



HAL
open science

3D et géomorphologie karstique : La grotte Chauvet et les cavités des Gorges de l'Ardèche

Benjamin Sadier

► **To cite this version:**

Benjamin Sadier. 3D et géomorphologie karstique : La grotte Chauvet et les cavités des Gorges de l'Ardèche. Géographie. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENA030 . tel-01070711

HAL Id: tel-01070711

<https://theses.hal.science/tel-01070711>

Submitted on 2 Oct 2014

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Benjamin Sadier

Thèse dirigée par **Jean Jacques Delannoy**
et **Stéphane Jaillet**

préparée au sein du **Environnement, DYnamiques et TErritoires
de la Montagne (CNRS UMR 5204)**
dans l'**École Doctorale SISEO**

3D et géomorphologie karstique

La grotte Chauvet et les cavités des gorges de
l'Ardèche

Thèse soutenue publiquement le « **13 décembre 2013** »,
devant le jury composé de :

Madame Marie-Françoise André

Professeur, Université Blaise Pascal, Clermont 2 / Institut Universitaire de
France, examinateur

Monsieur Didier L. Bourlès

Professeur, Université de Provence, examinateur

Monsieur Laurent Bruxelles

Chercheur, INRAP, examinateur

Monsieur Marc Calvet

Professeur, Université de Perpignan, rapporteur

Monsieur Jean Jacques Delannoy

Professeur, Université de Savoie, Directeur

Monsieur Jean Michel Geneste

Conservateur général du patrimoine, Centre National de la Préhistoire
(Périgueux), Rapporteur

Monsieur Stéphane Jaillet

Ingénieur de Recherche, laboratoire EDYTEM, directeur

Monsieur Guy Perazio

Géomètre expert, cabinet Perazio, invité

Université Joseph Fourier / Université Pierre Mendès France /

Université Stendhal / Université de Savoie / Grenoble INP



THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Benjamin Sadier

Thèse dirigée par **Jean Jacques Delannoy**
et **Stéphane Jaillet**

préparée au sein du **Environnement, DYnamiques et TErritoires
de la Montagne (CNRS UMR 5204)**
dans l'École Doctorale **SISEO**

3D et géomorphologie karstique

La grotte Chauvet et les cavités des gorges de
l'Ardèche

Thèse soutenue publiquement le « **13 décembre 2013** »,
devant le jury composé de :

Madame Marie-Françoise André

Professeur, Université Blaise Pascal, Clermont 2 / Institut Universitaire de
France, examinateur

Monsieur Didier L. Boulès

Professeur, Université de Provence, examinateur

Monsieur Laurent Bruxelles

Chercheur, INRAP, examinateur

Monsieur Marc Calvet

Professeur, Université de Perpignan, rapporteur

Monsieur Jean Jacques Delannoy

Professeur, Université de Savoie, Directeur

Monsieur Jean Michel Geneste

Conservateur général du patrimoine, Centre National de la Préhistoire
(Périgueux), Rapporteur

Monsieur Stéphane Jaillet

Ingénieur de Recherche, laboratoire EDYTEM, directeur

Monsieur Guy Perazio

Géomètre expert, cabinet Perazio, invité

*Université Joseph Fourier / Université Pierre Mendès France /
Université Stendhal / Université de Savoie / Grenoble INP*

REMERCIEMENTS

De son début à sa fin, cette thèse est le résultat d'un travail collectif dans lequel plusieurs personnes doivent être remerciées. Il m'est difficile d'être exhaustif tant les rencontres ont été nombreuses mais je vais tenter ici d'exprimer ma gratitude envers tous.

Je veux d'abord remercier, MARIE-FRANÇOISE ANDRÉ, MARC CALVET et LAURENT BRUXELLES d'avoir accepté d'examiner, juger et participer à mon jury de thèse.

Un grand merci à DIDIER BOURLÈS de me faire l'honneur de participer et d'examiner ce manuscrit de thèse. L'aventure des cosmogéniaux a été l'une des plus belles histoires de cette thèse.

Un grand merci à JEAN-MICHEL GENESTE de m'avoir permis de travailler parmi les membres de l'équipe scientifique de la grotte Chauvet, mais aussi de m'avoir éveillé à l'archéologie et à ses formidables questionnements. J'espère que cette collaboration continuera, à la grotte Chauvet et ailleurs...

Ce travail n'aurait jamais vu le jour sans GUY PERAZIO. Ta rencontre fut salutaire en acceptant de financer ce travail par le biais d'une thèse CIFRE. Un grand merci pour ton accueil. J'espère la aussi que cette collaboration ne fait que commencer sur d'autres projets aussi passionnants que la grotte Chauvet...

Enfin, en premier lieu comme en dernier lieu, cette aventure n'aurait jamais pu voir le jour et se terminer sans mes deux directeurs de thèse JEAN-JACQUES DELANNOY et STÉPHANE JAILLET. Je ne trouve malheureusement pas de mots assez forts pour vous dire merci. Au-delà de l'aspect scientifique et de votre regard éclairé sur ce travail, je vous remercie de votre confiance.

Ce travail doit beaucoup à plusieurs membres du Laboratoire EDYTEM, que ce soit pour les discussions à partir desquelles sont nées les idées principales de cette thèse ou le réconfort et le soutien apporté dans les moments de doutes. Merci à ANDRÉ PAILLET pour la mise en page du présent manuscrit. Merci à ESTELLE PLOYON pour toutes les discussions sur la 3D et le reste. Tous les membres du laboratoire doivent trouver dans ces mots un remerciement.

Ce travail n'aurait pu se réaliser sans toutes celles et ceux qui m'ont accompagnés sur le terrain. La première personne qui me vient à l'esprit est JUDICAËL ARNAUD, toujours partant pour m'emmener sous terre mais aussi sur terre après m'avoir la question piège : « *mais au fait tu ne connais pas ce trou ?* ». Ta rencontre a été le début de toutes les autres. Alors je remercie ici tous les spéléos, Ardéchois, de France et de Navarre qui m'ont aussi accompagné, renseignés et appris un nombre incalculables de choses sur le milieu souterrain. Merci à PHILIPPE MONTEIL et tous les membres du Césame, STÉPHANE TOCINO, BENOIT JARRY, GUILLAUME VERMOREL, PATRICK LEROUX, le collectif Foussoubie, THIERRY MARCHAND et les membres du SCA ainsi que CHRISTOPHE RAMBAUD et FRANCKY.

Je tiens à remercier chaleureusement tous les membres du cabinet Perazio avec une mention très spéciale à TOGNE, SERGE, PIERRE, SEB, sans qui ce travail n'aurait pu prendre autant de relief. Merci aussi à ANNICK pour ton accompagnement dans l'administratif CIFRE, toujours avec le sourire.

Merci aussi à tous les membres de l'équipe scientifique de la grotte Chauvet, pour votre accueil, votre curiosité, votre aide et votre implication. Les discussions diurnes et nocturnes à Salavas ont toujours été un vrai enrichissement professionnel et personnel. Je tiens aussi à remercier ici CHRISTIAN FAURE qui est, en fait, le véritable directeur «off» de l'équipe scientifique de la grotte Chauvet.

Avant ma rencontre avec LUCILLA BENEDETTI, le terme «chlore» me faisait juste penser aux longues heures passées dans un bassin de natation... Heureusement que tu as eu la bonne idée de lire tes mails tard le soir un 31 mars 2011. Sans toi, il manquerait un chapitre à cette thèse... et quel chapitre ! J'espère que nous aurons encore l'occasion de travailler ensemble, à Chauvet ou ailleurs...

Je tiens aussi remercier DIDIER BOURLÈS. Ton dynamisme m'étonnera et m'impressionnera toujours. Merci pour ton accueil dans ton laboratoire (et chez toi), de la préparation à l'écriture du papier, je me suis toujours senti comme chez moi. Evidemment, tout cela n'aurait pas pu aboutir sans l'aide de VAL, ANNE-ÉLISABETH, MAURICE, GEORGES et KARIM. Merci à vous tous pour votre accueil.

Merci aussi à toute l'équipe du SMERGC et spécialement à RICHARD BUFFAT et PATRICK BUCHOUX. Malgré des réunions parfois houleuses sur l'espace de restitution de la grotte Chauvet, j'ai beaucoup appris à votre contact.

Enfin merci à tous mes amis trop nombreux pour être exhaustif ici, à ma famille LUNATIK ARMADA, à mes parents, ma sœur, et bien sur DOMINIQUE, de m'avoir accompagné, encouragé et soutenu dans cette longue aventure, aussi enrichissante que surprenante. Merci à tous. Je n'ai pas toujours su garder du temps pour vous, voilà qui devrait changer dorénavant.

RÉSUMÉ

Cette thèse CIFRE a pour objet d'explorer, de développer et d'exploiter le potentiel des outils de représentation et de modélisation 3D dans l'étude géomorphologique du karst dont la structure géométrique est intrinséquement en trois dimensions. Ce travail a pour support d'étude les gorges de l'Ardèche dont l'évolution géomorphologique et paléogéographique, tant aux temps géologiques qu'aux temps des hommes, est extrêmement riche. Ce territoire propose en outre des défis scientifiques mais aussi sociétaux depuis la découverte de la désormais célèbre grotte Chauvet et la mise en place de l'ERGC (Espace de Restitution de la Grotte Chauvet).

C'est dans ce cadre qu'une méthodologie de recherche appliquée au domaine souterrain a été élaborée et appliquée à l'étude de la grotte Chauvet et des cavités des gorges de l'Ardèche pour (i) l'étude de la spéléogénèse et de la karstogénèse, (ii) l'évolution géomorphologique d'une grotte ornée (grotte Chauvet) et (iii) la réalisation d'un projet culturel : l'ERGC.

La première partie (chapitre 1, 2 et 3) présente les verrous actuels en géomorphologie karstique, la méthodologie de recherche développée et les apports de la connaissance géomorphologique de la grotte Chauvet et de l'utilisation de modèles 3D dans la construction d'un fac-similé de grande envergure.

La deuxième partie (chapitre 4, 5 et 6) présente les problématiques et les résultats de l'étude géomorphologique 3D des gorges de l'Ardèche et des cavités environnantes. Les principaux apports se situent dans la connaissance des formes élémentaires du karst et la géométrie des réseaux karstiques. Ceci a permis d'élaborer un scénario global d'évolution paléogéographique de ce secteur depuis le Néogène jusqu'à l'Actuel.

Enfin la troisième partie (chapitre 7, 8 et 9) aborde les problématiques d'étude et de recherches spécifiques des grottes ornées et de leur fermeture. La grotte Chauvet et sa zone d'entrée font l'objet d'une analyse détaillée permettant de répondre aux questionnements pluridisciplinaires (archéologie, préhistoire, conservation, valorisation ...).

L'approche géomorphologique 3D développée pour répondre aux différentes problématiques des sciences de la Nature et des Hommes est ici posée et discutée.

MOTS-CLÉS : KARST, GÉOMORPHOLOGIE, ANALYSE 3D, PRÉHISTOIRE, CHAUVET, ARDÈCHE.

ABSTRACT

This doctoral thesis aims to explore, develop and exploit the potential of 3D visualization tools and 3D modelling for research on karst morphology and geometry, intrinsically three-dimensional landscape features. This work is based on research in the gorges of the Ardeche region where geomorphological formations and paleogeographic changes are rich and varied, over both geological and human time frames. Since Chauvet Cave's discovery and the establishment of the ERGC ('Espace de Restitution de la Grotte Chauvet'), this region has presented scientific as well as societal challenges.

It is in this context, and in accordance with specificities of the subterranean condition of this karst environment, that 3D visualization and mapping tools were developed and applied at Chauvet Cave and at several other nearby Ardèche canyon caves. The aims of this research were to:

- Study the speleogenesis and karstogenesis of the cave systems.
- Study the geomorphological evolution of a decorated cave (Chauvet Cave).
- Advise construction of the facsimile of Chauvet Cave (ERGC project).

The first part of this thesis (Chapters 1, 2 and 3) discusses the challenges associated with research on karst geomorphology; the methodology employed to address those challenges; and the contribution of geomorphological knowledge and the usefulness of 3D modelling towards the construction of a facsimile of Chauvet Cave. The second part (Chapters 4, 5 and 6) presents the results of the 3D geomorphological study of the cave systems in the vicinity of the Ardèche canyon. These major results bring new knowledge of karst morphologies and geometric networks that enable a new palaeo-geographic model of landscape evolution since the Neogene to the present. The third and final part of the thesis (Chapters 7, 8 and 9) focuses on research in the prehistoric cave of Chauvet (including its entrance area). This site has been the subject of detailed multidisciplinary investigations (incorporating archaeology, conservation and heritage assessment) on questions relating to the morphology of the palaeo-entrance and the age of the cave's closure through rock collapse.

