède. Sur cette base, il est au moins possible d'établir des chorèmes morphologiques à l'échelle des plaques (Figure 187), voire même sur les îles principales (figure 188). A l'échelle régionale, ces schémas synthétisent l'information en terme de comparaison Figure 187 A et B) : les « éventails » de l'arc des Petites Antilles et des Sandwich du Sud forment un angle de l'ordre de 90° (α_v 92 et 88°) avec des rayons respectifs de 450 et 300 km (R_v). En utilisant les valeurs d'angles (α_v) et de rayon (R_v) avec le nombre de volcans actifs (N_{va} , voir tableau 12 pour l'arc des Petites Antilles), la distance moyenne entre ceux-ci est de 69 km pour les Antilles et de 46 km pour les Sandwichs. Ces indices généraux peuvent apparaître approximatifs. Ils n'en permettent pas moins de qualifier les différences observées. Ce type d'analyse sur la base de MNT Bathymétrique plus précis à venir mériterait d'être systématiser sur l'ensemble des arcs insulaires du Monde. A titre anecdotique, il est curieux de mentionner que les marins utilisaient volontiers le terme de « Caraïbes australes » pour les Sandwich du Sud ; simple rêve poétique d'un marin perdu dans les brumes glaciales et venteuse du Détroit de Drake ou constat empirique de similitudes évidentes entre ces deux chapelets d'îles ?

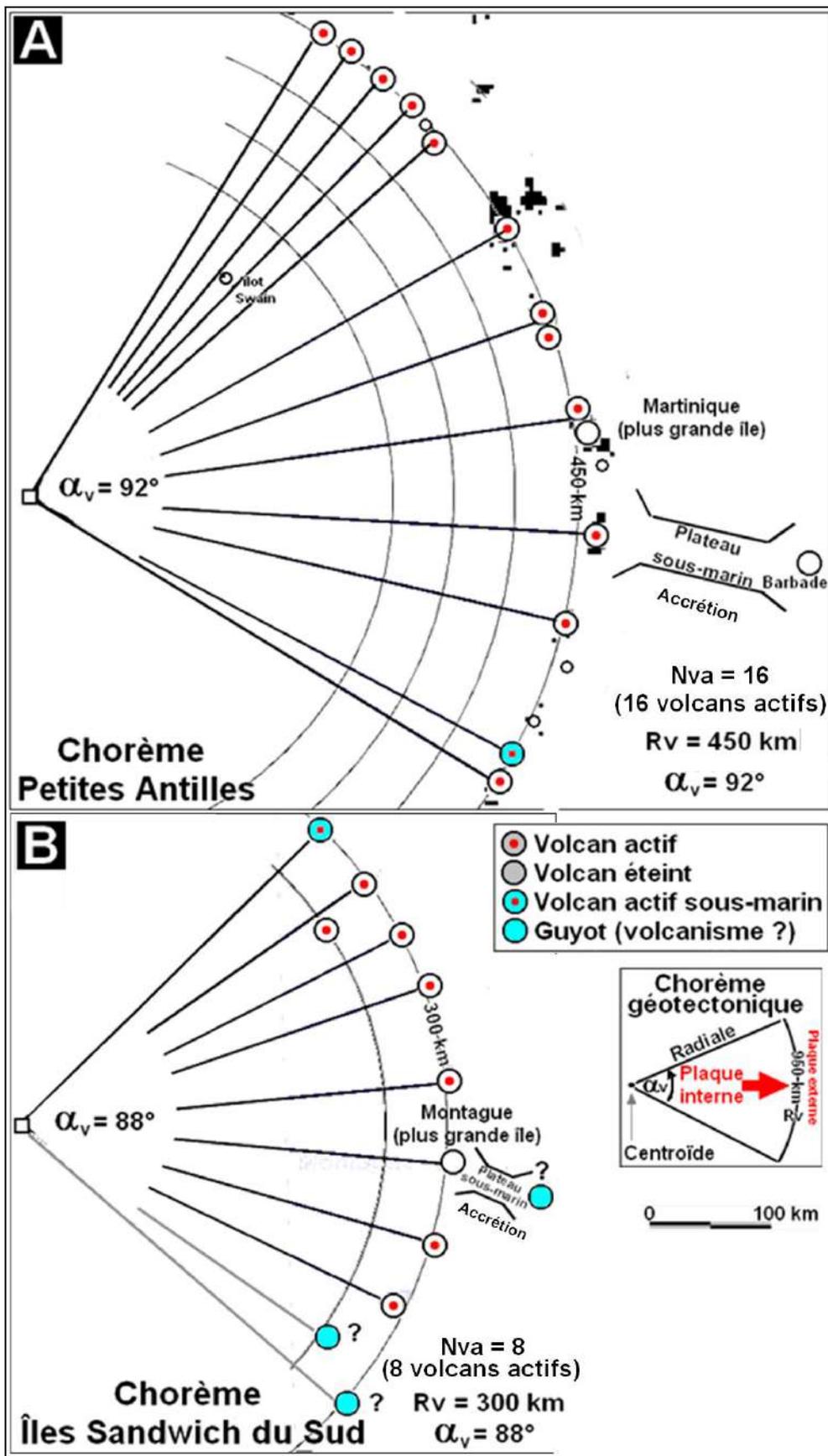


Figure 187 : chorèmes des arcs volcaniques insulaires des Petites Antilles (A) et des îles des Sandwich du Sud (B).

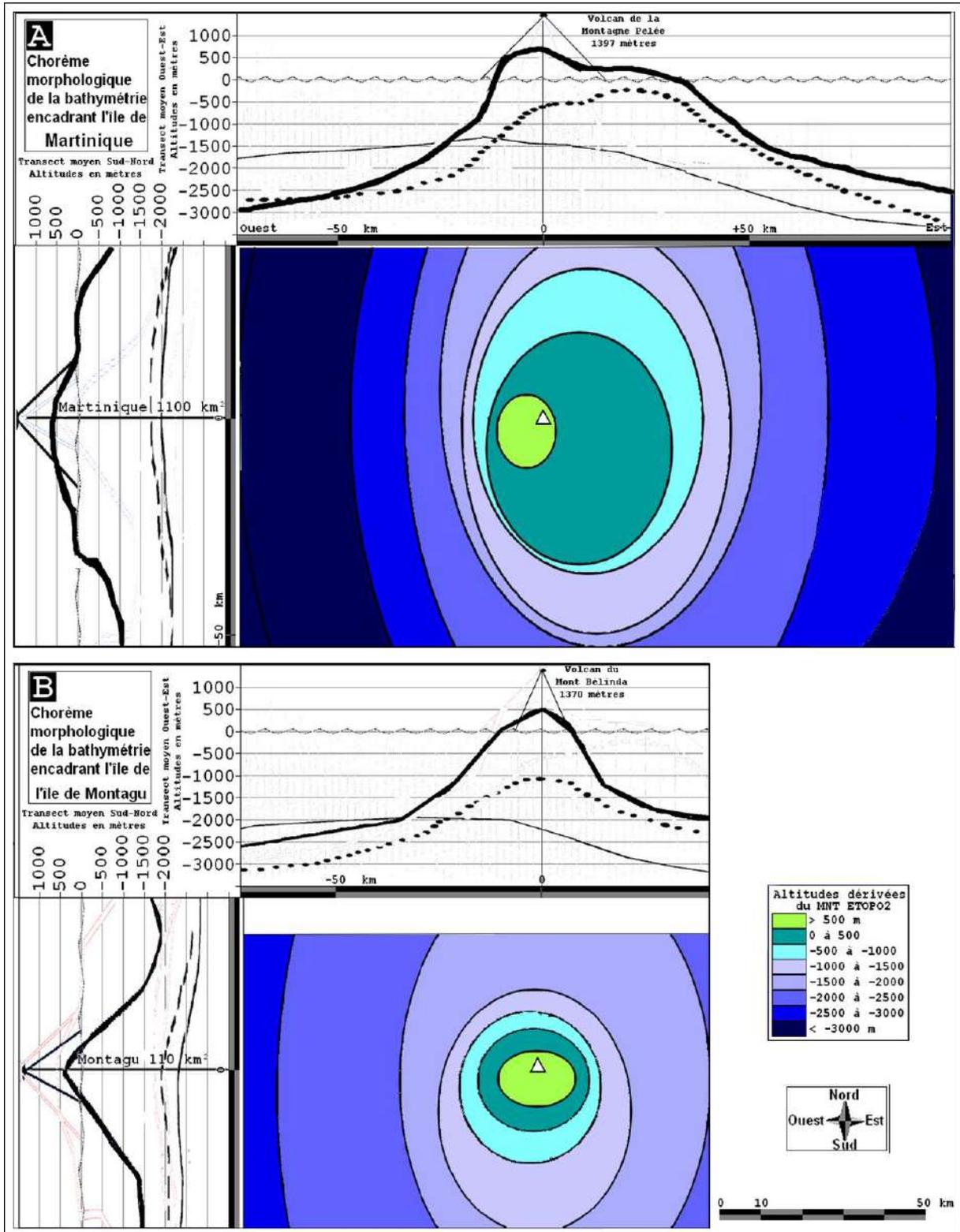


Figure 188 : chorèmes morphologiques de la bathymétrie des îles de la Martinique et de Montagu (dérivés de MNT ETOPO2)

La disponibilité des MNT SRTM permet de procéder à une étude comparative de l’empreinte morphologique de la partie émergée des Petites Antilles ce que ne peut être fait avec les MNT bathymétrique ETOPO2. Les propriétés statistiques des empreintes hydrologiques des bassins versants et morpho structurales des massifs seront déterminées par la méthode liant la fréquence des objets à leur taille $\text{Ln}(F)/\text{Ln}(S)$.