KEYWORDS: *KARST, GEOMORPHOLOGY, 3D ANALYSES, PREHISTORY, CHAUVET CAVE, ARDÈCHE REGION.*

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE	9
PARTIE I - DE LA 2D À LA 3D EN GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE.....	17
INTRODUCTION	19
CHAPITRE 1 - LES VERROUS ACTUELS EN GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE.....	21
CHAPITRE 2 - LA CONSTRUCTION DE MODÈLES 3D POUR L'ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE DU KARST	39
CHAPITRE 3 - UN ESPACE DE RESTITUTION DE L'ART PARIÉTAL. EXEMPLE DE LA GROTTTE CHAUVET-PONT D'ARC. LES APPORTS DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE ET DE LA MODÉLISATION 3D	83
CONCLUSIONS DE LA PARTIE I	105
PARTIE II - LES APPORTS DES MODÈLES 3D À LA CONNAISSANCE DE LA KARSTOGENÈSE ET DE LA MORPHOGENÈSE KARSTIQUE.....	107
INTRODUCTION	109
CHAPITRE 4 - SPÉLÉOGENÈSE, KARSTIFICATION ET PALÉOGÉOGRAPHIE DES GORGES DE L'ARDÈCHE : ÉTAT DES CONNAISSANCES ET QUESTIONNEMENTS	111
CHAPITRE 5 - SPÉLÉOGENÈSE DES CAVITÉS DES GORGES DE L'ARDÈCHE. LES APPORTS DE L'ANALYSE 3D POUR L'ÉTUDE DES FORMES ÉLÉMENTAIRES DE L'ENDOKARST.....	149

CHAPITRE 6 - RECONSTITUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES GORGES DE L'ARDÈCHE. LES APPORTS DE L'ANALYSE 3D POUR L'ÉTUDE DE LA KARSTOGENÈSE ET DES EMBOITEMENTS GÉOMORPHO- LOGIQUES.....	251
CONCLUSIONS DE LA PARTIE II	249
PARTIE III - RECONSTITUTION DE LA FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET : APPORTS DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE, DES MODÈLES 3D ET DES ISOTOPES COSMOGÉNIQUES DU ³⁶CL.....	319
INTRODUCTION	321
CHAPITRE 7 - MODALITÉS DE FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET : LES APPORTS DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE.....	325
CHAPITRE 8 - RECONSTITUTION 3D DE L'ENTRÉE NATURELLE DE LA GROTTTE CHAUVET ET DYNAMIQUE DE FERMETURE : LES APPORTS DE LA MODÉLISATION 3D	347
CHAPITRE 9 - CHRONOLOGIE ET ÂGE DE FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET : IMPLICATIONS ARCHÉOLOGIQUES. LES APPORTS DES ISOTOPES COSMOGÉNIQUES ET DE LA MODÉLISATION 3D.....	379
CONCLUSIONS DE LA PARTIE III	413
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	415
BIBLIOGRAPHIE.....	425
ANNEXES	441
TABLE DES MATIÈRES	455
TABLE DES FIGURES.....	467
TABLE DES TABLEAUX.....	481
TABLE DES ANNEXES.....	482

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'objet de ce travail de recherche doctorale est d'explorer et d'exploiter le potentiel des outils de représentation et de cartographie 3D en tant que nouveaux supports d'acquisition et de traitement de données spatiales dans les recherches géomorphologiques et plus spécifiquement en milieu karstique. Cette démarche a d'autant plus de sens que par ses caractéristiques morphologiques, le karst est un véritable « objet » 3D. En effet, la dimension souterraine des drains karstiques, leur organisation en différents étages superposés, le caractère fermé et confiné des galeries endokarstiques rendent difficiles l'appréhension d'un système karstique dans ses relations surface-souterrain par les supports classiques de représentation spatiale et de cartographie. Dès les débuts de la spéléologie scientifique (Martel, Fournier), des essais de représentation en 3D du milieu souterrain ont été réalisés afin de retranscrire sa complexité. Cependant, la véritable révolution dans ce domaine est apparue avec l'informatique et l'écriture du premier logiciel de topographie 3D dédiée à la spéléologie : Toporobot (Heller, 1984). La possibilité de relever en 3D la géométrie des structures et des paléo-structures karstiques ont immédiatement suscité l'intérêt de la communauté scientifique en ouvrant de nouvelles perspectives sur la connaissance karstogénique des grands réseaux spéléologiques (Palmer, 1989 ; Jeannin, 1990, 1994). Dès lors, plusieurs outils de cartographie et de représentation 3D ont fait leur apparition tout en restant encore sous exploités dans le domaine de la géomorphologie en raison principalement des limitations et contraintes techniques. En effet, ce type de représentation et les traitements géostatistiques nécessitent une puissance de calcul que seuls les ordinateurs actuels permettent. C'est pourquoi les méthodes de représentations graphiques en plan ou en coupe demeurent encore les plus utilisées avec leur qualité informationnelle respective. De plus, les outils de relevés à balayage laser, apparus récemment (10 ans) permettent à présent d'envisager des investigations dépassant le simple stade de l'observation visuelle à l'échelle d'une structure géomorphologique (paroi, incision torrentielle, plage de dépôts, galerie souterraine) ou d'une forme élémentaire (centimétrique à métrique). Ils permettent désormais de relever très finement (résolution millimétrique voire infra millimétrique) et donnent ainsi accès à la cartographie exhaustive des morphologies situés dans des sites difficiles d'accès (haute montagne, voutes et hautes parois des cavités). En outre, le caractère non destructif de ces relevés permet une utilisation de ces outils dans des sites vulnérables, sensibles et de haute valeur patrimoniale : c'est le cas des grottes ornées, particulièrement fragiles et dont les politiques actuelles de conservation interdisent toute atteinte à son intégrité (Clottes et *al*, 2001).

L'ambition de ce travail de recherche est de démontrer que l'utilisation des outils de représentation 3D permet d'apporter des connaissances supplémentaires ou des éléments d'argumentation supplémentaires aux questionnements actuels portant sur la karstogénèse, la morphogénèse karstique et l'évolution géomorphologique du milieu

souterrain. Bien que ce travail soit par essence géographique, nous avons aussi voulu explorer les implications de l'analyse géomorphologique basée sur la représentation 3D dans le domaine de l'archéologie et plus particulièrement à la grotte Chauvet (Ardèche). En effet, certains des plus beaux témoignages de l'Humanité sont présents dans les grottes et ont subsisté au travers les millénaires grâce à la position d'abri qu'elles offrent. En outre, les études des vestiges archéologiques et de l'art pariétal font aussi de plus en plus appel aux technologies de relevés 3D dans le cadre d'approches multidisciplinaires. Un des fondements de cette approche est de replacer les vestiges archéologiques dans leur contexte tant physique que culturel (par rapport aux autres objets archéologiques) pour faciliter leur analyse et les interprétations qui en seront tirées (Geneste, 2012 ; Delannoy *et al.*, 2012, 2013). Une autre attente de l'archéologie est de replacer les témoins et événements anthropiques et culturels dans leur contexte physique et son évolution anté- syn- et post-fréquentations humaines. Dans ce cadre, il apparaissait « naturel » d'utiliser des modèles 3D haute résolution, à la fois, comme support d'étude mais aussi comme support de restitution et de médiation interdisciplinaire et envers un



plus large public. En effet, de tels modèles 3D permettent de restituer numériquement (réalité virtuelle) à l'identique et constitue un vecteur pertinent d'information pour la réalisation d'un fac-similé d'une cavité (Lasheras *et al.*, 2010 ; Tosello *et al.*, 2012).

Ce travail de recherche est ancré en Ardèche méridionale et plus particulièrement autour et dans les gorges de l'Ardèche. Ses réseaux karstiques sont le produit d'une histoire géomorphologique complexe en relation avec les nombreuses oscillations du niveau de base régional, vraisemblablement depuis le début du Néogène. Ils ont fait l'objet de nombreuses recherches depuis plusieurs décennies (Callot, 1979 ; Belleville, 1985 ; Gombert, 1988 ; Mocochain *et al.*, 2002, 2006, 2007, 2009, Camus, 2003 ; Delannoy *et al.*, 2004, 2007 ; Jaillet *et al.*, 2007 ; Tassy *et al.*, 2013) ce qui permettait de s'appuyer sur un solide socle de connaissances et d'identifier les limites actuelles des approches spatiales et des méthodes utilisées et ainsi de compléter les modèles morphogéniques existants par des informations issues des modèles et de l'approche 3D. D'autre part, ce secteur possède un grand nombre de cavités ornées. La grotte



Chauvet, dont les œuvres pariétales ont bouleversé toutes les références sur l'évolution de l'art au paléolithique, fait partie de ce corpus de grottes ornées (Clottes *et al.*, 1996, 2001). La présence de cavités à très forte valeur patrimoniale, cristallise donc de très fortes attentes scientifiques sur le plan international mais aussi sociétal avec, en outre, le projet ambitieux d'espace de restitution en cours de réalisation conduit par le Département de l'Ardèche et la Région Rhône-Alpes (syndicat mixte de l'Espace de Restitution de la grotte Chauvet) et par l'Etat (Equipe scientifique de la grotte Chauvet sous la dir. J.-M. Geneste).

C'est à l'interface de ces différentes échelles de temps, d'espaces et de communautés disciplinaires que nous proposons de mettre en œuvre la présente recherche géomorphologique dont l'originalité est de reposer sur les outils de cartographie et de modélisation 3D actuellement disponibles. Afin de répondre aux différents objectifs, ce mémoire de recherche est organisé en trois parties.

La première partie a pour objet de dresser **un état des questionnements et des verrous actuels en géomorphologie du karst** (chapitre 1). L'analyse des principales problématiques qui animent cette discipline, se fonde sur un état des connaissances issues des recherches géomorphologiques actuelles et passées. Il ressort de cet état de l'art que la géomorphologie en domaine karstique, dont le pilier méthodologique repose sur l'observation fine des morphologies de surface et souterraine et du croisement de ces



morphologies, a besoin d'un outil qui permette d'augmenter l'acuité visuelle dans un domaine ou il est difficile de tout voir en même temps (et même simplement de voir). La représentation 3D prend ici tout son sens puisqu'elle permet d'obtenir une vue globale et multiscalaire de l'objet «karst» permettant ainsi le recul nécessaire à la confrontation des données tout en intégrant via l'approche systémique les éléments pertinent à représenter dans les modèles 3D. En effet, cette approche conceptuelle du karst permet de mieux comprendre les facteurs pesant dans les processus de karstification et l'évolution du karst (Delannoy, 1997) ; l'outil 3D est particulièrement adapté pour accompagner et enrichir l'approche systémique du karst, tant dans la compréhension de sa structuration, de son fonctionnement et de son évolution. En visualisant toutes les composantes de la karstification sur un même support, il devient désormais possible d'affiner la compréhension sur les facteurs qui la régissent. Ce modèle 3D est construit selon un protocole qui permet d'assembler des informations de différentes natures dans un même support d'analyse, de visualisation et de traitement. Le chapitre 2 est dédié à la **présentation du protocole utilisé pour la réalisation des différents modèles 3D** utilisés dans les recherches géomorphologiques menées durant notre thèse et ce pour chaque échelle de travail.

Il importe ici de souligner qu'une large part des modèles 3D présentés au cours de ce mémoire de recherche, a été élaborée dans le cadre d'une bourse de recherche CIFRE, au sein de l'entreprise Perazio (géomètre expert). Au delà de cette expérience croisant



les savoir faire de cette entreprise et les problématiques de recherche d'EDYTEM, nous avons pu l'appliquer concrètement en travaillant sur les modèles 3D nécessaires à la **réalisation de l'espace restitution de la grotte Chauvet** (ERGC), dont l'ouverture est prévu pour début 2015. La présentation de l'aspect scientifique de ce projet est l'objet du dernier chapitre de cette partie (chapitre 3).

La deuxième partie est concentrée sur l'utilisation des modèles 3D à différentes échelles spatiale pour répondre aux problématiques spéléogéniques, karstogéniques et paléogéographiques concernant l'évolution des Gorges de l'Ardèche et des plateaux calcaires du sud-Ardèche. Le chapitre 4 répond à une triple logique : présenter les **principaux questionnements actuellement identifiés sur la base des travaux ayant traités ce secteur géographique** ; relever les divergences d'interprétations à propos de la morphogenèse karstique et de l'évolution paléogéographique ; et poser les bases d'une stratégie d'étude permettant de répondre à ces différences liées essentiellement au poids mis sur les moteurs (eustatique, tectonique..) de la morphogenèse et de la karstogenèse.

Le chapitre 5 se focalise sur l'acquisition et/ou l'approfondissement de connaissances à propos de la morphogenèse des **formes élémentaires** et des **formations endokarstiques, en tant que support d'information morphogénique et paléogéographique**. Cet exercice est réalisé à partir d'une approche morphométrique et cartographique des formes et des dépôts qui se situent sur le sol, les parois et les voutes des différentes cavités investiguées ce qui a permis de mieux comprendre la genèse et l'évolution des formes et des formations en présence. La synthèse de ces connaissances permet d'élaborer des *scénarii* d'évolution spéléogénique et karstogénique pour des secteurs clés dans la compréhension paléogéographique des gorges de l'Ardèche.

Enfin le chapitre 6 traite des questionnements karstogéniques via l'ensemble des informations issues de l'étude et de l'**analyse de la géométrie 3D des réseaux dans leur contexte topographique et géologique**. Cette approche permet d'identifier les facteurs qui ont prévalu à l'élaboration de chacun d'entre eux et de s'interroger sur leur position spatiale (altimétrie des réseaux). Les connaissances acquises sont mises en relation avec les modèles karstogéniques ce qui permet d'élaborer un scénario d'évolution géomorphologique cohérent prenant en compte toutes les observations menées sur le terrain et présente dans la littérature. La confrontation de ce modèle avec la synthèse des données géomorphologique et géologiques de la moyenne vallée de l'Ardèche et de la vallée du Rhône a nourri la construction d'un scénario d'évolution paléogéographique des gorges de l'Ardèche depuis le début du Miocène jusqu'à l'Actuel.

La troisième partie est entièrement dédiée à la mise en œuvre de recherches géomorphologiques utilisant des modèles 3D à haute résolution spatiale pour répondre aux problématiques archéologiques appliquées à la grotte Chauvet. Cette cavité, en cours d'inscription au patrimoine mondial de l'UNESCO, renferme des œuvres pariétales, à la fois, parmi les plus anciennes du monde mais aussi parmi les plus élaborées et focalise depuis sa découverte le regard, entre autres, des archéologues, des anthropo-

logues et des ethnologues. De plus, sa très grande richesse en matériel paléontologique et l'excellente conservation de tout ce patrimoine en font un lieu préhistorique particulièrement puissant. Comme à chaque grande découverte dans l'histoire des sciences, celle-ci a contribué à revisiter les connaissances fondamentales acquises sur ce que nous croyions savoir de l'homme et des cultures du passé. En l'occurrence, la découverte de la grotte Chauvet a bouleversé les schémas connus sur l'art et de sa progression dans le temps (Clottes, 1996, 2001). Et de façon plus profonde, elle interrogea profondément nos connaissances sur les facultés cognitives de nous même : l'Homo sapiens. De tels bouleversements ont entraîné la méfiance et la contestation d'une part de la communauté scientifique qui s'applique aujourd'hui à trouver des arguments contestant l'ancienneté de l'art présent dans cette grotte (Bahn, 2003 ; Pettitt, 2008, 2009). L'objectif des recherches géomorphologiques menées dans la grotte Chauvet est de d'apporter, d'une part, des éléments de preuves supplémentaires permettant d'appuyer l'ancienneté de cet art basé sur un très grand corpus de datations ^{14}C et, d'autre part, de construire de supports permettant de reconstituer les paysages contemporains des fréquentations humaines et animales de cette cavité (Paléolithique supérieur) offrant ainsi des nouveaux éléments de réflexion aux archéologues dans le cadre des études pluri disciplinaires menées au sein de l'équipe scientifique de la grotte Chauvet. Les trois chapitres de cette partie se focalisent sur le secteur d'entrée et particulièrement sur la fermeture de l'entrée naturelle qui empêcha toute intrusion humaine et animale jusqu'à sa découverte en 1994 par trois spéléologues. Le chapitre 7 a pour objet l'**analyse géomorphologique de la zone d'entrée de la grotte** et d'identifier les processus impliqués dans la fermeture de la grotte Chauvet. Le chapitre 8 expose les résultats issus de **couplage des données géomorphologiques avec l'utilisation du modèle 3D**. Ce couplage a permis de détailler les étapes de la fermeture, de quantifier les processus en présence, de reconstituer en 3D la paléo-entrée naturelle de la grotte et de simuler numériquement le processus de fermeture. Enfin, le chapitre 9 présente les **datations obtenues en utilisant les isotopes cosmogéniques du ^{36}Cl** qui ont permis de dater les différentes étapes de la fermeture de la grotte Chauvet. Ce calage chronologique a permis d'une part de valider définitivement l'ancienneté de l'art présent dans la grotte Chauvet et d'autre part de proposer des reconstructions en 3D inédites des paysages souterrains aux temps des occupations humaines ouvrant ainsi des perspectives intéressantes dans le domaine de l'archéologie.

Ainsi, de l'échelle du paysage à celui de la grotte, depuis le Néogène jusqu'au temps des occupations humaines de Chauvet, c'est une véritable étude géographique et géomorphologique à travers le temps et l'espace du karst que nous nous proposons de conduire, en y intégrant une dimension et une approche supplémentaire, celle de la 3D.

PARTIE I

DE LA 2D À LA 3D EN GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE

INTRODUCTION

Cette première partie a pour objet de présenter les différents aspects conceptuels, méthodologiques et appliqués de l'utilisation des outils de représentation et de modélisation 3D dans le domaine de la géomorphologie karstique.

Afin de s'interroger sur la pertinence et leur condition d'utilisation, un premier chapitre est consacré à la définition des verrous méthodologiques dans l'acquisition de nouvelles connaissances géomorphologiques, morphogéniques et karstogéniques. Un état des lieux des problématiques et des méthodes utilisés en géomorphologie pour étudier la structure et l'évolution du karst, mais aussi dans le domaine de la géomorphologie appliquée aux sites archéologiques, est proposé dans ce chapitre. Ce premier état de connaissances permet d'identifier les différents verrous actuels d'observation et de compréhension des différents éléments qui structurent le karst ainsi que de s'interroger sur les solutions pour aller au-delà des limites actuelles notamment d'acquisition des données morphologiques et de spatialisation de ces données dans le volume karstique.

Puis, le deuxième chapitre expose la méthodologie utilisée dans cette recherche doctorale pour construire les modèles 3 qui serviront de support d'étude géomorphologique. Après la définition des concepts fondamentaux à l'élaboration de support d'analyse 3D en géographie et en particulier en géomorphologie, le protocole de construction est présenté pour les deux échelles de travail qui ont été privilégié dans ce travail : l'échelle du système karstique et l'échelle du drain et de la forme élémentaire. Pour chacune d'entre elles, la chaîne opératoire pour construction des modèles 3D utilisées est détaillée puis critiquée.

Enfin, le troisième chapitre présente la pertinence de l'utilisation des modèles 3D dans le domaine de la géomorphologie appliquée plus particulièrement à la construction d'un projet culturel : l'espace de restitution de la grotte Chauvet. Après avoir replacé le projet dans son contexte scientifique et présenté des exemples de fac-similé, il ressort que les caractéristiques pariétales mais aussi géométriques et géomorphologiques rendent pertinentes l'utilisation d'un modèle 3D pour concevoir et réaliser le projet. Les différentes étapes de la conception du modèles 3D sont alors détaillées depuis les relevés de terrain jusqu'à la construction du modèle 3D de l'ERGC.

CHAPITRE 1

LES VERROUS ACTUELS EN GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE

Le karst constitue un objet d'étude particulier à différents titres. Il est un des rares milieux à développer une dimension souterraine dont les moteurs sont directement liés aux conditions géométriques et environnementales (s.l) extérieures. Il est l'objet d'étude de différents champs disciplinaires tant des sciences humaines, des sciences de l'environnement que des géosciences ; chacun d'entre eux l'abordant au travers de problématiques d'ordre aussi bien fondamental qu'appliqué. On peut citer, à titre d'exemples, la ressource en eau, l'aménagement et/ou la valorisation patrimoniale l'adaptation de ce système en contexte de crise environnementale.. Il est intéressant de relever un fort dénominateur commun aux différents travaux menés sur le karst : celui de connaître (d'appréhender), l'organisation, le fonctionnement, la genèse et l'évolution des vides qu'ils soient de surface (dépressions, vallées) ou souterrains, qu'ils soient contenant (eau souterraine, minéral, vertiges paléontologiques, préhistoriques...) ou supports (paysages...).

Différents méthodes, approches et outils propres à chaque discipline sont mobilisées dans ce but. Deux approches sont plus particulièrement mobilisées. La méthode inductive qui repose sur l'observation et le relevé de phénomènes sur le terrain pour ensuite en déduire et/ou conceptualiser des principes de fonctionnement et les différentes étapes génétiques. A l'inverse, la démarche déductive, part des concepts et des théories établis pour construire des modèles d'évolution qui sont ensuite confrontés aux observations de terrain. Jusqu'à l'apparition de l'informatique, l'approche inductive fut la plus utilisée tant en géomorphologie, en hydrogéologie qu'en géologie et ce dès le XIX^{ème} (Lindner, 1841 ; Cvijic, 1893 ; Chabot, 1927). Nous inscrivons notre démarche dans une approche inducto-déductive : inscrire nos observations des morphologies de surface et souterraines pour nourrir des modèles d'évolution morphogénique interrogeant les interactions entre les différents processus morphogéniques (approche systémique). Un état des lieux des problématiques et des méthodes utilisés en géomorphologie pour étudier la structure et l'évolution du karst est proposé dans ce chapitre. Ce premier état de connaissances a permis d'identifier les différents verrous actuels d'observation et de compréhension des différents éléments qui structurent le karst et de s'interroger sur les solutions pour aller au-delà des limites actuelles notamment d'acquisition des données morphologiques et de spatialisation de ces données dans le volume karstique.

1.1. LE SYSTÈME KARSTIQUE : LE PARADIGME ACTUEL DE GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE

1.1.1. Le système karstique, définition et concepts

Le karst peut se définir comme un ensemble de vides organisés, structurés dans un « contenant » : le plus souvent un massif calcaire. Ces vides résultent de la dissolution du calcaire par l'eau ayant acquis un potentiel « érosif » en se chargeant en CO₂ (essentiellement d'ordre pédologique). L'exportation du carbonate de calcium dissous dans l'eau est entièrement contrôlée par trois agents : l'énergie chimique, l'énergie gravitaire et enfin le contexte géologique. Ces trois paramètres déterminent la mise en place, le fonctionnement d'un karst et son évolution dans le temps.

Le contexte géologique (litho-structural) peut être considéré comme une paramètre d'état, ayant une faible variabilité dans le temps, dès lors qu'on le rapporte au massif calcaire dans lequel va se développer le karst. Le paramètre litho-structural intervient sur la solubilité plus ou moins forte de l'encaissant et sur la circulation des flux (fracturation, présence ou non de niveaux imperméables...) (Mangin, 1975 ; Quinif, 1983, 1998).

Le deuxième paramètre qui intervient dans la karstogenèse est le gradient hydraulique. Il influe essentiellement sur la structuration des conduits par lesquels transitent les eaux souterraines. L'énergie gravitaire est conditionnée par les points hauts et les points bas du karst depuis la zone d'infiltration jusqu'à l'exutoire (Mangin, 1975 ; Ford, 1988 ; Jeannin, 1994 ; Delannoy 1997 ; Klilmchouk *et al.* 1998). Ce paramètre varie dans le temps en fonction du degré d'incision des vallées qui recoupent ou qui bordent les massifs karstiques. Selon les dynamiques orogéniques, eustatiques, ou conjuguées, le temps de mise en place et d'incision peut aller de quelques centaines de milliers d'années aux millions d'années (Mandier, 1988 ; Delannoy, 1997). Le gradient hydraulique est conditionné par le contexte géomorphologique et morphogénique.

Le troisième paramètre, l'énergie chimique, intervient essentiellement dans le potentiel de dissolution de la roche encaissante ; il est contrôlé pour les carbonates par le flux « H₂O + CO₂ » (Roques, 1967 ; Mangin, 1975 ; Dreybroadt, 1988). Ce flux, directement conditionné par les conditions climatiques et environnementales (couverture bio-pédologique), intervient dans la dissolution et l'exportation des matières dissoutes.

Le potentiel de karstification (Mangin, 1975, 2000 ; Delannoy, 1997, 2003) repose sur les rapports que ces trois paramètres entretiennent. En effet, si l'un d'eux est absent ou est disproportionné par rapport aux autres, la karstification reste expectante (Delannoy, 1997, 1998) ; elle ne débutera ou se développera que lorsque ces trois paramètres se réuniront favorablement. C'est donc la conjugaison des trois qui amorce et permet le processus de karstification (figure 1.1.).

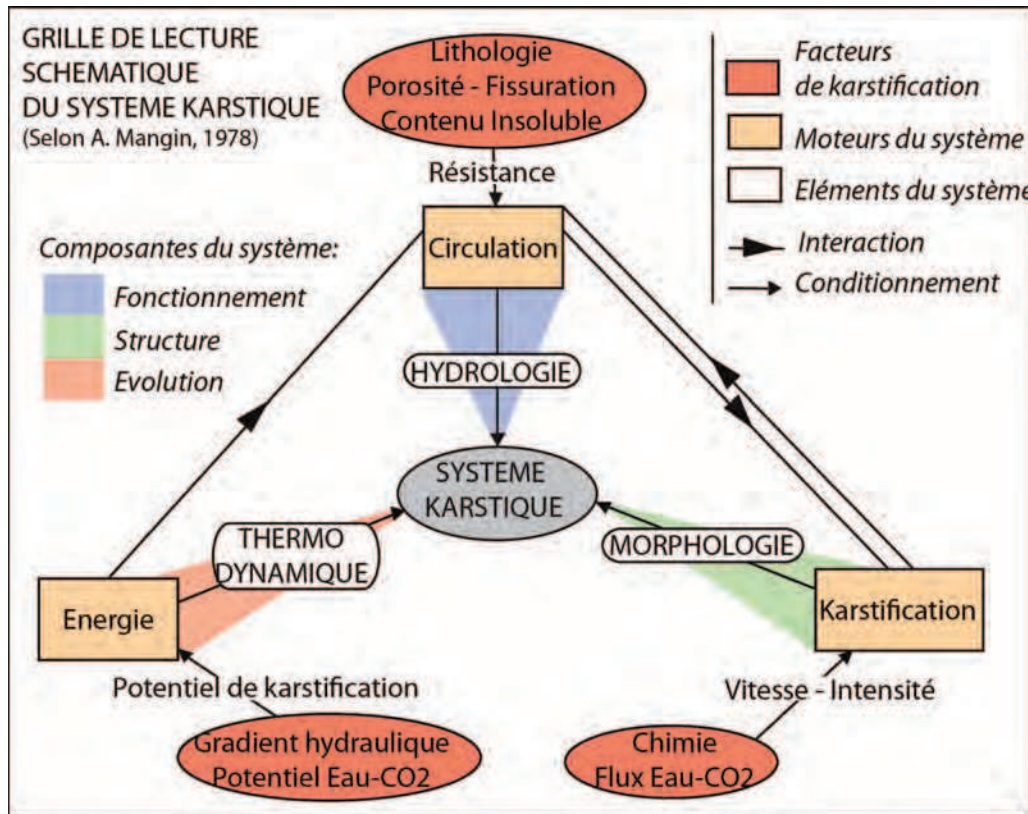


Figure 1.1

Schéma des paramètres et des facteurs interagissant dans le processus de karstification et de l'évolution du système karstique (in, Nehme, 2013, modifié d'après Mangin A., 1975).