Les bassins versants forment un partitionnement de l’espace tel que chaque point appartient à un objet et un seul soit une tessellation. Les courbes de la figure 188 démontrent que les propriétés de distribution entre les fréquences cumulées F et la superficie des bassins peuvent être ajustées par morceaux par des fonctions de type $F=a.S^{-b}$. Le paramètre b équivaut à la pente de la droite sur un graphique Log/Log , la dimension fractale D_f étant telle que $D_f=2b$ selon la méthode de comptage de boîte. L’ajustement de ce type de fonction est satisfaisant pour les bassins compris entre 0,6 et 35 km^2 que ce soit à l’échelle des Petites Antilles que sur trois îles correspondant aux principaux types morpho-tectonique : Trinidad pour les îles non-volcaniques faisant partie des plateau continentaux, la Martinique pour les îles volcaniques de l’arc interne et Grande-Terre pour les îles de l’arc externe (voir carte de la figure 180). Les pentes b pour ces quatre courbes sont comprises entre 0,544 et 0,785, soit des dimensions fractales comprises entre 1,088 et 1,57.

Les grands bassins au-delà de 35 km^2 ne s’ajustent pas sur cette loi de distribution quel que soit le type d’île. Toutefois, La Martinique se singularise par un changement de tendance vers 4 km^2 . Les bassins de taille inférieure à cette valeur ont une distribution du même type que celle de Trinidad et Grande-Terre avec une valeur de b de l’ordre de 0,55. En revanche, les bassins martiniquais dont la taille est supérieure à 4 km^2 , la pente b est proche de 1 suggérant un partitionnement différent de l’espace hydrographique.

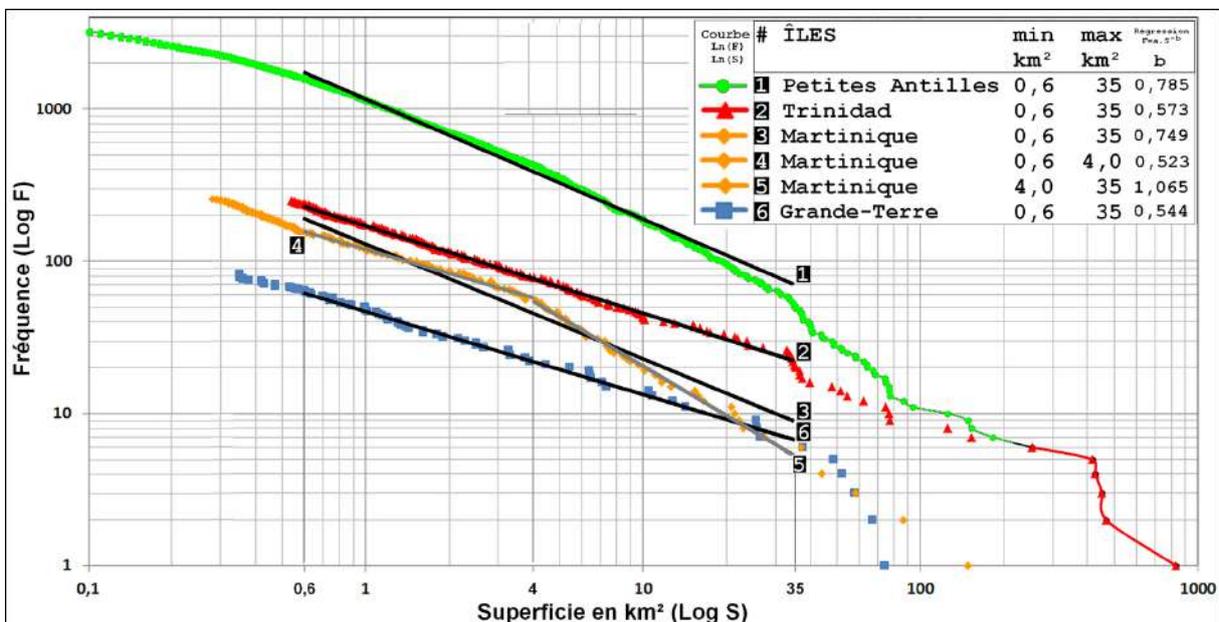


Figure 189 : courbes $\text{Ln}(F)/\text{Ln}(S)$ pour les bassins versants et par îles dans les Petites Antilles (calculées à partir du MNT SRTM)

La figure 189 reprend l’analyse précédente en l’appliquant à un plus large échantillonnage : 13 îles de l’arc interne dont la Martinique (Figure 189A), 7 îles de l’arc

externe dont Grande-Terre (Figure 189B) et 9 îles non volcaniques dont Trinidad (Figure 189C). Le seuil vers 4km² se retrouve sur quelques îles de l'arc externe dont Basse-Terre, Sainte-Lucie, Grenade, Saint-Kitts et Nevis. Il est en revanche moins net sur la Dominique et se situe vers 2 km² pour Montserrat. Le seuil de 4 km² n'est pas sensible sur les îles de l'arc externe et celles non volcaniques, à l'exception de Viéques pour ces dernières.

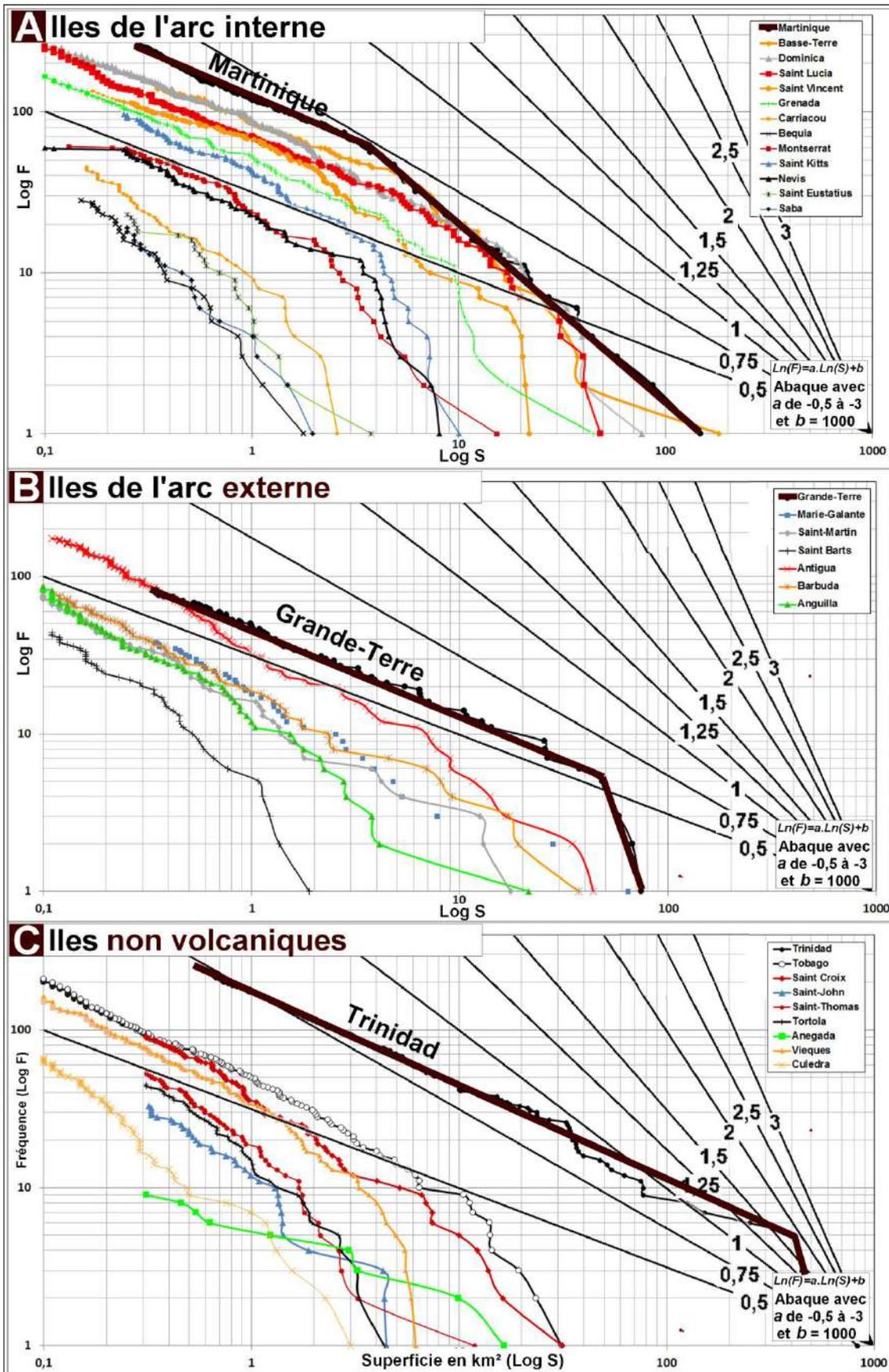


Figure 190: courbe de distribution des superficies de bassins versants par île pour l'arc des Petites Antilles

A./ Iles de l'arc interne B./ Iles de l'arc externe C./ Iles non volcaniques

L'interprétation de ces seuils relève de deux types d'argumentaires. Le décrochement des courbes pour les grands bassins quelle que soit la taille des îles procèdent de l'hypothèse suivante ; les phénomènes de capture contribuent à faire apparaître de grands bassins bien plus grand que leurs homologues voisins dans le cadre de ce que nous pourrions qualifier de « lutte pour l'espace hydrographique ». Ce phénomène conduit à la présence de « monstre » hydrographique au sens de la distribution des tailles de bassin comme observé précédemment sur les courbes de classement par rang (voir figure 118).

Le seuil vers 4 km² observé sur les plus grandes îles volcaniques à l'exception notable de la Dominique peut s'interpréter comme résultant de la forme de cône particulière des édifices volcaniques et de son effet sur la structure des bassins qui le draine (voir carte des bassins de la Figure 134 et chorème de la Montagne Pelée de la figure 136); Les principaux bassins rayonnant à partir du sommet draine une large portion du volcan ne laissant que des espaces interstitielles pour des bassins plus petits d'altitudes plus faibles. De plus, de par leur étendue et le fait qu'ils drainent les parties les plus élevées et donc pluvieuses, ils seront plus à même de capturer dans le long terme des bassins interstitielles, le bassin du Carbet en Martinique en étant un bon exemple.