1.1.2. Les apports de l'approche systémique pour comprendre la karstification

Reconstituer la genèse des formes karstiques telles qu'on les observe aujourd'hui passe par la compréhension, tant dans le temps que dans l'espace, des interactions entre les facteurs de la karstification dans la « fabrique » des modèles. Ces facteurs ont varié en fonction de l'échelle, de la position de l'objet étudié au sein du massif karstique mais aussi dans le temps (Mangin, 1975 ; Quinif, 1981, Delannoy, 1997 ; Jaillot, 2000). Il est fondamental de considérer le rôle de chacun de ces facteurs sous peine d'aboutir à une compréhension biaisée voire erronée de la karstification. En réponse à cette complexité, Mangin (1975) puis Bakalowicz (1979) appliquèrent les concepts de l'approche systémique à l'étude de la karstification. Cette démarche a pour intérêt de s'interroger sur les effets respectifs et conjugués (rétroactions) de chacun des facteurs de la karstification dans la création des vides qui caractérisent le karst. (Mangin, 1982 ; Delannoy 1997 ; Quinif, 1998). L'approche systémique permet ainsi de considérer le karst comme un ensemble d'éléments dont l'organisation découle de l'interaction d'un ensemble de facteurs. Cette approche a été différemment intégrée dans les études hydrogéologiques ou géomorphologiques depuis plusieurs années avec parfois quelques dissensions disciplinaires. Toutefois, plusieurs travaux (Delannoy, 1984, 1997 ; Martin, 1991 ; Gamez, 1992 ; Jeannin, 1996 ; Jaillot, 2000) démontrent bien la complémentarité des approches structurelles (Kiraly, 1978 ; Vaudour, 1986 ; Maire, 1990, 1994) et fonctionnelles (Mangin, 1975, Bakalowicz, 1989) pour étudier la structure et le fonctionne-

ment karstique mais aussi pour retracer son évolution au cours de son histoire. L'intérêt de ce consensus est d'associer un fonctionnement hydrologique avec une géométrie et donc à la morphologie du karst (Mangin, 1975 ; Jeannin, 1996 ; Bailly, 2009) ou inversement, d'associer une géométrie à un fonctionnement karstique (Quinif, 1983 ; Delannoy, 1984, 1997 ; Bruxelles, 1997 ; Audra, 1994, 2009 ; Hobléa 1999 ; Jaillet, 2000 ; Perrette, 2000 ; Mocochain, 2006 a,b).

La plupart de ces auteurs soulignent bien l'importance de considérer la variabilité dans le temps des facteurs qui influencent la structuration du système karstique (Quinif, 1983 ; Delannoy, 199 ; Perrette, 2000 ; Jaillet, 2000). Ainsi, les variations du climat, en favorisant ou non le développement bio-pédologique, influent sur le potentiel d'énergie chimique et sur la rapidité de structuration du karst.

A une autre échelle temporelle, l'énergie gravitaire est conditionnée par l'activité tectonique (surrection du massif) et/ou par l'abaissement du niveau de base régional (vallée) ou mondial (eustatisme).

L'étude et la compréhension de la genèse et de l'évolution karstogénique nécessite de prendre en compte l'ensemble de ces paramètres.. L'approche systémique a pour intérêt de permettre la mobilisation de ces différents éléments au sein d'un même cadre conceptuel. Cette approche a de plus pour intérêt de travailler sur les différentes interactions existantes entre les processus et les paramètres d'un système afin d'en connaître le fonctionnement dans un contexte donné à un instant donné. L'adoption du concept du système karstique (Quinif, 1992 ; Delannoy, 1997 ; Jaillet 2000) a permis de nombreuses avancées dans les recherches géomorphologiques portant sur le karst. Un des apports essentiels de cette approche est notamment de favoriser une approche à différentes échelles spatiales et temporelles. L'intégration de ces différentes dimensions dans l'analyse des morphologies exo- et endokarstiques, permet de relier entre elles les informations morphogénique qu'elle porte en intégrant les possibles effets de sites.

1.2. LES VERROUS DES RECHERCHES ACTUELLES EN GÉOMORPHOLOGIE DU KARST

Les recherches actuelles en géomorphologie karstique ont essentiellement pour vocation de mieux comprendre la structure, le fonctionnement et l'évolution du karst en tant que vecteurs d'informations géomorphologique et/ou paléogéographique, en particulier pour les études régionales.

1.2.1. Géomorphologie et karstogénèse

Au cours de l'histoire des sciences karstogéniques et géomorphologiques, les recherches karstogéniques ont toujours eu deux objectifs principaux. Le premier est de comprendre quels ont été les facteurs prédominants l'établissement de la géométrie

des réseaux karstiques c'est-à-dire de saisir quels ont été les facteurs structurant le processus de karstification. Le second, dans le prolongement du premier, est de construire des scénarios d'évolution paléogéographiques de la région étudiée à partir de données karstiques.

1.2.1.1. Les connaissances actuelles en géomorphologie karstique

Les premières hypothèses, parfois contradictoires, concernant les facteurs structurant les réseaux karstiques (niveau de base) et la morphogenèse des formes élémentaires du karst ont été rapidement formulées (Swinnerton, 1932 ; Bretz, 1942) sans toutefois pouvoir trancher en faveur des différents concepts alors existants. C'est à la suite de nombreuses observations de terrains que plusieurs auteurs (Renault, 1967, 1968 ; Ewers, 1966, 1982 ; Ford, 1971, 1978) ont par la suite étayé les hypothèses existantes ce qui leur a permis d'élaborer des modèles théoriques d'évolution (four state model – Ford, 1978 et de structuration – Mangin, 1975). D'autres approches ont été développées pour appréhender les modèles de karstification en exploitant les données topographiques des réseaux soit comme support cartographique à l'analyse géomorphologique (Delannoy, 1981, 1997 ; Lhénaff, 1986) , soit comme support de réflexion sur les facteurs sur la structuration des drains karstiques et leur évolution dans le temps (Palmer 1975, 1981 ; Delannoy, 1981) et notamment en croisant les données topographiques aux cartes géologiques. Depuis, l'utilisation des données topographiques comme support cartographique s'est systématisé et toutes les recherches géomorphologiques utilisent cet outil depuis le début des années 1980.

Cette démarche d'ordre spatial a souligné l'intérêt des représentations cartographiques de la géométrie du karst et notamment de l'organisation des drains karstiques (direction, étagement des galeries) en tant que supports d'analyse et vecteurs d'informations pour les reconstitutions morphogéniques (Delannoy, 1981, 1997 ; Lhénaff, 1986 ; Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Hobléa, 2001 ; Camus, 2003 ; Mocochain, 2009). L'utilisation des données topographiques comme support d'analyse aux éléments observés sur le terrain et la mise en œuvre d'une méthodologie d'analyse appropriée (cartographie géomorphologique ; Delannoy, 1981, 1997, 2004) a contribué à l'acquisition de nouvelles connaissances dans la genèse et l'évolution des morphologies karstiques en tant que vecteurs d'information karstogénique et au delà paléogéographique.. Le karst abordé comme un système morphologique, a permis de mettre en avant trois notions fondamentales (Quinif, 1981 ; Delannoy, 1997) et de comprendre :

- la forte dépendance du milieu karstique envers les forçages environnementaux ;
- la structure des vides karstiques (modèles superficiels et formes endokarstiques) qui se subdivise en trois sous systèmes (épikarst, zone vadose, zone noyée – Perrette, 2000). Leur développement est fonction des contraintes aux limites du système et des données litho-structurales (ce dernier intervenant plus fortement dans le premier compartiment : épikarst) ;
- la capacité du système karstique à se restructurer en fonction du changement des conditions aux limites tout en gardant une certaine permanence dans

l'agencement des formes (Delannoy, 1997). Cette capacité et cette permanence des formes (paléostructure karstique) mettent en avant les notions de seuil et de mémoires paléogéographiques.

La condition majeure de la structuration des vides karstiques est la position du niveau de base et celui-ci est dépendant du contexte lithologique ou/ou géomorphologique. Inféodé à la migration du niveau de base, la géométrie du karst (étagements, direction) est directement contrôlée par des événements, selon les massifs, eustatiques, tectoniques et/ou géomorphologiques. L'étude des conduits karstiques et plus particulièrement des paléodrains permet d'extraire de nombreuses informations notamment d'ordre karstogénique, morphogénique et paléogéographique. Par l'analyse fine de la structuration des paléodrains endokarstiques et de leur remplissage, il a été possible de mesurer l'influence (i) de la crise messinienne et de la transgression sur les karsts méditerranéens (Delannoy, 1997 ; Camus, 2003 ; Mocochain, 2006 ; Audra, 2004), (ii) de la surrection alpine post-miocène, (iii) des glaciations quaternaires dans les massifs alpins (Delannoy, 1984 ; Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Jeannin, 1996 ; Delannoy, 1997 ; Hauselmann, 2000 ; Hobléa 2000) (iv) ainsi que les modalités de la surrection polyphasée dans le massif pyrénéen (Vanara, 1999, 2000), (v) des processus d'incision du réseau hydrographique et des grandes captures hydrologiques (Gamez, 1992 ; Jaillet, 2000 ; Losson 2003), ou encore (vi) de la dynamique du recul des couvertures non carbonatées (Jaillet, 2000 ; Bruxelles, 2001). Tous ces résultats ont découlé de l'étude du karst et montre que la cartographie des anciennes structures de drainage et des dépôts qui y sont contenus est féconde de données karstogéniques qui remises dans leur contexte géographique et géomorphologique, permettent de reconstituer des paléogéographies aujourd'hui plus visibles dans le relief. Une part importante de ce travail repose sur l'analyse de la géométrie des réseaux souterrains et leurs caractéristiques géomorphologiques (formes pariétales, de conduits et remplissages). L'ensemble de ces informations a été généralement porté dans des représentations cartographiques essentiellement en 2D (en plan et en coupe) (Delannoy, 1984, 1997 ; Losson, 2003 ; Perroux, 2005 ; Nehmé, 2013). L'étagement des réseaux et la géométrie « anastomosée » et labyrinthique de certains systèmes souterrains constituent une difficulté pour porter les informations karstogéniques sur un support cartographique 2D. Bien que des biais ont été trouvés pour contourner ces écueils (déplacement de la représentation cartographique de galerie située sous une autre, etc.), ceux ci constituent de réels freins à une bonne visualisation et compréhension des phénomènes souterrains.

Plus récemment, et cela grâce aux progrès réalisés dans le domaine de l'informatique, des analyses ont été réalisés à partir des données topographiques des réseaux spéléologiques retranscrites en trois dimensions. L'utilisation des topographies numériques a ainsi permis de nouvelles modalités de représentation mais également de perception de données morphogéniques et karstogéniques à l'origine de nouveaux modèles spéléogéniques. Deux types d'information ont ainsi pu être mises en avant :

- **la géométrie des drains karstiques et de la structuration générale endokarstique.** Des travaux de recherche, s'appuyant sur des traitements géosta-

tistiques, ont mis ainsi en évidence la relation existante entre la géométrie des drains du karst et le contexte géologique (Palmer *et al.*, 2000, 2004, 2007 ; Filipponi, 2006). Tout en prenant en compte le rôle évident du niveau de base, ces travaux ont permis de relever l'incidence de certains niveaux lithologiques et accidents structuraux dans la prédisposition d'un massif calcaire à se karstifier et d'identifier des niveaux d'inception (Ewers, 1966, 1982 ; Lowe, 1992, 2000 ; Filipponi 2009). Ainsi, si un drain horizontal représente bel et bien un niveau de stabilité, son positionnement altimétrique n'est pas forcément représentatif de la paléo altitude d'un ancien niveau de base et illustre plutôt la position de l'horizon d'inception le plus proche. L'exurgence karstique se fait alors par une structure de rattrapage (puits remontant/ conduit ascendant). Ces conclusions, s'appuie notamment sur l'analyse 3D des conduits karstiques et de la structure géologique environnante (Filipponi 2006, 2009). ;

- **L'identification de l'étagement des drains du karst et de leur paléo fonctionnement.** Les recherches géomorphologiques des vingt dernières années montrent en effet (Jeannin, 1996 ; Delannoy, 1997 ; Hauselmann, 2000 ; Palmer, 2004 ; Audra *et al.*, 2011) qu'au sein d'un même étage karstique, il est possible d'identifier, plusieurs événements spéléogéniques caractérisant un fonctionnement particulier. Une seule position du niveau de base peut donc se composer de plusieurs niveaux sub-horizontaux dont un seul se réfère à l'altitude vraie du niveau de base. Les autres unités marquent par exemple des niveaux de mise en charge temporaire. Il est ainsi possible qu'un étage karstique se matérialise en réalité sur plusieurs dizaines de mètres (Audra *et al.*, 2011)

Ainsi, l'utilisation des paléo-drains comme élément principal de réflexion et l'analyse de leur structure à l'aide de nouveaux supports de représentations en trois dimensions est féconde en nouvelles connaissances. Ces supports d'analyse ont été dans un premier temps la topographie numérique (Jeannin, 1996, Palmer *et al.*, 1989, 2000) puis la topographie 3D couplée à des modèles géologiques (Jeannin, 2000 ; Filipponi, 2006, 2009). De plus, ces supports d'analyse basés sur des données numériques 3D ont permis d'introduire l'analyse quantitative des relations entre les paléostructures de drainage (géométrie des drains) et le dispositif litho-structural. La représentation en trois dimensions des réseaux karstiques dans leur contexte topographique et géologique apporte des données supplémentaires pour appréhender la karstification en lien avec les différents moteurs qui la régissent.

Parallèlement, des travaux de recherche dans le domaine de la géologie portent sur la modélisation numériques de la karstogenèse sont en cours d'élaboration dans le but de simuler la genèse et l'évolution du karst afin de prédire leur positionnement dans un espace donné (Jaquet *et al.*, 2004 ; Borghi *et al.*, 2012 ; Collon-Drouaillet *et al.*, 2012). Ces travaux, très prometteurs, comportent encore de nombreux écueils principalement et le principal verrou à ces travaux est le manque de connaissance à l'échelle du système karstique. En effet, la construction de tels modèles se fait sur la base des interactions

connues entre les différents facteurs intervenant dans le processus de karstification et bien qu'elles soient théoriquement connues, on relève un manque cruel de données «chiffrées» (Filipponi,2009).

1.2.1.2. Les limites d'observation : le verrou principal à la connaissance de la karstogenèse

Le présent travail de recherche en géomorphologie s'inscrit dans la continuité des recherches dont le but est de décrire, d'analyser et de comprendre de façon la plus exhaustive possible, comment s'est mise en place la structure des réseaux souterrains au sein d'un massif karstique.

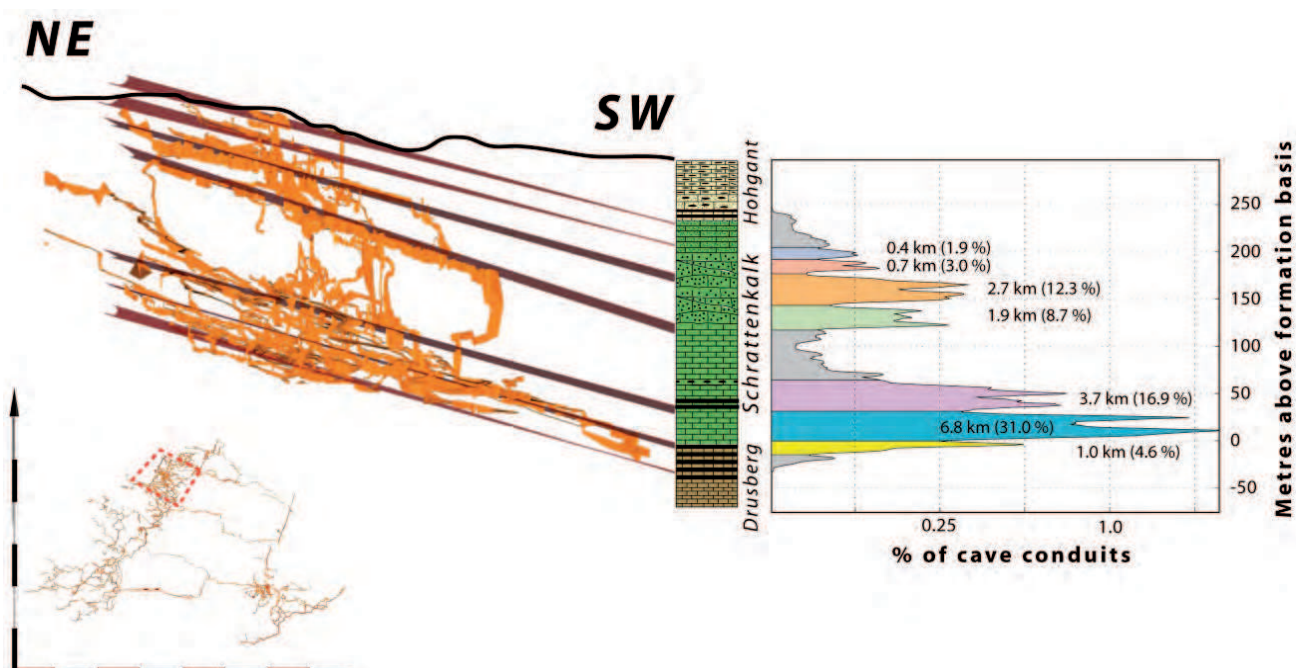
Notre travail de géomorphologie s'inscrit dans une démarche naturaliste tout en s'appuyant sur les outils et modes de représentation en trois dimensions et ce afin d'étudier des structures karstiques dans le cadre d'une analyse systémique, c'est à dire en lien avec les données qui environnent les massifs étudiés. En améliorant nos capacités d'observation et d'analyse via la 3D, nos objectifs sont de développer nos capacités :

- d'observer les structures karstiques dans leur ensemble. Au même titre que la cartographie en plan et en coupe, cette étape permet d'optimiser l'identification des structures et paléostrutures karstiques.
- de saisir la part de chaque paramètre dans le processus de karstification à partir dans contexte géologique, topographique et géomorphologique pour l'ensemble des structures ou des paléo structure karstiques.

L'objectif d'une telle approche est donc d'apporter des éléments de réponses supplémentaires aux questionnements sur la genèse et l'évolution d'un karst. Le verrou principal à cette démarche est avant tout d'ordre technique et méthodologique. En effet, il n'existe pas d'outil informatique spécifiquement dédié à cet exercice bien qu'il soit possible d'en adapter un certain nombre pour répondre aux problématiques géomor-

Figure 1.2

Exemple de l'intérêt des modèles 3D dans la compréhension de la karstification. La figure illustre le rôle de cet outil dans l'identification de l'influence du contexte géologique dans l'établissement de la géométrie des structures karstiques à l'échelle du système. (exemple du Siebenhengste Cave System, in Filipponi, 2009)



phologiques et karstologiques Le protocole d'adaptation de tels outils et l'intégration des structures karstiques et des facteurs impliqués dans la karstogenèse et dans la fabrication de morphologies spécifiques sera développé dans le chapitre 2 de ce mémoire (Figure 1.2.)

Actuellement, les principaux verrous à la production de nouvelles connaissances ne se situent pas dans le cadre théorique de la karstification mais bel et bien au niveau d'outils permettant une approche globale tant géométrique que morphogénique des systèmes étudiés. Quelques travaux de recherche ont commencé à explorer les possibilités offertes par la représentation en trois dimensions des réseaux karstiques et les analyses quantitatives qu'elles permettent. Les réponses de plus en plus précises aux questions sur l'origine de la géométrie des structures et paléostrucures karstiques peuvent alors apporter des éléments de réflexion supplémentaires sur le fonctionnement actuel et ancien des drains et des paléodraines à l'échelle du système karstique.

A cette échelle, l'utilisation d'outils rendant pleinement compte de son développement en trois dimensions permettrait d'augmenter la capacité d'observation et ainsi d'affiner les connaissances actuelles. Ce constat est également valable aux autres échelles du système karstique : celle des conduits et des formes élémentaires pariétales ou sédimentaires. En effet, dans le karst, la capacité d'observation du spéléologue et du scientifique dépend directement de sa capacité à voir, accéder, mesurer et instrumenter des objets.

1.2.2. Etude de la spéléogénèse : les connaissances des conduits et des formes élémentaires du karst

L'étude des conduits et des formes élémentaires du karst constitue une étape primordiale pour déterminer leur origine et les différentes étapes morphogéniques à l'origine de leur facture actuelle. On peut différencier deux approches complémentaires dans l'étude de la spéléogénèse. La première est l'approche morphologique ; elle consiste à comprendre l'origine des formes endokarstiques en fonction du contexte de creusement (régime noyé, vadose, épiphréatique). La seconde approche, géomorphologique, consiste à s'intéresser plutôt à la répartition et l'emboîtement spatial des formes et de dépôts endokarstiques dans le but de déterminer la chronologie de leur mise en place.

L'exécution de ces deux approches repose avant tout sur une observation attentive du milieu souterrain.

1.2.2.1. L'état des recherches actuelles

Les premières hypothèses posées sur l'origine des formes endokarstiques sont décrites dès 1942 (Bretz, 1942 ; Renault, 1967, 1968) et ont été progressivement affinées au fil des très nombreux travaux sur le karst ; une nomenclature a été élaborée afin de rendre compte de leur origine morphogénétique (Klimchouk *et al.* 2000 ; Palmer, 2007). En complément des recherches de terrain, des expériences, peu nombreuses dans les faits, ont été menées en laboratoire afin de vérifier expérimentalement les hypothèses des

premiers observateurs voire en proposer de nouvelles (Curl, 1974 ; Slabe, 1995). A titre d'exemple, Curl (1976, 1974) a trouvé et vérifié la relation entre le dimensionnement de certaines morphologies (coup de gouge et vague d'érosion) et la vitesse des flux hydrologiques. Cette relation a été depuis affinée avec la prise en compte d'autres paramètres comme la géométrie de la galerie (Lagmani, 1986, Lismonde et al, 1987).

Des travaux expérimentaux ont été menés en laboratoire dans le but de reproduire des morphologies souterraines. Ces recherches morphogéniques ont permis d'apporter des éléments de connaissances supplémentaires aux hypothèses existantes sur la genèse et la géométrie de certaines formes du karst (Slabe, 1995) et ont permis ainsi de mieux cerner les conditions propices à leurs formations. Les difficultés liées la reproduction des conditions initiales à la karstification en laboratoire ont permis des avancées surtout pour les formes de la zone vadose voire épinoyée du karst (Slabe, 1995). Des essais de modélisation numérique ont aussi été menés. Bien que les premiers travaux aient plutôt porté sur la structure des réseaux karstiques à l'échelle du massif (Dreybroadt, 1988), des essais de morphogenèse ont été tentés par le même auteur sans résultats probants.

L'étude géomorphologique de l'endokarst, sur la base des connaissances de la morphogenèse et de la répartition spatiale des formes et des dépôts de l'endokarst permet de reconstituer l'histoire d'une galerie. L'observation attentive des formes élémentaires du karst permet de comprendre quels sont les emboitements des formes les plus significatives et la chronologie de leur mise en place. La réalisation de cet exercice a été fortement facilitée par l'élaboration d'outils cartographique spécifique : la carte géomorphologique. L'efficacité de cet outil repose principalement sur les composantes suivantes :

- la réalisation de l'inventaire des formes et dépôts souterrains. Cet inventaire « oblige » l'observateur à s'interroger sur les processus de leur mise en place, leur présence (ou absence) dans tel ou tel secteur de la galerie et du réseau ;
- la spatialisation de l'information. En effet, le report cartographique des objets de l'endokarst permet d'identifier des logiques spatiales (Delannoy, 2004, 2007).

Initié précocement et développée en 1981 (Delannoy, 1981), ce support de réflexion est un outil désormais « classique » dans les travaux de recherches géomorphologiques de l'endokarst.

L'étude de la spéléogenèse des drains et des formes élémentaires du karst tient donc à deux approches complémentaires et intimement liées, la morphogenèse et la géomorphologie. En pratique, la réussite de ces approches repose avant tout sur la capacité d'observation du milieu karstique. Quand les conditions d'observations sont bonnes, il est possible de tirer un très grand nombre connaissances que ce soit pour l'approche morphologique (Curl, 1974 ; Palmer, 2007, Bird *et al.*, 2003) ou géomorphologique (Delannoy, 1997, 2004 ; Hauselmann, 2000 ; Jaillet, 2000 ; Camus, 2003 ; Nehmé, 2013).

1.2.2.2. Les verrous à l'étude de la spéléogenèse

Compte tenu des caractéristiques du milieu, les conditions d'observation des diffé-

rents supports de raisonnement géomorphologiques sont rarement optimales. En effet, l'accessibilité aux objets endokarstiques est presque toujours difficile, compte tenu de l'obscurité, des reliefs accidentés et du caractère tridimensionnel de l'objet, et parfois aussi des contraintes liées par exemple au pourcentage de CO₂ dans les cavités. Ce constat peut limiter les études morphologiques et géomorphologiques pour diverses raisons :

- difficulté voire impossibilité d'accéder aux secteurs d'intérêt pour réaliser des mesures topographiques. C'est le plus souvent le cas des formes situées en haut de paroi ou en plafond. En cas de volume souterrain important, le manque d'éclairage rend difficile la simple observation des morphologies et l'acquisition de données topographiques et cartographiques ;
- difficulté de cartographier des objets situés au plafond ou en paroi de la cavité. Jusqu'à présent, même avec l'utilisation judicieuse de plans et de coupes, il est possible de considérer que seuls 50 % des informations contenues dans l'endokarst peuvent être cartographiées sur une section donnée d'une galerie laissant ainsi de côté de nombreuses informations non exploitées. Ce « défaut » dans l'étude géomorphologique est de plus en plus problématique à l'heure où le concept du creusement des cavités «per ascencum» est au cœur de nombreuses problématiques dans le domaine de la géomorphologie karstique. En effet, dans ce cadre théorique, le processus de creusement des cavités se concentre pour l'essentiel sur la voûte et les parois, soit dans les secteurs les plus difficiles d'accès que les méthodologies d'investigation classiques ne peuvent pas couvrir.