Cette méthode appliqués aux massifs tout ordre confondus pour les îles volcaniques de l'arc se conforme aux mêmes propriétés d'ensemble avec des fonctions de distribution $F=a.S^{-b}$ du même type que précédemment pour des massifs compris entre 2 et 100 km². La valeur de b est comprise entre 0,681 pour Saint-Eustache et 0,958 pour la Dominique. Le décrochement au-delà de 100km² s'il est moins net que pour les bassins au-delà de 30 km² reste sensible.

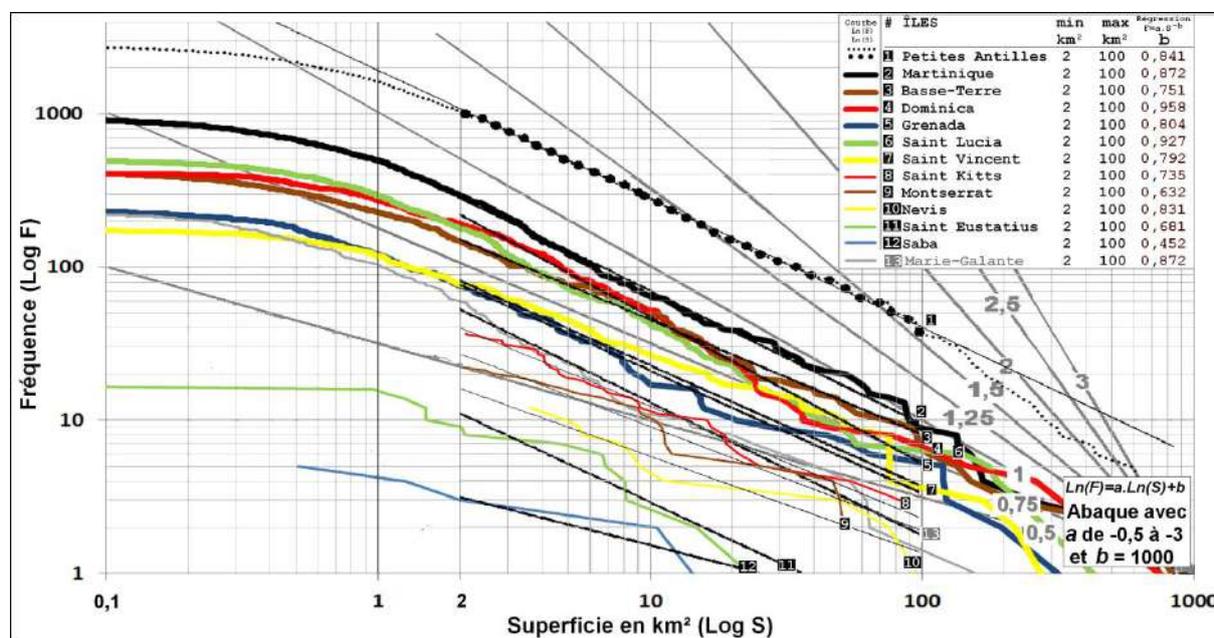


Figure 191 : courbe de distribution des superficies de massifs pour les îles de l'arc interne (+ Marie-Galante) des Petites Antilles

Quelques commentaires théoriques s'imposent quant à ces résultats. Le changement de tendance pour les petits massifs (<2km²) est lié à un sous échantillonnage de ces formes avec le MNT SRTM. S'agissant de forme dans le plan, la dimension fractale possible pour les objets étudiés doit être comprise entre 1 et 2 ce qui suppose que le paramètre b doit avoir des

valeurs comprises entre 0,5 et 1. Les deux valeurs aberrantes constatées pour les bassins de la Martinique (superficie > 4 km², $b=1.065$?, Figure 188) et pour les massifs de Saba ($b=0,452$?, Figure 190) doivent être dû à un biais d'échantillonnage dans l'ajustement des courbes. Le dernier point porte sur la différence de topologie entre les deux types de partition de l'espace par bassins et par massifs. Les bassins doivent être connectés à la côte ce qui implique des règles spécifiques en termes de segmentation de l'espace et de voisinage. La figure 190 intègre les résultats des massifs tous ordres compris. Il ne s'agit donc pas d'une seule partition de l'espace mais de plusieurs combinées. Il aurait été préférable de le faire pour chaque ordre notamment l'ordre 0 qui reflète directement l'organisation de l'espace en fonction des points hauts indépendamment de leur importance.

3.9 Hydrogéomorphométrie haute résolution ... sur le terrain :

L'apport de l'hydrogéomorphométrie haute résolution est indubitablement un outil de premier ordre pour préparer une campagne de terrain. Une anecdote à la fois édifiante et cocasse servira ce propos. Fort des résultats « sur écran » sur l'encoche de la Feuille, Guillaume Lalubie et moi-même partîmes sur le terrain afin d'explorer cette zone d'un hectare. L'objectif était en priorité de voir les néo-ravines issues de la capture de ce bassin élémentaire (Figure 192A). Ces formes d'échelle métrique étaient évidentes sur le MNT Litto3D et procédaient selon nous de l'inversion de l'écoulement suite à la capture.

Dans la partie amont de l'encoche, le vallon à peine esquissé responsable d'une concentration des écoulements sub superficiels était effectivement perceptible sur le terrain (figure 192B). En revanche, carte en main (celle de la figure 167B), nous ne parvînmes pas à observer ces néo-chenaux dans la partie aval (figure 192C). C'est donc avec la plus grande perplexité que nous examinâmes les deux hypothèses susceptibles de résoudre cette énigme :

- Ces formes n'existent pas : en ce cas, comment expliquer cette forme typique de deux « drains » convergents vers la nouvelle capture ? Il est peu probable que le sursol puisse engendrer de tels artefacts.
- Ces formes existent : la partie nord concernée étant densément boisée ces ravines seraient masquées par la végétation. En ce cas, il est probable qu'elles n'auraient pas pu être détectées par le lidar.

Le problème reste posé d'autant que les formes suggérées par le MNT étaient cohérentes avec le contexte géomorphologique : capture, incision du drain principal, inversion de l'écoulement et ravinement.

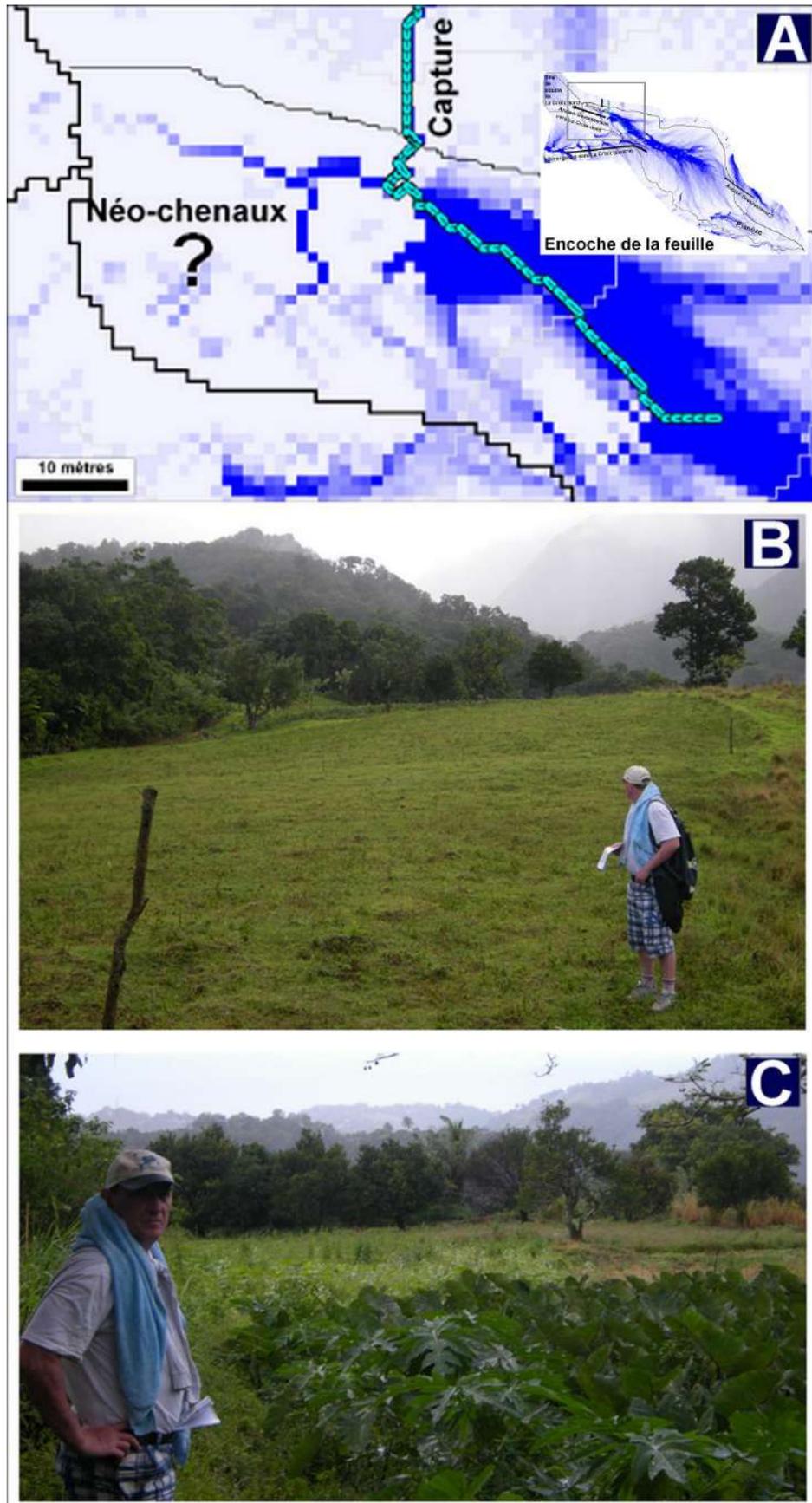


Figure 192 : l' encoche de la Feuille (environ 1 hectare)

A./ carte de la partie avale de l'encoche de la feuille à partir du MNTLitto3D avec cartographie des zones de saturation potentielles en eau par la méthode DRAMP.