Les verrous principaux à la production de connaissances sur la spéléogénèse sont tant d'ordre méthodologique que technique. Pour aller au delà de ces contraintes d'observation de l'endokarst et de traitement des données morphologiques, il est nécessaire de poser les bases de nouvelles solutions et stratégies méthodologiques. L'utilisation des outils de numérisation 3D permet de contourner une part de ces difficultés notamment via l'usage des laserscanner autrement appelé LiDAR terrestre (Light Detection And Ranging). En effet, cet outil de mesure répond à plusieurs limites soulevées d'observation sur le terrain. La numérisation s'effectue par balayage laser et fonctionne quelque soit la luminosité ambiante, même quand l'obscurité est totale. De plus, la numérisation s'effectue par l'acquisition de plusieurs milliers voir millions de points topographiques avec pour chacun des coordonnées cartésiennes (Grussenmeyer, 2011 a et b). En fonction de la densité des nuages de points obtenus, il est alors possible de distinguer très clairement n'importe quelle formes du relief et d'effectuer de relevés morphométriques (Bird *et al.*, 2009 ; Jaillet *et al.*, 2011, 2012 ; Sadier *et al.*, 2012). Enfin, en rendant compte de la topographie en trois dimensions d'un objet, il devrait être désormais possible, en utilisant le support de restitution cartographique adéquat, de mieux exploiter le potentiel de l'analyse spatiale des objets endokarstiques situés à la voute des cavités.

Les recherches sur la morphogénèse karstique ont pour objectif de comprendre quels sont les facteurs responsables de la diversité des formes de corrosion présente

dans le karst. Pour dépasser les verrous méthodologiques actuels dans le domaine de la géomorphologie en milieu karstique, il semble ainsi opportun d'utiliser les nouveaux outils d'acquisition et de traitement qui permettent de mesurer et de représenter en trois dimensions des objets du karst avec une grande finesse puisque la densité des nuages de points acquis avec ces outils de numérisation 3D peuvent atteindre une maille quasiment infra millimétrique. Cette finesse permet d'observer certains objets de l'endokarst jusqu'ici « invisibles » ou peu « pris en compte » et d'ouvrir de nouvelles perspectives de recherche sur les informations inscrites dans les morphologies et dépôts souterrains.

1.3. LA GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE

APPLIQUÉE AUX QUESTIONNEMENTS ARCHÉOLOGIQUES : L'OUTIL 3D COMME UN ÉLÉMENT FÉDÉRATEUR ET PLURIDISCIPLINAIRE

Une des particularités du milieu endokarstique est d'être relativement bien préservé de l'érosion superficielle. Cette protection assure une certaine pérennité dans le temps des formes d'érosion et formations sédimentaires. Il en est de même pour les traces, témoins et occupations laissés par les Hommes de la Préhistoire et du passé plus récent ; la protection offerte par le milieu souterrain et/ou sous abri permet une bonne conservation et lisibilité des témoins archéologiques. Cette dimension a d'autant plus d'acuité envers les représentations pariétales si on se réfère à leur bon état de conservation au moment de leur découverte. Les grottes de Lascaux, de Cosquer et de Chauvet en France, D'Altamira en Espagne, les sites de Las Geel (Somaliland, Afrique), d'Ukhahlamba (Parc du Drakensberg, Afrique du Sud) ou encore les sites sacrés aborigènes en Australie sont quelques exemples des témoignages laissés par les hommes dans les grottes.

1.3.1. La place de la géomorphologie dans les études archéologiques

L'étude des objets archéologiques en contexte karstique recouvre de nombreuses problématiques que nous ne pouvons ici toutes lister. Une des plus fédératrices est la connaissance des sociétés passées, de leur relation à l'environnement, à l'art, au sacré et aux autres via les supports de transmission ; répondre à cette exigence, nécessite de mobiliser plusieurs disciplines des sciences humaines, de la l'ethno-sociologie à l'histoire de l'art en passant par de nombreux champs disciplinaires tant de l'archéologie, des sciences de la terre et du vivant que de la cognition. De nombreux travaux et synthèses soulignent cette volonté de tendre au mieux à la compréhension des sociétés et cultures passées, de leurs adaptations aux modifications de leur environnement qu'il soit naturel ou culturel (Leroi Gourhan, 1965 ; Lorblanchet, 1995 ; Mithen, 199 ; Clottes *et al.*, 1996 ; Henshilwood, *et al.*, 2002 ; Geneste, 2005 ; Conar, 2009). Répondre à cette

volonté nécessite l'acquisition de données notamment de terrains tant d'ordre archéologique, que physique, et naturel. L'acquisition de telles informations implique dès lors de mobiliser les outils de différents champs disciplinaires. C'est pourquoi l'approche interdisciplinaire a été adoptée progressivement dans un très grand nombre d'équipe de recherche (Clottes, 2001) pour répondre au mieux à la chaîne des savoirs nécessaires à la construction des raisonnements archéologiques. Dans ce cadre, le renfort de méthodes et d'outils empruntés à la géomorphologie, la sédimentologie, et la géochimie a permis d'apporter des éléments supplémentaires à l'interprétation des vestiges archéologiques en tant vecteurs d'informations sur les fréquentations humaines dans les grottes.. C'est dans ce cadre que les recherches archéologiques et pariétales développées dans la grotte Chauvet font, entre autres, appel à la géomorphologie karstique et ce pour répondre aux objectifs suivants :

- reconstituer la morphologie et la physionomie du site avant, pendant et après les et/ou de fréquentation humaines et animales afin de mieux en cerner le contexte physique ;
- apporter un cadre chronologique absolu de l'évolution du site en lien avec les données chronologiques issues des témoins archéologiques et/ou paléontologiques. C'est la solidité de ce cadre chronologique qui permet d'être utilisé dans les interprétations archéologiques.

1.3.2. Les apports de la géomorphologie pour répondre aux questionnements archéologiques

Les reconstitutions géomorphologiques et les connaissances paléogéographique permettent d'apporter un ensemble d'éléments pertinent dans la compréhension de l'organisation spatiale et de son évolution dans le temps et ainsi de saisir les relations entre le contexte géographique et les fréquentations humaines.

L'étude géomorphologique d'un site permet tout d'abord d'identifier l'emboîtement des vestiges archéologiques dans le paysage « souterrain » apportant ainsi des éléments complémentaires à l'appréhension physique du site, à son évolution et à une chronologie relative des événements qui ont marqué la facture du relief. L'intégration des concepts fondamentaux de la morphogenèse karstique permet de saisir la cohérence globale des vestiges archéologiques dans le karst, et d'identifier leurs possibles remaniements (soutirage, mise en charge) ou altération (taphonomie) (Delannoy *et al.* 2001, 2004). In fine, le diagnostic géomorphologique contribue à dresser un cadre chronologique afin de saisir l'ancienneté des objets naturels et archéologiques les uns par rapport aux autres mais aussi par rapport aux formes et formations endokarstiques. Les connaissances acquises sur l'environnement karstique permettent ainsi de contextualiser toutes les observations et d'expliquer le positionnement de chaque vestige archéologique.

Dans le domaine de l'archéologie en milieu karstique, la géomorphologie permet d'apporter des informations sur l'accessibilité du site et sur sa configuration géométrique et morphologique durant les périodes de fréquentation. Dans le domaine karstique, cette problématique d'accessibilité est accentuée du fait de la forte évolution des

entrées de grotte (Miskosky, 1997). Il est possible de citer les exemples de la grotte de Lascaux, (Leroi Ghouran, 1965), de la grotte Cosquer (Clottes, 1992), de la grotte d'Aldène (Ambert *et al.*, 2005) ou encore de la grotte Chauvet (Delannoy *et al.*, 2004) pour montrer que le contexte actuel de l'entrée de ces cavités est très différent de ce que devait être celui des Hommes de la Préhistoire.

Un autre apport de la géomorphologie est d'identifier des secteurs dans la cavité qui ont été aménagés, modifiés par l'homme à différentes fins qui restent encore à préciser (Delannoy *et al.* 2012). En effet, de nombreux questionnements portent sur l'exploration, l'occupation et l'aménagement du milieu souterrain par les hommes de la Préhistoire (Rouzaud, 1997 ; Le Guillou, 2005 ; Geneste, 2005 ; Pastoors *et al.* 2011). Et d'apprécier quand c'est possible l'influence du milieu naturel sur les activités humaines et demande ainsi de reconstituer la physionomie des lieux durant les occupations humaines. Cette reconstruction « physionomique » revient à restituer une géométrie fine d'un site permettrait tout d'abord de s'affranchir du principe d'actualisme (au sens géomorphologique), qui peut parasiter la réflexion en archéologie. Dans un deuxième temps, la reconstitution géométrique permettrait de modéliser et de cartographier la perception, sur des critères physiques, de cet environnement par les hommes qui les ont traversés (Pastoors *et al.* 2011).

Enfin un apport des études géomorphologiques concerne la construction d'une chronologie absolue en validant ou non le scénario d'évolution et en faisant appel aux différents outils de datations radiométriques des géosciences. Dès lors que cette étape est terminée, il devient un cadre de référence pour caler des vestiges archéologiques découverts en grotte. Ces vestiges peuvent être des objets pariétaux (fresques, peintures, gravures etc.), des foyers de combustions, des artefacts archéologiques (pierre taillée, os gravé, céramique, etc) , des aménagements anthropiques. Cette étape est fondamentale dans la construction du raisonnement archéologique (Chippindale *et al.* 1998 ; Clottes, 1999 ; Moro Abadia *et al.* 2007). C'est la solidité de ce cadre qui permet ensuite de considérer un site comme un repère chronologique régional et pouvant être comparé ensuite à d'autres sites archéologiques majeurs. Sa construction s'appuie sur la base de démarches géomorphologiques sédimentologiques et géo-chronométrique (géochimie isotopique). L'approche géomorphologique joue le rôle de pivot dans l'établissement de ce cadre chronologique en fournissant une lecture dynamique de l'emboîtement des vestiges archéologiques dans les formations endokarstiques (Delannoy *et al.*, 2001 ; 2004, Bruxelles *et al.*, 2010). Ce sont ces emboîtements qui sont particulièrement porteurs d'informations sur le contexte chronologique et géographique à l'échelle locale (Delannoy *et al.*, 2001 ; 2004, Genty 1997) ou régionale (Bruxelles *et al.* 2008, 2011).

L'apport de la démarche géomorphologique appliquée aux sites archéologiques est possible en utilisant et en adaptant les outils issus de l'étude de la morphogenèse karstique : la cartographie géomorphologique

1.3.3. Les outils d'investigations de la géomorphologie karstique appliqués aux sites archéologiques : de la cartographie 2D aux relevés 3D

En géomorphologie, le support privilégié pour observer et analyser des sites archéologiques demeure la cartographie géomorphologique. Dans ce cadre, cet outil pertinent de réflexion est adapté en construisant une légende tenant compte des questionnements et vestiges archéologiques (Delannoy *et al.*, 2004). Situé dans le milieu karstique, les mêmes verrous à l'observation sont donc présents et sont même accentués en raison des nombreux vestiges archéologiques. Ainsi, l'accessibilité et le temps de présence sur site, sont fortement réduits de même que la puissance de l'éclairage qu'il est possible d'utiliser afin de respecter l'intégrité des sites. Dans ce contexte, l'observation et le relevé de terrain deviennent délicats. Ce premier point est en partie résolu par l'utilisation des relevés topographiques 3D par balayage laser.

Mais c'est pour répondre aux questionnements sur la physionomie des paysages karstiques que l'outil de la cartographie en plan montre le plus ses limites. En effet, bien que cet outil (carte géomorphologique) permette de comprendre comment les paysages ont évolué (Delannoy, 2004, 2007, 2012), il ne permette de les restituer visuellement en 3D. C'est dans ce contexte que les outils de modélisation 3D et de la réalité virtuelle devraient apporter plusieurs éléments de réponse. En effet, l'intégration des données géomorphologiques dans les modèles 3D devrait permettre de reconstruire la physionomie des sites archéologiques. Cette piste, déjà largement utilisée dans d'autres domaines de l'archéologie antique, apportera ainsi un cadre topographique en trois dimensions du site durant les occupations humaines de la préhistoire. La reconstruction des étapes d'évolution du relief croisée à des supports de modélisation 3D devrait ainsi apporter de nouvelles connaissances dans le but de nourrir la réflexion archéologique.

CONCLUSIONS : LA CARTOGRAPHIE 3D : UN OUTIL NÉCESSAIRE À L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE DU KARST

L'étude des systèmes karstiques et de la morphogenèse karstique repose sur un cadre conceptuel (approche systémique) ; plusieurs outils pertinents existent pour observer et analyser les différentes formes et formations endokarstiques ainsi que leur relations tant spatiale que temporelle (emboîtement). Un des outils permettant de conduire des recherches géomorphologique du karst est la carte géomorphologique. Ses atouts principaux sont principalement de : - 1/ réfléchir sur les processus morphogénétiques responsables de l'agencement des formes et des dépôts et - 2/ révéler les emboîtements ce qui conduit à identifier les différentes phases de mise en place et d'évolution des reliefs souterrains. L'efficacité de cet outil est cependant confronté quelque soit l'échelle de

travail, a plusieurs difficultés qui sont toutes liées aux difficultés d'observation et d'accessibilité des sites investigués. Ces verrous à l'étude géomorphologique pourraient s'estomper en adoptant des outils de représentations en trois dimensions

A l'échelle des réseaux karstiques, l'utilisation des topographies numériques des réseaux spéléologiques donne la possibilité d'analyser les structures karstiques dans leur contexte géologique. Une telle représentation devrait permettre d'analyser la géométrie générale des réseaux et d'identifier l'empreinte des différents facteurs agissant sur la karstification d'un massif. L'utilisation de ces outils de représentations 3D permettent d'affiner les connaissances actuelles (Filipponi, 2009) sur la genèse des structures karstiques et sur leur évolution ainsi que sur la notion l'étagement (Audra *et al.*, 2011). Pour cela, nous proposons de confronter les données géométriques du karst, avec les données géo-structurales ainsi que les données géomorphologiques et paléo-géographiques au moyen de leur cartographie en 3D.

A l'échelle des drains et des formes élémentaires du karst, le verrou principal à l'acquisition de connaissances d'ordre morphogénique et géomorphologique, l'utilisation des outils de topographie 3D et en particulier des laserscanner permet d'acquérir de l'information sur la section entière d'une galerie exploitant ainsi pleinement les informations géomorphologiques. Cet outil autorise en outre une approche morphométrique de certaines formes du karst (Jaillet *et al.*, 2011).

Le troisième verrou se trouve dans l'absence d'outils permettant la reconstruction physiologique d'une section de galerie. Ce type de reconstruction devrait désormais être possible à l'aide des outils de modélisation et de réalité virtuelle. Cette démarche, appliquée à l'étude de site archéologique fournira des éléments de réflexion tangibles pour les interprétations archéologiques.

La mise en œuvre de l'utilisation d'outils 3D demande toutefois que certaines conditions préalables soient remplies que ce soit au niveau des problématiques posées et des données existantes. Tout d'abord, cette démarche doit répondre aux limites d'observation constatée lors de précédents travaux. Et de plus, il est nécessaire d'avoir accès à un certain nombre de données comme par exemple les topographies numériques des réseaux spéléologiques ou encore des données concernant la structure géologique du secteur à étudier. Ces outils d'observation et d'analyse basés sur la représentation en 3D du karst demandent donc un terrain d'étude sur lequel un ensemble de connaissances soit déjà effectif. Dans notre travail de recherche doctorale, nous proposons d'utiliser ces outils de représentation et d'analyse 3D dans un secteur riche en réseaux spéléologiques mais aussi très riche en grottes ornées et de témoignages préhistoriques : le bas Vivarais calcaire. L'utilisation de ces outils dans le domaine de la géomorphologie karstique est encore assez rare. Par conséquent, il n'y a pas encore de méthodologie directement adaptée à cet exercice. C'est pourquoi nous proposons dans le chapitre suivant, d'exposer une méthode reproductible de construction de modèles 3D des systèmes karstiques et des formes élémentaires du karst.

CHAPITRE 2

LA CONSTRUCTION DE MODÈLES 3D POUR L'ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE DU KARST

Les réponses à de nombreux questionnements spéléogéniques, karstogéniques et archéologiques peuvent être trouvées en analysant les géométries et les morphologies des (paléo) structures karstiques. Cette analyse mobilise généralement les outils de la topographie et cartographie (ici géomorphologique). Néanmoins, ces outils possèdent (cf. *supra*) des limites liées conditions d'observation sur le terrain, et à la prise en compte de l'organisation en trois dimensions des formes et des dépôts karstiques. Les progrès technologiques et notamment informatiques, permettent désormais de dépasser ces limites en offrant la possibilité de représenter et d'analyser les structures karstiques dans leurs trois dimensions. De telles représentations requièrent toutefois une méthodologie spécifique, tant dans l'acquisition des données sur le terrain que dans leurs traitements ultérieurs, qu'il soit cartographique et/ou statistique. L'objet de ce chapitre est de définir les outils, les méthodes et les protocoles qui ont été utilisés pour construire les modèles 3D sur lesquels reposent les recherches géomorphologiques présentées dans la suite de notre recherche doctorale.

En préambule, la notion de représentation 3D sera définie, et les différents outils utilisés pour construire des modèles 3D seront présentés en fonction de l'échelle investie et des questionnements géomorphologiques et morphogéniques. A l'image des systèmes d'informations géographiques (SIG), la construction des modèles 3D d'objets karstiques, requiert un protocole de mise en place spécifique dans lequel il doit être possible de qualifier la précision, la justesse et l'exactitude du travail effectué. Cette qualification permet d'entreprendre des analyses quantitatives fiables pour répondre aux questionnements posés. C'est pourquoi, pour chacune des échelles investies, l'ensemble des étapes de construction des modèles 3D sera détaillé, depuis l'acquisition des données sur le terrain jusqu'à leur restitution en trois dimensions sur support numérique.

2.1. DE LA DEUXIÈME À LA TROISIÈME DIMENSION :

DÉFINITION, MÉTHODES ET OUTILS DE LA REPRÉSENTATION TRIDIMENSIONNELLE

Dans un espace cartésien, tous les objets peuvent être caractérisés par une coordonnée tridimensionnelle x , y , z et leur représentation cartographique finale s'effectue généralement sous forme de plan (carte) qui constitue encore un mode de représentation commun offrant une lecture synthétique d'un grand nombre de données et ce quelle qu'en soit l'échelle. En fonction de la nature des objets étudiés, plusieurs types de supports cartographiques peuvent être utilisés.

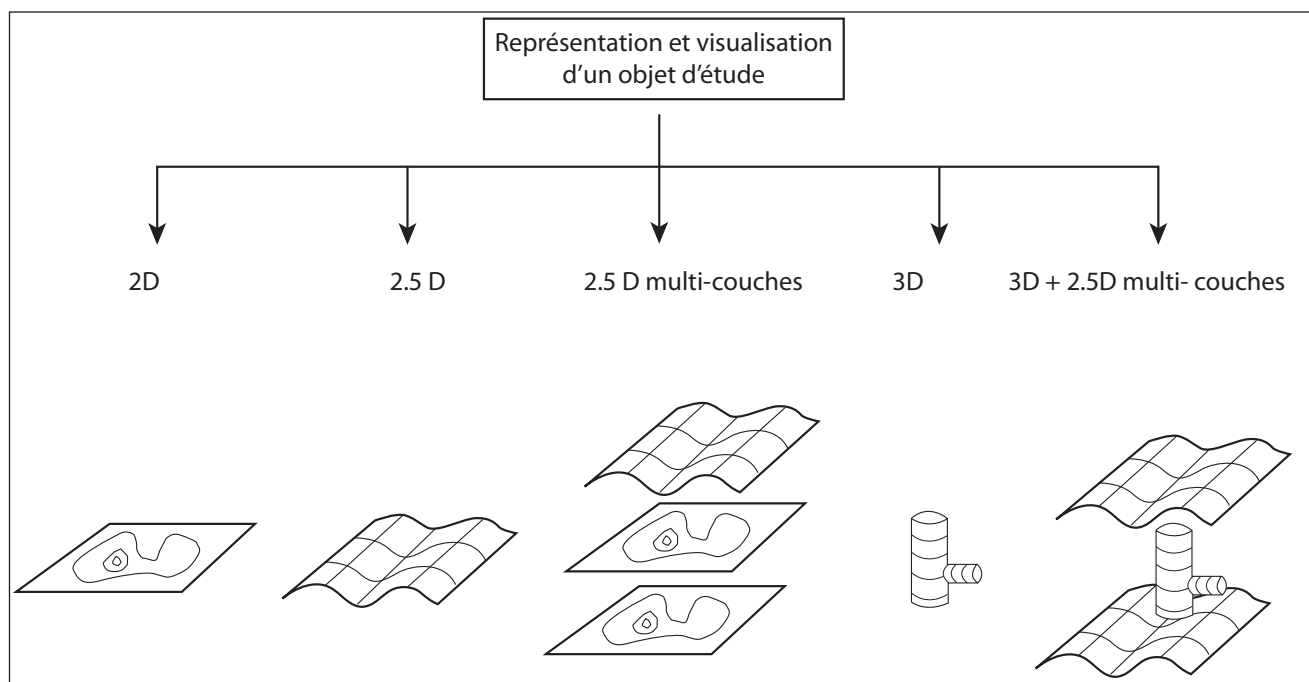
2.1.1. Les différents supports cartographiques et de visualisation.

Le support le plus couramment utilisé est la représentation en plan (2D) qui permet de représenter des objets ou des phénomènes (ponctuels, linéaires, surfaciques...) pré-

sents dans un espace donné. Ce support est très largement utilisé tant dans les champs des géosciences, des écosciences que des sciences humaines et sociales. Depuis plusieurs années, le recours à la cartographie assistée par ordinateur et aux logiciels dédiés, permet de restituer la topographie en relief par le biais de Modèles Numériques de Terrain (MNT). Ces derniers sont des fichiers numériques rasters diversement organisés selon les formats informatiques et l'organisation du stockage de la donnée. Ce ne sont pas des cartes ou des plans à proprement dit et seul le recours à une visualisation sous forme de courbes de niveau, d'ombrage, de grilles... permet d'en donner une image. Ce support de représentation permet, lorsque la maille est fine, une meilleure lecture du terrain. Leur utilisation est devenue de plus en plus classique en géomorphologie via l'utilisation des Systèmes d'Informations Géographiques (SIG). L'utilisation de ces MNTs permet de rendre compte du relief sans pour autant véritablement constituer une troisième dimension mais plutôt un stade intermédiaire entre la 2 et la 3D (2,5D). De plus, ces logiciels SIG permettent, lorsque cela s'avère nécessaire de représenter simultanément plusieurs couches d'information (cartographie multicouches) comme, par exemple, la surface topographique et le toit d'une surface géologique. On parle alors de « modèles 2,5D multicouches » (figure 2.1).

Ces systèmes ne permettent pas, ou mal, de représenter des objets dans leurs trois dimensions. En effet, en plan, il n'est possible que de représenter une seule valeur de z pour une paire de coordonnées x et y. L'organisation des données est structurée en fonction d'un plan de référence (la plupart du temps le plan xy horizontal) comme tout fichier raster. Or certains objets, ne peuvent être représentés ainsi sans tronquer une grande partie de l'objet et donc des informations qu'ils contiennent : les structures karstiques font partie de ces objets. Il est donc nécessaire de rechercher d'autres supports de représentation plus appropriés : les modeleurs 3D répondent en grande partie à cette exigence. Ces logiciels dédiés à la visualisation tridimensionnelle offrent la possibilité

Figure 2.1
Illustration des différents supports de représentation et de visualisation d'un objet d'étude.



d'analyser ces différents formats. Il s'agit fréquemment de logiciels de retro-ingénierie qui sont détournés pour nos usages en milieu naturel et ici en karst souterrain.

2.1.2. Comment visualiser le karst ?

L'endokarst est typiquement un objet géomorphologique qui ne peut être appréhendé et étudié qu'au travers de ses trois dimensions (3D). Prenons par exemple la structuration du drainage souterrain qui, bien qu'obéissant à une logique similaire aux réseaux hydrographiques (*i.e.*, hiérarchisation des écoulements, logique amont/aval), est entièrement organisée en 3D dans le volume du massif calcaire. Dès lors qu'on sait que cette géométrie endokarstique est en grande partie commandée par des paramètres géomorphologiques externes, on comprend leur intérêt dans les reconstitutions morphogéniques et paléogéographiques et il semble donc nécessaire de pouvoir le représenter dans toutes ses dimensions. Le recours aux plans, aux coupes développées et/ou projetées et aux sections a très vite été la solution retenue pour essayer de se représenter en 3D les (ré)organisations du karst souterrain (Bretz, 1942 ; Palmer, 1979). Cependant, une partie de l'information est déformée, perdue, voire difficilement perceptible ou intégrable. Cette complexité apparaît non seulement (i) à l'échelle de l'ensemble des drains (*i.e.*, étage des conduits les uns sur les autres,

Figure 2.2

Pierre Chevalier (à gauche) présente la maquette du réseau souterrain de la Dent de Crolles. Séance de travail dans la cour de la maison Delarue (Archives de l'Ecole Française de Spéléologie) St-Pierre-de-Chartreuse (Isère) - 1952.



multiplicité des connexions, variabilité des dimensions...) mais aussi (ii) à l'échelle des formes elles-mêmes (*i.e.*, morphologie pariétale) ou des dépôts.

Très tôt, le karst a fait l'objet de représentations graphiques et cartographiques et ceci dès qu'il a été véritablement étudié (Shaw, 1992 ; Gauchon, 1997). La topographie spéléologique devient ainsi dès le milieu du XIX^{ème} siècle une discipline, sinon un « art », qui accompagne tant le travail des explorateurs que des scientifiques (Martel, Fournier...). Dès cette époque, une certaine formalisation des relevés et des modes de représentation se met en place conduisant à la réalisation de plans et de coupes développées. Des sections de conduits accompagnent fréquemment ces documents et permettent d'apprécier localement la géométrie des drains. Très tôt, a existé la volonté de représenter les réseaux spéléologiques dans les trois dimensions comme en témoignent certaines tentatives de visualisation à l'aide de maquettes réalisées souvent en fil de cuivre (figure 2.2). Le premier à représenter le karst en 3D fut peut être Stanislas Meunier (1902). Avec de l'eau acide, il avait réalisé des avens dans des blocs de calcaire. Martel cite ce travail dans sa « Spéléologie au XX^o siècle ». Puis à son tour, cet auteur et spéléologue présenta des maquettes en relief, réalisées en plâtre 1 pour « l'Exposition des Grottes » organisée à la gare de Paris-Quai d'Orsay par la Compagnie des Chemins-de-Fer du Paris-Orléans-Midi.