B./ Vue vers le sud. C./ Vue vers le nord.

Par-delà l'anecdote, il nous paraît certain que la disponibilité de MNT haute résolution couplée avec des méthodes hydrogéomorphométriques comme celles exposées contribue à mieux préparer les missions de terrain tout en renouvelant les questionnements précédant l'observation des formes. Abordé le terrain avec cette « vision » particulière que donne ce type d'approche permet de mettre l'accent sur le modelé conceptualisé en trois dimensions dont notamment les courbures. Les trois convexités « géométriques » utilisées font référence à des mesures pouvant être appréhendées sur le terrain. De fait, la convexité verticale reste celle qui est la plus intuitive puisqu'elle se ramène aux notions de convexités et concavités telles que les géomorphologues les ont toujours utilisées soit de visu, soit sous la forme de coupe topographique. A l'inverse, la convexité horizontale couplée à la convexité transversale tend à se rapprocher des notions d'encaissement et d'incision et donc de vallée et de thalweg traditionnellement utilisées.

Un des intérêts de ce type de formalisation des propriétés des formes va bien au-delà d'une simple quantification. Elle implique *de facto* une réflexion théorique et plus encore un souci de précision dans la définition des objets en termes géométriques, statistiques et scalaires. Dans une conception popperienne de la géomorphologie, la priorité doit être mise sur les concepts et les méthodes, les mots n'étant que des moyens pour transmettre un savoir parfaitement formalisé *sensu lato* et *sensu stricto*. Le choix explicite de lier hydrologie et géomorphologie induit également une analyse plus physique et moins descriptive. L'hydrogéomorphométrie devrait donc être considérée comme une démarche de réflexion de fond sur la pratique géomorphologique et la professionnalisation des filières de formation au niveau licence et master. En terme de recherche, les perspectives sont immenses et au cœur même des problématiques environnementales et multidisciplinaires actuelles. Toutefois, pour que le géomorphologue préserve sa spécificité au sein des « géosciences », il doit conserver cette aptitude à confronter sa pensée à la réalité de terrain dans une approche critique des résultats fournis par les multiples produits géomatiques que l'époque nous livre à foison, pas toujours pour le meilleur.

Conclusion

Quelle place pour l'hydrogéomorphométrie?

Les MNT Litto3D permettent d'analyser les modelés fluviaux avec une précision donnant une meilleure interprétation physique des relations entre les formes de thalweg et les processus hydrodynamiques. Ils sont aussi un outil remarquable pour le travail de terrain et la modélisation en hydrologie mais tout autant pour la pédologie, la géomorphologie ou biogéographie des habitats. Ils ont donc tout lieu d'être largement étudiés et exploités par les chercheurs, les bureaux d'étude et les services techniques territoriaux.

Il faut cependant garder à l'esprit que le MNT Litto3D est affecté d'artefacts qui peuvent être rédhibitoires pour certaines applications à certaines échelles. La méthode SEAD propose un produit alternatif à 5 mètres de résolution permettant de s'affranchir de ce problème. Il serait donc souhaitable qu'une notice technique accompagne la livraison de ces MNT avec une option sur le produit 5 mètres (Litto3D_SEAD_5m).

En termes de recherche, des méthodes du type SMART et SLR doivent être évaluées dans des contextes plus variés que ceux de la zone d'étude présentée, la télédétection HR étant un outil pouvant contribuer à valider les résultats. Alors que les applications du modèle monodirectionnel D8 sont d'ores et déjà assez connus par les géomaticiens et éventuellement les thématiciens, celles du modèle multidirectionnel demeurent largement inconnues si ce n'est que par quelques hydrologues modélisateurs utilisant TOPMODEL ou ses variantes. Or les possibilités qu'offre le MNT Litto3D dans le domaine de l'étude de l'hydromorphie des sols et de la géochimie mériterait d'être plus exploitées dans le domaine de la gestion de l'environnement notamment dans les régions agricoles ou par rapport à la stratégie Trame verte et bleue du Grenelle de l'Environnement notamment sur les DOM totalement couverts par le Litto3D (Martinique, Guadeloupe, Réunion et Mayotte).

En termes d'enseignement, le Litto3D est un outil pédagogique de premier ordre pour davantage sensibiliser les étudiants à la diversité des formes et des paysages. Il peut fournir d'excellents documents de travail pour les missions de terrain et le choix des sites pour les appareils de mesure. Le lien et les complémentarités entre l'observation à l'écran et l'approche naturaliste deviennent ici évidentes tant les modelés sont proches de l'échelle à laquelle ils sont perçus sur le terrain. Cette remarque s'applique en premier lieu à la Géomorphologie qui tout en gardant son acquis doit s'ouvrir davantage à des démarches professionnalisantes. L'hydrogéomorphométrie en est une.

Cette discipline émergente a même eu en France une reconnaissance grand public dans un article de décembre 2012 dans le journal Le Monde intitulé « Pourquoi les rivières ne sont pas de longs fleuves tranquilles » (Larousserie, 2012). La question est ainsi posée :

« Qu'est-ce qui cause ces ramifications à l'origine des reliefs, que ce soit de profonds canyons ou des paysages ondulant doucement ? ».

Cette présentation grand public s'appuie sur un article scientifique de la revue Nature écrit par des chercheurs américains du MIT (Perron et al. 2012). Des chercheurs français ont été interrogés sur ce type de recherche :

"Sans être révolutionnaire, ce travail est une avancée pour comprendre le lien entre la géométrie d'un relief et les phénomènes physiques d'érosion" (Jean-Luc Peiry, CNRS, Geolab, Clermont-Ferrand).

"Certes, ces phénomènes d'incision et de mouvement des sols sont connus. Mais c'est la première fois que nous pouvons en faire une analyse quantitative et que nous prévoyons l'existence de ces seuils" (Mathieu Lapôtre, Université de Strasbourg).

L'article conclut :

"Branching river networks are one of the most widespread and recognizable features of Earth's landscapes and have also been discovered elsewhere in the Solar System. But the mechanisms that create these patterns and control their spatial scales are poorly understood. Theories based on probability or optimality have proven useful, but do not explain how river networks develop over time through erosion and sediment transport. Here we show that branching at the uppermost reaches of river networks is rooted in two coupled instabilities: first, valleys widen at the expense of their smaller neighbours, and second, side slopes of the widening valleys become susceptible to channel incision."

RÉFÉRENCES

Références

- Ao Tianqi , Takeuchi K. , Ishidaira H., Yoshitani J. & Fukami K., (2003): "Development and application of a new algorithm for automated pit removal for grid DEMs", *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 48(6) December 2003, pp985-997.
- De Bartolo S. , Gabriele S. , Gaudio R. , (2000): "Multifractal Behaviour of River Networks". *Hydrology and Earth System Sciences*, 2000, Vol. 4, n. 1, pp. 105-112.
- De Bartolo S.G., Roberto G., Salvatore G. (2004): "Multifractal analysis of river networks: Sandbox approach". *American Geophysical Union. Water Resources Research*, Volume 40, Issue 2, February 2004
- Baulig H., (1957): « Les méthodes de la morphologie d'après P. Birot ». *Annales de Géographie, Bulletin de la Société de Géographie*, vol. 66, n° 354, 97-124
- Belgrand, E., (1872): « La Seine, études hydrologiques—régime de la pluie, des sources, des eaux courantes, applications à l'agriculture » : Paris, Dunod, 1872.
- Beven K., Kirkby M.J. (1979) : "A Physically Based, Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology" *Hydrological Sciences Bulletin* Vol. 24, No. 1, p 43-69, March 1979. 16 fig, 1 tab, 36 ref.
- Beven, K., and Germann P. (1982): "Macropores and water flow in soils". *Water Resour. Res.*, Volume 18, Issue 5, pages 1311–1325, October 1982
- Brabant P., (1998) : « Forêts claires du Cameroun ». ORSTOM éditions Décembre 1998
- Burrough, P.A. & McDonnel, (1998): "Principles of geographical information systems", Oxford University Press.
- Cappelaere B., Chevallier P., Depraetere C., Moniod F. et Vieux B.E., (1996): Hydrologie et modèle numérique de terrain : vers une nouvelle prise en compte du relief dans la modélisation des processus hydrologiques. VIèmes Entretiens d'Agropolis "Images et décisions: outils et méthodes appliqués à l'agriculture, l'agro-industrie et l'aménagement rural", Atelier 1: "Gestion de l'espace rural, forêt et milieux naturels". Montpellier, Agropolis International, 24 oct. 1996.
- Charleux, Julie, (2001): " Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie. Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants ". Thèse soutenue le 29/06/2001, Ecole Doctorale : Sciences de l'information géographique, Université Marne-la-Vallée, Directeurs de thèse Robert Laurini et Christian Puech.
- Chorowicz J., Ichoku C., Riazanoff S., Youn-Jong Kim, Cervelle B., (1992): "A Combined Algorithm for Automated Drainage Network Extraction" in *Water Resources Research*, vol.28, n°5, pp.1293-1302. American Geophysical Union,
- Collins S.H., (1979): Algorithms for dense Digital Models. *Proc. Of the Am. Cong. Of Surveying and Mapping*. 39th Annual Meeting, March 18- March 24, 1979, Washington D.C.
- Costa-Cabral M.C. and Burges S.J., (1994): "DEMON (Digital Elevation Model Networks): A Model of Flow Over Hillslopes for Computation of Contributing and Dispersal Areas", *Water Resources Research*, Vol 30, No 6, 1681-1692, 1994.

Cotet, Petre V., (1965): « La géomorphologie et ses subdivisions – Quelques considérations générales ». Cahiers de géographie du Québec, vol. 10, n° 19, 1965, p. 101-107.

DEMIURGE version 2,0, (1992): Chaîne de production et de traitement des modèles numériques de terrain. (logiciels TOPOLOG, OROLOG et LAMONT sur disquette), Collection Logorstom, édition de l'ORSTOM.

DEMIURGE version 3.3 (2004): « Chaîne de production et de traitement de MNT appliquée à l'hydrologie » (logiciels T2, OROLOG, LAMONT4, TOPASE et FTM sur Cédérom). Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Paris, octobre 2004.

Depraetere C., (1981): Le bassin versant de la Bléone (Alpes de haute Provence) : étude de géomorphologie dynamique. Mémoire de maîtrise de géographie, Université de Paris-Sorbonne, juin 1981.

Depraetere C., (1982a): Exemple d'applications du traitement ALPEX (morphométrie) : le bassin versant du Galabre (Alpes de haute Provence). Mémoire de DEA de Géographie, Université de Paris-Sorbonne, juin 1982.

Depraetere C., (1982b): An example of hydrological applications of Digital Elevation Model on the Swartkop area (Natal). Final report, supervisor Professor Roland E. Schulze, Agricultural Engineering Department, University of Natal, Pietermaritzburg, South Africa, November 1982.

Depraetere C., (1984): Etudes géomorphométriques comparatives en Afrique du Sud : applications hydrologiques et géomorphologiques. Thèse de Troisième Cycle de Géographie, Université de Paris-Sorbonne, octobre 1984b.

Depraetere C., (1989): « LAMONT (Logiciel d'Applications des Modèles Numériques de Terrain) ». Notice OVNIh n°4, Laboratoire d'Hydrologie, ORSTOM, centre de Montpellier, août 1989 (intégré dans DEMIURGE 2,0 en 1992).

Depraetere C., (1990a) : TOPOLOG : Logiciel de saisie et de planimétrie à partir de table à numériser. Notice OVNIh n°5, Laboratoire d'Hydrologie, ORSTOM, centre de Montpellier, juin 1990 (intégré dans DEMIURGE 2,0 en 1992).

Depraetere C. (1990b): OROLOG logiciel d'interpolation de MNT à partir de courbes de niveau numérisées. Notice OVNIH n°6, juillet 1990, Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM, Montpellier (intégré depuis dans DEMIURGE 2,0 en 1992).

Depraetere C., (1990c): « Etude géomorphométrique du bassin versant de Boro-Borotou (Côte d'Ivoire) à partir d'un modèle numérique de terrain ». In Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit versant de la savane humide. Collection études et thèses, pp 60-66, ORSTOM, Paris 1990.

Depraetere C. et Moniod F., (1991): « Contributions des modèles numériques de terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique ». Hydrologie Continentale, Vol.6, n°1, pp.29-53, 1991.

Depraetere C. et Coste S., (1999): Commentaires sur quelques exemples d'exploitation de MNT mondiaux appliqués au cas du Bénin, Symposium international de l'International Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ISPRS), Centre National de Télédétection (CENATEL), Cotonou, République du Bénin, 6-9 décembre 1999.

Depraetere C. and Riazanoff S, (2004): « The new Digital Elevation Model data set from the Shuttle Radar Topography Mission : Hydrogeomorphological applications in the Ohrid region

(Albania, Greece and Macedonia) ». Conference on Water Observation and Information System for the Balkans Countries BALWOIS, Ohrid, République de Macédoine, 25-29 Mai 2004.

Dickey, T.D., (1990): "Physical-optical-biological scales relevant to recruitment in large marine ecosystems," in *Large Marine Ecosystems: Patterns, Processes, and Yields*, K. Sherman, L.M. Alexander, and B.D. Gold (eds.), AAAS, Washington, DC, 82-98 (1990).

Dickey, T.D., (1991): "The emergence of concurrent high-resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean," *Rev. of Geophys.*, 29, 383-413 (1991).

Dikau, R., (1989): "The application of a digital model to landform analysis in geomorphology". Chapter 5 in "Three dimensional applications in Geographical Information Systems", Edited by Jonathan Raper, Taylor & Francis, London, New-York, Philadelphia, 1989, pp. 51-77.

Dikau, R., (1990): „Digital relief models in landform analysis“. In *GIS: Three Dimensional Applications in Geographic Information Systems* ed. J. Raper, 51-77.

*Dikau R., (1999): "Geomorphologic landform modeling based on hierarchy theory". In 4th International Symposium on Spatial Data Handling, July 23-27, Zurich, 230-239.

Dirichlet P. G. L., (1850): *Über die reduction der positiven quadratischen formen mit drei unbestimmten ganzen zahlen*. *J. Reine Angew. Mathematik*, 40 :209–227.

Doornkamp, P.C. and King, C.A.M. (1971): "Numerical analysis in geomorphology". Edward Arnold, London, 372 p.

Dufour H.M., IGN et Abgrall F., (1983): "Eléments remarquables du relief : définitions numériques utilisables. Groupe d'études des modèles numériques de surface (MNS)". *Bulletin du C.F.C. n°95*, mars 1983, pp.57-78 et 7 cartes, EPSHOM, 1983.

Dufour H.M., (1984): IGN et OEEPE Commission B, "Modèles numériques de Terrain (MNT) : Recherche automatique de points et lignes remarquables". *Congrès International de l'AFT*. Paris, Décembre 1984. *Revue x,y,z*, N°24, Sept.1985, pp 26-33.

Dufour H.M., (1988): "Quelques idées générales concernant l'établissement et l'amélioration des Modèles Numériques de Terrain". *Bulletin d'information de l'I.G.N.*, N° 55, Février1988, pp 3-19, IGN, 1988.

Dupéret, A., (1989): *Contribution des MNT à la Géomorphométrie*, Rapport de DEA SIG, Ecole Nationale des Sciences Géographiques et CNRS, Septembre 1989, 54p.

Dupéret A., Deffontaines B., Passalacqua O., (2003): « Critères géomorphométriques issus des modèles numériques de terrain au service des applications hydrologiques = Geomorphometric criteria from the digital terrain models used for hydrological applications ». *Bulletin de la Société française de photogrammétrie et de télédétection* 2003, n°172, pp. 107-121

Dupéret, A. et Deffontaines B., (2004): « Digital analysis and basic shape relief extraction from DTM. Congrès ISPRS, Société Internationale de Photogrammétrie et de Télédétection, Geo-Imagery Bridging Continents, XXth ISPRS Congress, 12-23 July 2004 Istanbul, Turkey.

EI-Swaify S.A., E. W. Dangler, and C. L. Armstrong, (2004): *Le rôle de la couverture végétale dans la redistribution des sédiments et du carbone des sols par le ruissellement: colline de Rwaza, Butare, Rwanda*, Jan Moeyersons *Bulletin réseau Erosion*, Montpellier 2004.

Evans I.S., (1972): *General Geomorphometry, derivatives of altitude and descriptive statistics*. In Chorley R.J. (editor), *Spatial analysis in geomorphology*, Methuen, London, pp.17-90.

Evans, Ian. (1980): An integrated system of terrain analysis and slope mapping. In *Zeitschrift fur Geomorphologie* 36: 274-295.

Evans I.S., (1981): General Geomorphometry. In *Geomorphological techniques B.G.R.G.*, A. Goudie et al (Editors), George Allen et Unwin, London, pp.31-37.

Evans I.S., (1984): Correlation structures and factors analysis in the investigation of data dimensionality : statistical analysis of the Wessex Land Surface, England. *Proceedings of the International Symposium on Sapatial Dta handling*, Zürich, Vol.1, pp.98-116, Geographisches Insitut, Universität Zürich, Irchel.

Evans I.S. & McClean C.J., (1995): "The land surface is not unifractal; variograms, cirque scale and allometry". *Zeitschrift Fur Geomorphologie Supplement-Band 101*: 127-147.

Fairfield J. and Leymarie P. (1991) Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research* 27: 709-717. CrossRefWeb of Science

Favrot J.C., (1989): Une stratégie d'inventaire cartographique à grande échelle : la méthode des secteurs de référence. *Science du sol*, 27 (4) : 351-368.

Ferry L., Depraetere, C., (1994): « Les programmes de recherches hydrologiques à Madagascar : aperçu historique et perspective pour le développement ». *Bulletin Special Madagascar pour le cinquantenaire de l'ORSTOM, ORSTOM 1844-1994, 50 ans de recherche scientifique pour le développement en coopération*, Antananarivo, Académie des Sciences de Madagascar, Mars 1994, pp.15-16.

Ferry L., Depraetere C., Robison L., (1994): « Premiers résultats d'une étude générale sur les lacs malgaches ». *Bulletin de l'Académie des Sciences Malgache*, numéro spécial du 50ème anniversaire de l'ORSTOM, Antananarivo, Madagascar, pp. 30-46.

Fujita, T. T., (1986): "Mesoscale classifications: their history and their application to forecasting", in Ray, P. S., ed., *Mesoscale Meteorology and Forecasting: American Meteorological Society*, Boston, p. 18-35.

Gaudio R., Samuelle G. De Bartolo, Leonardo Prima Vera, Massimo Veltri et Salvatore G., (2004): "Procedures in multifractal analysis of river networks: a state-of-the-art review". *NESCO/AISH/IWII , The Basis of Civilization - Wetter Science? A symposium held in Rome. December 2003*. AISH Publ. 286. 2004

Gerrard A.J., (1988): "Rocks and landforms". Unwin Hyman, London, 1988

Giles P.T., (1998): "Geomorphological signatures: classification of aggregated slope unit objects from digital elevation and remote sensing data". *Earth Surface Processes and Landforms*, John Wiley & Sons, Ltd, Volume 23 Issue 7, Pages 581 - 594

Gonçalves, Gil Rito, (1999): « Qualités requises en modélisation numérique du Relief : étude de l'équivalence entre modèle cartographique et modèle numérique ». Thèse présentée et soutenue le 17 novembre 1999 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université Marne la Vallée, spécialités Sciences de l'Information Géographique sous la Direction de Bernard Cervelle. Laboratoire de Recherche en Méthodes d'Analyse et de Traitement d'Images pour la Stéréorestitution (MATIS), Institut Géographique National (IGN).

Gonçalves G., Julien P., Riazanoff S. & Cervelle B., (1999): « Le problème des courbes intercalaires dans la construction d'un MNT maillé à partir des courbes de niveau », *Colloque SIPT/ISPRS, WGII/6, " Production des données géographiques 3-D vers le respect des contraintes*

applicatives », Paris (F), 7-9 avril 1999, in Bulletin de la SFPT n° 153 (1999/1), laboratoire MATIS, IGN-SR 990003/C-ART, 1999

Gruber, S. and Peckham S.D., (2009): “Land-surface parameters and objects specific to hydrology”. In Hengl, T. and Reuter, H.I. (eds), *Geomorphometry: concepts, software applications*. Amsterdam: Elsevier, pp. 127-142.

Guth, P.L., (1989): “Microdem+: Comparing Digital Elevation Models on Personal Computer”. *Proceedings of Defense Mapping Agency, System Center Symposium 89*, pp. 389-394.

Guth, P.L., (1992): “Microcomputer application of digital elevation models and other gridded data sets for geologists”: in Merriam, D.F., and Kürzel, H., ed., *Use of Microcomputers in Geology*, [Proceedings International Geological Congress], Computer Applications Series, Plenum, pp.187-206.

Guth, P.L., Ressler, E.K., and Bacastow, T.S., (1987): “Microcomputer program for manipulating large digital terrain models”: *Computers & Geosciences*, vol.13, no.3, pp. 209-213.

Guth, P.L., (1995): “Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: Examples from a geomorphometric toolbox for personal computers”: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband 101*, pp.31-52.

Guth, P. L.: *Drainage basin morphometry (2011): a global snapshot from the shuttle radar topography mission*, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2091-2099, doi:10.5194/hess-15-2091-2011, 2011.

Henensal, P., (1986): « L'érosion externe des sols par l'eau: approche quantitative et mécanismes ». Volume 138 de *Rapport de recherche LPC*, Laboratoire central des ponts et chaussées, 1986, 75 pages.

Hjelmfelt A.T., (1988): “Fractals and the river length catchment-area ratio”. *Water Res. Bull.* 24, 455-459.

Horton, R.E., (1945): “Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology”. *Bulletin of the Geological Society of America* 56, 2 75-3 70

Jenson, S. and Domingue J., (1988): “Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis”. In *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54: 1593-1600.

Jordan G., (2007): “Digital Terrain analysis in a GIS Environment. Concept and development”. In *Digital terrain Modelling: development and applications in a policy support environment*, Robert J. Peckham et Gyozo Jordan (eds.), Springer Verlag Berlin Heidelberg 2007, pp. 1-43.

Karssenber, D., Schmitz, O., Salamon, P., De Jong, K. and Bierkens, M.F.P., (2009): “A software framework for construction of process-based stochastic spatio-temporal models and data assimilation”. *Environmental Modelling & Software*, 25, pp. 489-502, Link.

Kirkby M.J., (1993): “Network Hydrology and geomorphology”. In *Channel Network Hydrology* (K. Beven & M.J. Kirkby Ed.) John Wiley Chichester. 1-11.

Krcho J., (1973): “Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory”. - *Acta Geogr. Univ. Comenianae, Geogr.-Phys.*, 2: Bratislava.

Hutchinson M.F., (1989) : “A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits”. *Journal of hydrology*, 1026 : 211 – 232.

Hutchinson M.F., (1996) : “A locally adaptative approach to the interpolation of digital elevation models”. In : Proceedings, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modelling, Santa Fe, New Mexico, January 21-26 1996. National Center for Geographic Information and Analysis, Santa Barbara, California.

La Barbera, P. and Rosso, R., (1989): “On the fractal dimension of stream networks”. *Water Resour. Res.*, 1989, 25(4):735-741.

Ladoy P., Lavallee D., Schertzer D. Lovejoy S., (1991): SIG-GIS CARTAO 91, deuxième conférence européenne, Paris, 28 au 31 mai 1991.

Lalubie G., (2011) : « Les potentialités piscicoles des milieux d'eau douce de la Martinique Diagnostics transdisciplinaire ». Rapport provisoire de la phase 2: Diagnostic, Fédération Départementale des Associations Agréées de Pêche et de Protection des Milieux Aquatiques de la Martinique (FDAAPPMA Martinique), novembre 2011.

Lalubie G. (2013) : « Volcanic hydro-geomorphology of the Montagne Pelée and the rediscovery of an ancestral problematic (Carib, Kalinago) in the Lesser Antilles. *Bull. Soc Géol. France*, 2013, t.184, n°1, pp135-141.

Larousserie D., 2012 : « LE MONDE SCIENCE ET TECHNO », 13 décembre 2012, mis à jour le 24 décembre 2012
http://www.lemonde.fr/sciences/article/2012/12/13/pourquoi-les-rivieres-ne-sont-pas-de-longs-fleuves-tranquilles_1806218_1650684.html

Lea NL, Parsons AJ, Abrahams AD Lea NL (1992) An aspect driven kinematic routing algorithm. In: Parsons AJ and Abrahams AD (eds) *Overland Flow: Hydraulics and Erosion Mechanics*. New York: Chapman and Hall, 393-407.

Le Carpentier M., (1974): « Analyse numérique de la topographie et mesures des pentes ». *Cahier de Géographie de Québec-Laval*, n°45, pp.483-493.

Lehner, B., Verdin, K., and Jarvis, J. (2008a): “New global hydrography derived from spaceborne elevation data”, *EOS*, 89, 93-94, 2008a.

Lehner, B., Verdin, K., and Jarvis, (2008b) J. “HydroSHEDS Technical Documentation Version 1.1”:
http://gisdata.usgs.gov/webappcontent/HydroSHEDS/downloads/HydroSHEDS_TechDoc_v11.pdf, 2008b.

Liu T., (1992): “Fractal structure and properties of stream networks”. *Water Resour. Res.*, 28(11): 2981-2988.

Loth A.J., 1926: “The Frequency Distribution of Scientific Productivity.” *Journal of the Washington Academy of Sciences* 16(1926):317-23.

Loup J., (1963): « Altitudes moyennes et coefficient d'aération dans le Valais ». *Revue de géographie alpine*, n°51 (1), pp.5-18.

Mandelbrot B. B., (1977): “Fractals: Form, Chance, and Dimension”, Freeman, San Francisco, USA.

Mandelbrot B. B., (1982): “The Fractal Geometry of Nature”. Freeman, New York, USA.

Martínez-Mekler G, Martínez R.A., del Río M.B., Mansilla R., Miramontes P., (2009): "Universality of Rank-Ordering Distributions in the Arts and Sciences". Editor: Madalena Costa, Harvard University, United States of America

Masson D'Autume, G. de, (1978): « Construction du modèle numérique d'une surface par approximations successives: applications aux modèles numériques de terrain ». Bulletin SFPT,(71), 33-41.

Meunier M., (1999) : « Les torrents du Nord-Ouest de la Martinique : hydrologie des crues, érosion, hydraulique et dynamique torrentielles ». CEMAGREF édition, collections Etudes 2quipement pour l'eau et l'environnement, 24, août 1994.

Mercier J.P., (1976): « Simulation digitale de l'évolution géomorphologique d'un versant ». Thèse de géographie, Université de Strasbourg.

Merlin P., (1965): « A propos des méthodes de la géomorphométrie ». Acta Geographica, Paris, n°56, pp.14-20.

Merlin P., (1966): « Résultats d'une analyse morphométrique de quelques massifs montagneux nord-africains ». Acta Geographica, Paris, n°61, pp.14-15.

Mérot Ph., (1988): « Les zones de source à surface variable et la question de leur localisation ». Hydrologie Continentale, Vol. 3, n°2, pp.105-115.

Microdem MICRODEM, (1990): PETMAR Trilobite Breeding Ranch-Geoscience Software, Stephen C. Guth 107 Claude Street Annapolis MD 21401-1207

Miller C.L. & Laflamme R.A., (1958): "The digital terrain model". - Engineer. and Remote Sensing, 24: 433-442.

Moeyersons V. (2004) : Rwanda.

Monier P., (1997): « Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application à la généralisation de l'orographie ». Thèse de Doctorat en SIG, Dirigée par Marcel Raffy J.P. Lagrange, Université Louis Pasteur, Strasbourg

Moniod F., (1983) : « Deux paramètres pour caractériser le réseau hydrographique ». Cahiers ORSTOM, série hydrologie, vol. XX, n°3 et 4, pp.191-203.

Moore I.D., Grayson R.B. & Ladson A.R., (1993): "Digital terrain modelling. A review of hydrological, geomorphological and biological application". In Terrain analysis and distributed modelling in Hydrology (K. BEVEN & I.D. MOORE, Ed.). John Wiley Chichester. 7-34.

Moussa R., (1991) : « Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique : application au bassin du Gardon d'Anduze ». Thèse de Mécanique, génie mécanique et génie civil, Université des Sciences et Technique du Languedoc, Montpellier, juin 1991.

Moussa R. et Bocquillon C., (1996): "Fractal analyses of tree-like channel networks from digital elevation model data". Journal of Hydrology, "Fractals, scaling and nonlinear variability in hydrology", Volume 187, Issues 1-2, December 1996, Pages 157-172.

O'Callaghan J.F., Mark D.M., (1984): "The extraction of drainage networks from digital elevation data", Computer vision, Graphics and image processing n°28, pp. 323-344.

O'Loughlin E.M., (1981): "Saturation regions in catchment basin and their relations to soil and topographic properties". *Journal of Hydrology*, Vol. 53, n°3/4, pp.229-246, octobre 1981.

O'Loughlin E. M., (1986): "Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis". *Water Resources Research*, vol. 22, issue 5, pp. 794-804, 1986

O'Loughlin E.M., Short D.L., Dawes W.R., (1989): "Modelling the hydrological response of catchment to land use change". *Hydrology and Water Resources Symposium 1989*, Christchurch, N-Z, 23-30 novembre 1989, pp.335-340.

Onibon H., Depraetere C., (1999): « Application de la méthode des hydrogrammes géomorphologiques impulsions au bassin du Téro (Bénin) » : In *Emerging technologies for sustainable land use and water management. 2nd Inter Regional Conference on Environment Water : ENVIROWATER 99. Proceedings September 1 – 3 1999, Lausanne Switzerland.*

Orlanski I., (1975): "A rational subdivision of scales for atmospheric processes". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56(5), 527-530.

Peckham R.J, Jordan G., (2007) : « Digital Terrain Modelling : developpement and applications in a Policy Support Environment ». *Editors, Lectures notes in geoinformation and cartography, Springer, 2007.*

Péguy Ch.P., (1942): *Principes de morphométrie alpine. Revue de géographie alpine*, n°30, pp.453-486.

Perron, J.T., P.W. Richardson, K.L. Ferrier, and M. Lapôtre, (2012): "The root of branching river networks". *Nature*, 492, 100-103.

Petts G.E. & Bravard J.P. (1993) : « le réseau hydrographique dans le bassin versant ». *Hydrosystèmes fluviaux*, C. Amoros and G.E. Petts (eds), 22-41.

Peuker T.K. and Douglas D.H., (1975): "Detection of surface specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data". - *Computer Graphics and Image Processing*, 4: 375-385; New York.

Pike R.J., (2000): "Geomorphometry -diversity in quantitative surface analysis" *Progress in Physical Geography*, Vol. 24, No. 1, 1-20 (2000)

Pike R.J., (2002): "A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography", Supplement 4.0 Provides over 1600 additions and corrections to the 1993 Bibliography of Geomorphometry and its 1995, 1996, and 1999 Supplements, with an update of recent advances OPEN-FILE REPORT 02-465. 158 p. (Report) <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-465/of02-465.pdf>

Piquet-Pellorce D., Bernard A., (1983): « Une base de données relief à l'IGN France »; *Auto Carto VI conference, Ottawa.*

Popper, K., (1973) : « La logique de la découverte scientifique ». Traduit de l'anglais par Nicole Thyssen-Rutten et Philippe Devaux ; préface de Jacques Monod, Paris : Payot, 1973

Popper, K., (1973): "Objective knowledge: an evolutionary approach". Nouvelle édition, Oxford, Clarendon Press , 1973.

Puech, C., (1993) : « Détermination des états de surface par télédétection pour caractériser les écoulements des petits bassins versants ». *Thèse Université Joseph Fourier, Grenoble*, 215 p.

Puech, C., (2000) : « Utilisation de la télédétection et des Modèles numériques de terrain pour la connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes ». Habilitation à Diriger des Recherche (HDR), INPG Grenoble, soutenance le 26/06/2000.

Puech, C. , Raclot D. , Bailly J.S. , Alquier M. , Chorda J. , Dartus D. , Maubourguet M., (2004): « Apport des Modèles Numériques de Terrain à la liaison hydrologie-hydraulique-images satellitales dans le transfert sur les bassins versants et champs d'inondations ». Valorisation de l'information issue de l'Observation de la Terre dans l'établissement des cartes d'aléas extrêmes. Convention « risques d'inondations » n°01008 Expertise sur l'utilisation des données spatiales dans le domaine de l'hydrologie, Novembre 2004, Cemagref-ENGREF, CNRS.

Quinn P., Beven K., Chevallier P., Planchon O. Quinn P., Beven K., Chevallier P., and Planchon O. (1991) "The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models". *Hydrological Processes* 5: 59-80. Web of Science

Rasemann S., (2004): „Geomorphometrische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems“ : mit 19 Tabellen / von Stefan Rasemann. - Sankt Augustin : Asgard-Verl., 2004. - VIII, 240 S. : Ill., graph. Darst., Kt. & 1 Kt.; (ger / dt.) Reihe: (Bonner geographische Abhandlungen ; 111) Zugl.: Bonn, Univ., Diss. Mit e. Zsfassung in dt. u. engl. Sprache

Rodríguez-Iturbe, Ignacio; Valdés, Juan B., (1979): "The Geomorphologic Structure of Hydrologic Responses". *Water Resources Research*, vol. 15, issue 6, pp. 1409-1420, 1979.

Rodríguez-Iturbe I., (1993): "The geomorphological unit hydrograph". In *Channel Network Hydrology*. (K. BEVEN & M.J. KIRKBY Ed.) John Wiley Chichester. 43-68.

Rossel F., (1991): « Génération de relief fictif ». Allocation de Recherche, Rapport d'étude et Manuel d'utilisation des programmes, Sous la Direction de Frédéric Moniod, ORSTOM, Laboratoire d'Hydrologie, Montpellier, décembre 1991.

Rosso R., Bacchi B., and La Barbera P., (1991): "Fractal relation of mainstream length to catchment area in river networks", *Water Resour. Res.*, 27(3), 381-387

Ruhe R.V., (1975) : « Geomorphology : geomorphic processes and surficial geology ». Houghton Mifflin, Boston, pp. 99-101.

Salou C., (2005): « Comment utiliser les histogrammes d'une image numérique ». École Nationale des Sciences Géographiques, avenue Blaise Pascal 77455 Marne la Vallée Cedex 2 www.ensg.ign.fr © IGN 2005

Saulnier, G.M, (1996) : "Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL". Thèse de Docteur de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 1996, 275p.

Schmid-McGibbon, G., (1993): "Landform mapping, analysis, and classification using digital terrain models". Unpublished PhD thesis. University of Alberta. Pages 422.

Schmidt, J., and Dikau R., (1999): "Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models—semantics, methods, future needs", In *GIS for Earth Surface Systems*, Edited by: Dikau, R. and H. Saurer R., Borntraeger, Berlin.

Schmidt J., Evans I.S. & Brinkmann J., (2003): "Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation". *International Journal of Geographical Information Science* 17(8): 797-814

Serrat P., Depraetere C., (1997): « Incidences de facteurs géomorphologiques sur le fonctionnement d'un bassin en situation de crue : l'exemple de l'Agly (Pyrénées Orientales) ». *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*, 1997 n°1, SEDES, Paris, pp 73-88.

Serrat P., (2000): « Genèse et dynamique d'un système fluvial méditerranéen : le bassin de l'Agly (France) ». Thèse doctorat Géographie, MEDI-TERRA et CNRS UPRES-A 6042, université Blaise Pascal, université de Perpignan, 2000 .- 653 p. + annexes. (prix Milon 2002 ex-aequo)

Seyhan E., Keet B., (1981): "Multivariate statistical analysis : application to hydromorphometrical data (case study : Ahr river basin, Bolzano, Italy)". *Aqua-vu. Communications of the Institut of Earth Sciences, série A, n°8*, Free Reformed University, Rodopi, Amsterdam, Pays-Bas.

Shary P.A. (2008): "Models of Topography". *Advances in Digital Terrain Analysis, Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*, 2008, Section 1, 29-57,

Sidle R. C., Onda Y., (2004): «Hydrogeomorphology: overview of an emerging science ». *Hydrological Processes, Special Issue: Hydrogeomorphology, Volume 18, Issue 4, pages 597–602, March 2004*

Soille P.J., Ansoult M.M., (1990): "Automated basin delineation from digital elevation model using mathematical morphology". *Signal Processing* n°20, pp.171-182, 1990, Elsevier.

Souris M., (1989): "Modèles Numériques de Terrain : le logiciel BABEL". *Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales, deuxièmes journées de télédétection*, Bondy 4-6 décembre 1990, ORSTOM édition.

Speight J.G. (1974): "A parametric approach to land form region". *Special publication Institute of British Geographers*, 7, 213-230.

Steyn D.G., (1976): "Computation of azimuth slope angles and surface normals over a given topography". *South African Geographical Journal*, Vol. 58, n°2, September 1976 pp.131-134.

Taillefer F., (1948): « L'altitude moyenne des régions naturelles des Pyrénées françaises ». *Essai d'interprétation morphologique. Revue de géographie alpine*, n°36, pp. 145-160.

Tarboton D.G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I., (1988): "The fractal nature of river networks" *Water Resources Research, Volume 24, Issue 8, p. 1317-1322, 1988*

Tarboton D.G., Bras R. L. and Rodriguez-Iturbe I., (1991): "On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data," *Hydrologic Processes*, 5(1): 81-100.

Tarboton D.G., Bras R. L. and Rodriguez-Iturbe I., (1992): "A physical basis for drainage density," *Geomorphology*, 5(1/2): 59-76.

Tarboton D.G., Bras R. L. and Rodriguez-Iturbe I., (1993): "On the extraction of channel networks from digital elevation data". In *Terrain analysis and distributed modelling in Hydrology*. (K. Beven & I.D. Moore Ed.) John Wiley Chichester. 85-104.

Tarboton D. G., (1993): "Fractal river networks, Horton's laws and Tokunaga cyclicity". *Journal of Hydrology, Issues 1–2, December 1996, 187 (1996) 105-117*

Tarboton D. G., (1997): "A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models," *Water Resources Research*, 33(2): 309-319.

Termier P., (1925): « La joie de connaître : souvenirs d'un géologue ». Edition, Desclée, De Brouwer et Cie, Bibliothèque Française de Philosophie, Paris, 1925.

Topography Digital Elevation Modeling, (1982): PacSoft 733 Seventh Avenue, Kirkland, Washington 98033.

Tricart J., (1947): « Sur quelques indices géomorphométriques ». Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, n°225, pp.747-749.

Tricart J., (1962): « L'épiderme de la Terre ; esquisse d'une géomorphologie appliquée ». Collection évolution des sciences, éditeurs Masson et Cie, Paris

Varado N., Braud I., Galle Sylvie, Le Lay M., Séguis Luc, Kamagate B., Depraetere C., (2006): "Multi-criteria assessment of the Representative Elementary Watershed approach on the Donga catchment (Benin) using a downward approach of model complexity". Hydrology and Earth System Sciences, 2006, 10 (3), p. 427-442.

Varado N., Braud I., Galle S., Le Lay M., Séguis L., Kamagaté B. and Depraetere C., (2006): "Multicriteria assessment of the Representative Elementary Watershed approach on the Donga catchment (Benin) using a downward approach of model complexity". Hydrol. Earth Syst. Sc., 10: 427-442.

Veltri P. et Maiolo M., (1996): "On the fractal description of natural channel networks". Journal of Hydrology, "Fractals, scaling and nonlinear variability in hydrology", Volume 187, Issues 1-2, December 1996, Pages 137-144

Waniez, Ph. Et Le Gauffrey, Y. (1987) : « Les données et le territoire. Initiation à l'analyse en surface de tendance ». Paris, Édit. de l'ORSTOM, Collection Initiations-documentations techniques no 69, 35 p.

Wilson J.P, Gallant J.C., (2000): "Terrain analysis: principles and applications". John P. Wilson and John C. Gallant (Eds.), John Wiley & Sons Inc., 2000.

Wilson J.P., Repetto P.L, Snyder R.D., (2000): "Effect of data source, grid resolution and flow routing method on computed topographic attributes". In Terrain analysis: principles and applications, Edited by John P. Wilson and John C. Gallant, John Wiley & Sons Inc., 2000, pp. 133-161.

Wood J., (2009): "Overview of software package used in geomorphometry". Developments in Soils Science, Vol. 33, 2009. P. 257-267. Geomorphometry – Concepts, Software, Applications.

Zeuberger L. and Thorne C., (1987): "Quantitative analysis of land surface topography". In Earth Surface Processes and Landforms 12: 47-56.

Zi-Tan C. et Tobler W.R., (1986): "Quadtree representation of digital terrain" Auto Carto London 1986, Edited by Michaël Blackemore Vol.1, pp.475-484, Whitstable Litho Ltd, Kent.

ANNEXES

**ANNEXE 1:
COEFFICIENT DES FORMULES DE CALCUL GEOMORPHOMETRIQUE A
PARTIR DE MNT SUR UN VOISINAGE 3 X 3
METHODE DUFOUR**

Méthode Henri Dufour(1984) : utilise un développement de Taylor pris à l'ordre 2.

$$H(x,y) = Z_{ij}+ax+by+1/2cx^2+2dxy+ey^2$$

Les coefficients calculés par la méthode des moindres carrés sont les suivants :

$$H_0 = 5 Z_{ij} + 2/9 (Z_{ij+1}+Z_{i-1j}+Z_{ij-1}+Z_{i+1j}) - 1/9 (Z_{i+1j+1}+Z_{i-1j+1}+Z_{i-1j-1}+Z_{i+1j-1})$$

$$a = 1/6 (Z_{i+1j+1}-Z_{i-1j+1}-Z_{i-1j}-Z_{i-1j-1}+Z_{i+1j-1}+Z_{i+1j})$$

$$b = 1/6 (Z_{i+1j+1}+Z_{ij+1}+Z_{i-1j+1}-Z_{i-1j-1}-Z_{ij-1}-Z_{i+1j-1})$$

$$c = 1/3 (Z_{i+1j}+Z_{i-1j}) - 2/3 (Z_{ij+1}+Z_{ij-1}) + 1/3 (Z_{i+1j+1}+Z_{i-1j+1}+Z_{i-1j-1}+Z_{i+1j-1}) - 2/3 Z_{ij}$$

$$d = 1/4 (Z_{i+1j+1}-Z_{i-1j+1}+Z_{i-1j-1}-Z_{i+1j-1})$$

$$e = 1/3 (Z_{ij+1}+Z_{ij-1}) - 2/3 (Z_{i+1j}+Z_{i-1j}) + 1/3 (Z_{i+1j+1}+Z_{i-1j+1}+Z_{i-1j-1}+Z_{i+1j-1}) - 2/3 Z_{ij}$$

Méthode de Ian S. Evans (1982): utilise les coefficients suivants (μ résolution du MNT en mètres) :

$$A := (Z_{i+1i-1}+Z_{i+1i+1}-2*Z_{i+1i}+Z_{ii-1}+Z_{ii+1}-2*Z_{ii}+Z_{i-1i-1}+Z_{i-1i+1}-2*Z_{i-1i})/(6*\mu^2);$$

$$B := (Z_{i+1i-1}+Z_{i+1i}-2*Z_{ii-1}+Z_{i+1i+1}+Z_{i-1i-1}-2*Z_{ii}+Z_{i-1i}+Z_{i-1i+1}-2*Z_{ii+1})/(6*\mu^2);$$

$$C := (-Z_{i+1i-1}+Z_{i+1i+1}+Z_{i-1i-1}-Z_{i-1i+1})/(4*\mu^2);$$

$$D := (-Z_{i+1i-1}+Z_{i+1i+1}-Z_{ii-1}+Z_{ii+1}-Z_{i-1i-1}+Z_{i-1i+1})/(6*\mu);$$

$$E := (Z_{i+1i-1}-Z_{i-1i}+Z_{i+1i+1}-Z_{i-1i-1}+Z_{i+1i}-Z_{i-1i+1})/(6*\mu);$$

$$F := (-Z_{i+1i-1}+2*Z_{i+1i}-Z_{i+1i+1}+2*Z_{ii-1}+5*Z_{ii}+2*Z_{ii+1}-Z_{i-1i-1}+2*Z_{i-1i}-Z_{i-1i+1})/9;$$

Ces coefficients sont notamment utilisés pour calculer la convexité horizontale (voir annexe 2). On notera que les coefficients de Evans dépendent de la résolution μ du MNT, ce qui n'est pas le cas dans la méthode de Dufour.

ANNEXE 2: METHODES DE CALCUL DE LA CONVEXITE HORIZONTALE

Deux méthodes de calcul sont proposées. Les coefficients de ces méthodes sont donnés en annexe 1.

Méthode de Henri Dufour (1984) :

$$\text{COH} = (2 \text{abd} - \text{cb}^2 - \text{ea}^2) / (\text{a}^2 + \text{b}^2)^{3/2}$$

Le fichier des convexités horizontales calculées selon cette méthode a pour extension COH.

Méthode de Ian Evans (1983) :

$$\text{CHE} = 2/\Pi * \text{Atan} (-k * 5729.58 * 2 * (\text{B} * \text{D}^2 - \text{D} * \text{C} * \text{E} + \text{A} * \text{E}^2) / (\text{D}^2 \text{E}^2)^{1.5})$$

avec par convention, $k = 0,05$.

Avec cette valeur de k , les valeurs extrêmes de CHE sont -127 et 127 .

Dans les deux cas, les valeurs positives correspondent aux sites convexes et les valeurs négatives aux sites concaves. Les valeurs proches de 0 indiquent que les isohypses présentent une faible courbure.

Alain Duperet (1989) reprenant les travaux de Dufour (1984) propose quant à lui le calcul des courbures suivantes : "courbure horizontale des courbes de niveau" (convexité horizontale), "courbure horizontale des lignes de pente" (convexité directionnelle), courbure moyenne (Laplacien), courbure totale et courbure moyenne quadratique. Il convient de distinguer les courbures relatives à des lignes, de celles relatives à des propriétés locales des surfaces. Par convention, les premières seront qualifiées de "convexités" alors que les secondes seront appelées "courbures".

La géomorphométrie dufourienne utilise un développement de Taylor pris à l'ordre 2 calculé sur une fenêtre 3 x 3 mailles :

$$H(x,y) = Z_{ij} + ax + by + 1/2cx^2 + 2dxy + ey^2$$

Les coefficients calculés par la méthode des moindres carrés sont les suivants :

$$\begin{aligned} H_0 &= 5 Z_{ij} + 2/9 (Z_{ij+1} + Z_{i-1j} + Z_{ij-1} + Z_{i+1j}) - 1/9 (Z_{i+1j+1} + Z_{i-1j+1} + Z_{i-1j-1} + Z_{i+1j-1}) \\ a &= 1/6 (Z_{i+1j+1} - Z_{i-1j+1} - Z_{i-1j} - Z_{i-1j-1} + Z_{i+1j-1} + Z_{i+1j}) \\ b &= 1/6 (Z_{i+1j+1} + Z_{ij+1} + Z_{i-1j+1} - Z_{i-1j-1} - Z_{ij-1} - Z_{i+1j-1}) \\ c &= 1/3 (Z_{i+1j} + Z_{i-1j}) - 2/3 (Z_{ij+1} + Z_{ij-1}) + 1/3 (Z_{i+1j+1} + Z_{i-1j+1} + Z_{i-1j-1} + Z_{i+1j-1}) - 2/3 Z_{ij} \\ d &= 1/4 (Z_{i+1j+1} - Z_{i-1j+1} + Z_{i-1j-1} - Z_{i+1j-1}) \\ e &= 1/3 (Z_{ij+1} + Z_{ij-1}) - 2/3 (Z_{i+1j} + Z_{i-1j}) + 1/3 (Z_{i+1j+1} + Z_{i-1j+1} + Z_{i-1j-1} + Z_{i+1j-1}) - 2/3 Z_{ij} \end{aligned}$$

Convexités directionnelles

Cette courbure rend compte de la direction vers laquelle tend la ligne de plus grande pente : soit elle tend vers la droite (site dextrogyre) soit vers la gauche (site lévogyre).

$$CD_{ij} = (d(a^2 - b^2) + 2ab(e - c)) / (a^2 + b^2)^{3/2}$$

Par convention, les sites dextrogyres seront positifs, les sites lévogyres seront négatifs.

Courbures moyennes

La courbure moyenne se définit comme le Laplacien :

$$C_{mij} = c + e$$

Elle correspond à la somme des courbures en X (c) et Y (e).

Courbures totales

La courbure totale se définit comme suit :

$$C_{tij} = ce - d^2$$

Elle correspond à la différence entre le produit des courbures en X et Y (c et e) et le carré de la courbure en XY (d²).

Fichier des courbures moyennes quadratiques

La courbure moyenne quadratique se définit comme suit :

$$C_{mqij} = (e^2 + c^2 + 2d^2)^{1/2}$$

Le carré de cette quantité correspond à l'énergie mécanique de tension d'une plaque mince dont la déformation est donnée par la configuration locale des altitudes.