En 1942, J. Harlen Bretz (Bretz, 1942) publie un volumineux article dans lequel il décrit un certain nombre de formes de l'endokarst. A plusieurs reprises, il a recours au bloc-diagramme ou au dessin en perspective pour représenter à l'échelle de drains ou de portions de conduits, l'organisation des différents objets et leur relation avec l'encaissant calcaire. Pierre Chevalier (1944 a) a réalisé une maquette, en fil de fer, à l'échelle du 1/1000 des 14 km de développement souterrain du réseau de la Dent de Crolles en Chartreuse, maquette qu'il présente à la Société de Géographie le 6 mai 1944 (ainsi qu'en 1952 au premier stage de formation de cadre de spéléologie à Perquelin. Cette maquette est le support de ses observations et constitue un élément important des idées qu'il développe alors quant à la spéléogenèse des conduits du karst (Chevalier, 1944 b). 50 ans après, c'est avec un esprit similaire que plusieurs groupes de spéléologie représentent via des maquettes de plus en plus sophistiquées les cavités complexes ; ex des maquettes du Trou qui Souffle (Isère 40 km de réseau) par le Groupe Darbons et Chieures (1990) et de la grotte de la Luire (Drôme- 44 km de développement) par le Groupe Spéléo Valentinois (Garnier, 2008).

Au-delà de ces maquettes assez rares, les solutions de représentation en plan et en coupes restent classiques et sont toujours en vigueur aujourd'hui. Depuis une quinzaine d'années, le recours aux technologies informatiques a permis d'automatiser et d'accélérer un certain nombre de procédures dans le traitement et le rendu des données acquises en milieu souterrain. Des gammes de logiciels dédiés (Toporobot (Heller, 1993), VisualTopo (David, 2002), Thérion...) accélèrent la saisie des données, automatisent les calculs et proposent des solutions mathématiques aux bouclages des conduits répartissant d'autant les erreurs matérielles ou de mesure (Heller, 1993 ; Budaj *et al.*, 2008). Pour autant, l'acquisition proprement dite n'a guère changé (Faucher *et al.*, 1991).

¹ Daniel André, communication personnelle.

Les tronçons de conduits sont toujours assimilés à un squelette filiforme. Les stations sont acquises les unes derrière les autres, sous forme de coordonnées polaires (distance, direction, inclinaison) et des sections de galeries permettent de rendre compte des changements majeurs des dimensions des conduits.

Les facilités de calcul offertes par ces logiciels permettent de visualiser les conduits karstiques en trois dimensions (figure 2.3). La compréhension et l'étude de l'agencement des structures karstiques ne peut être restreinte qu'à leur seule géométrie. Il se doit d'intégrer d'autres facteurs à caractère géomorphologique, hydrologique et/ou géologique dans le but de mieux comprendre leurs interactions avec le processus de karstification. C'est donc un support de visualisation associant 3D + 2.5D multicouches qui semble le plus approprié pour étudier le karst.

Pour que l'analyse d'objets karstiques à partir de tel supports soit pertinente et réalisable, il est nécessaire de choisir une échelle de représentation et donc une résolution des acquisitions qui soit cohérente avec les questionnements et les problématiques de recherches posées en amont

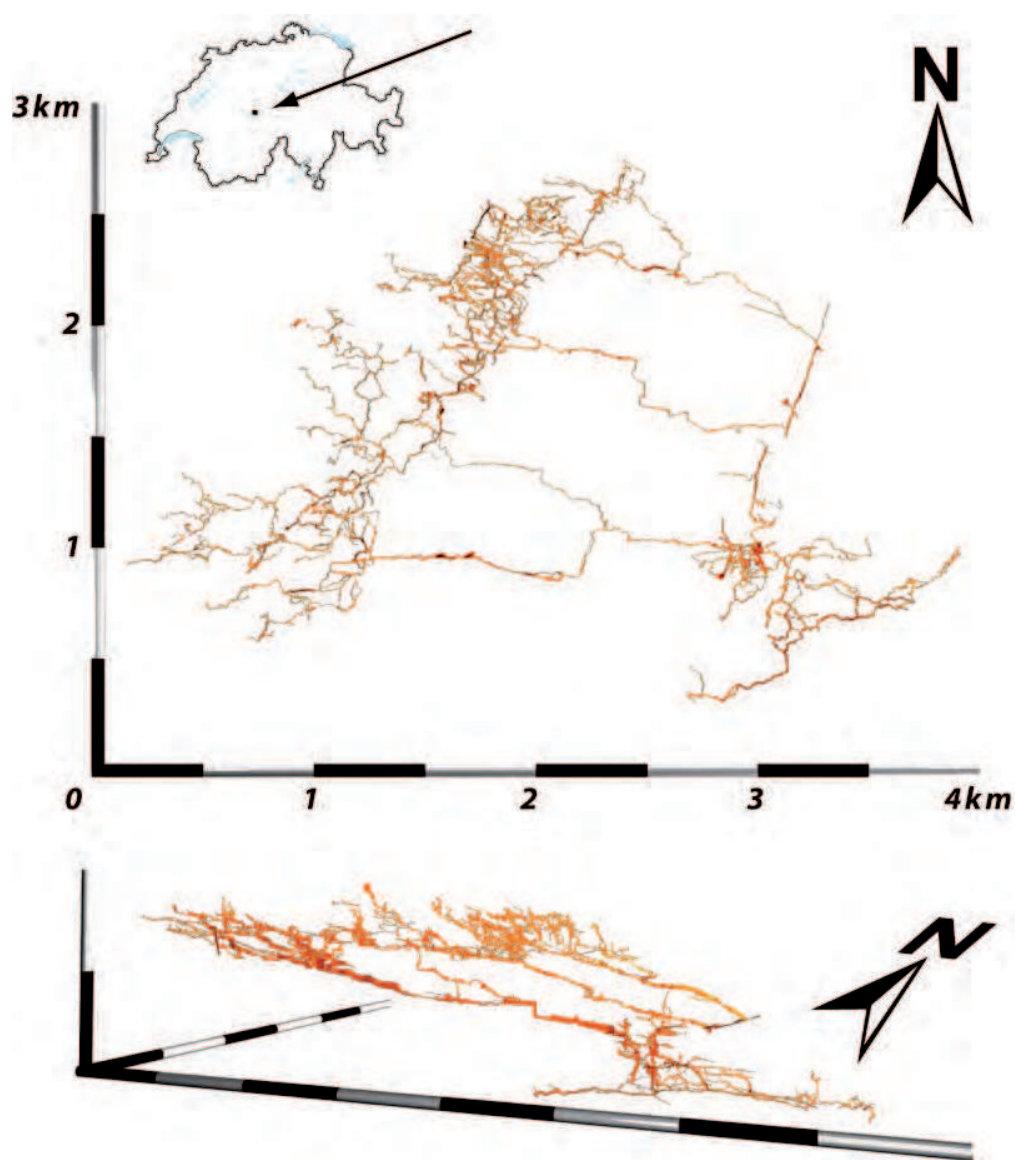


Figure 2.3
Représentation 3D d'un système karstique via le logiciel de topographie spéléologique Toporobot. Exemple du système du Siebenhengste (in Filipponi, 2009) qui représente 159 km de conduits souterrains.

2.1.3. La discrétisation des conduits du karst

L'objectif de la discrétisation spatiale d'un milieu ou d'un objet est de créer un modèle simplifiant plus ou moins sa géométrie dans l'optique de le représenter graphiquement ou encore de procéder à des simulations numériques. On passe par ce procédé d'un monde continu à un monde discret. La difficulté de cette discrétisation (on parle aussi d'échantillonnage, ou de numérisation) est de choisir la taille de la maille (aussi appelée «cellule») en fonction des questionnements et des problématiques de recherches posés en amont. Le choix dimensionnel de la maille peut être guidé en adoptant le théorème d'échantillonnage de Nyquist-Shannon. Ce théorème, utilisé en physique, énonce que pour représenter correctement un signal analogique à numériser, la fréquence d'échantillonnage de ce signal doit être égale ou supérieure au double de la fréquence maximale contenue dans ce signal, afin de convertir ce signal d'une forme continue à une forme discrète (discontinue) tout en conservant sa forme générale.

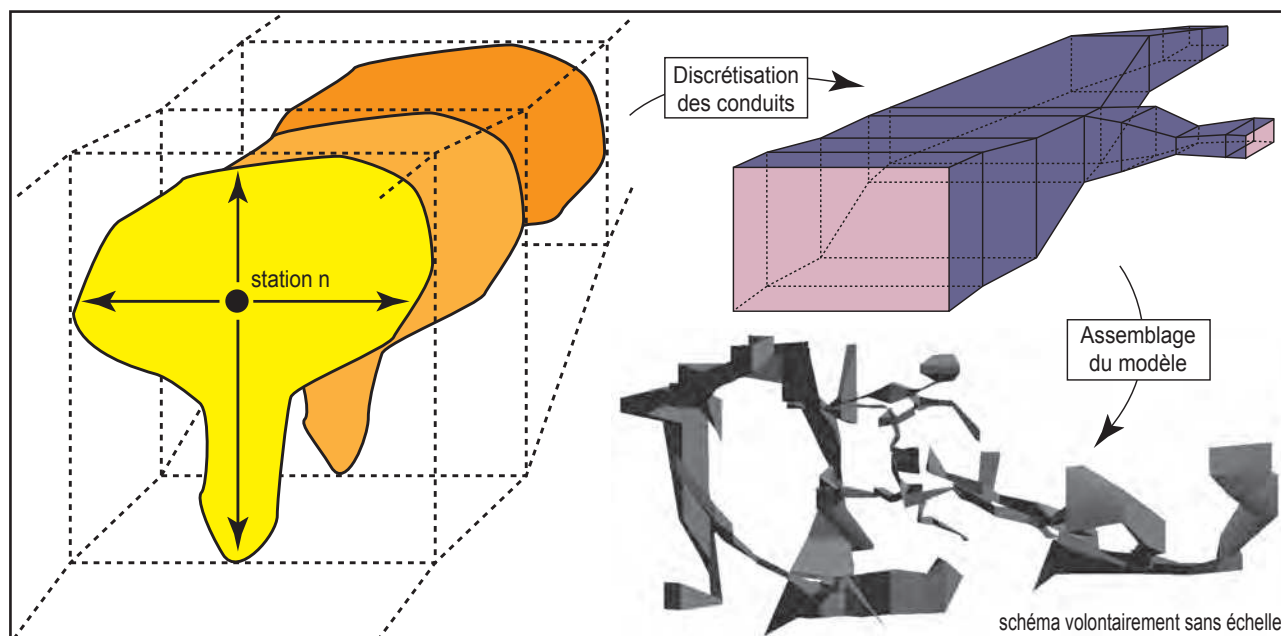
La création d'un modèle 3D et son analyse morphologique, en 2D, 2.5D ou 3D, reposent sur cette première opération de discrétisation de l'espace (Hajri, 2010). Le choix du pas de la maille dépend du plus petit objet de la population d'objets à représenter pour que celui-ci puisse (1) apparaître dans l'échantillonnage et (2) surtout être pris en considération dans l'analyse géomorphologique. Cela dépend bien entendu de la problématique de recherche.

Un autre intérêt du théorème de Nyquist-Shannon est de fixer les limites d'interprétation d'un jeu de données. En deçà d'un certain seuil d'échantillonnage (à définir en fonction de l'objet de recherche), il n'est plus possible de considérer certains phénomènes bien qu'ils soient présents dans l'espace « réel ». A titre d'exemple, la discrétisation des volumes souterrains, en topographie spéléologique, s'effectue couramment à des mailles pluri-métriques (figure 2.4) qui répond bien à une appréhension d'un système spéléologique à petite échelle et à son intégration au sein d'un massif karstique.

En ce sens, les logiciels de traitement de données, développés au sein de la communauté spéléologique, constituent un support de visualisation adapté à leur compréhension des réseaux et de leurs prolongations éventuelles (figure 2.4). Couplé à des MNT (maille à 50 m pour la BD alti IGN en France, par exemple) et des modèles géologiques (maille similaire pour un clic tous les millimètres sur une carte géologique), le modèle 3D des conduits peut être exploité pour des reconstitutions de paléo-niveaux de base ou pour l'identification de niveaux préférentiels de karstification (Filipponi et Dickert, 2007).

Pour une lecture plus fine des morphologies des conduits spéléologiques, ce niveau de discrétisation n'est plus suffisant ; la maille se doit d'être adaptée aux dimensions des morphologies pariétales étudiées qui sont en général d'ordre métrique à infra-métrique. L'acquisition de données avec une telle exigence de granularité est possible via l'utilisation des appareils de mesures à balayage laser : les scanner laser ou Lidar terrestre.

L'analyse géomorphologique des morphologies (endo)karstiques à partir de la visualisation 3D nécessite l'utilisation de méthodes de relevé et de représentation qui varient en fonction du niveau de discrétisation spatiale. Pour ce travail de recherche, deux



méthodes de visualisation et d'analyse ont été conçues et utilisées. La première consiste à traiter et homogénéiser un ensemble de données nécessaires à l'analyse des structures karstiques à l'échelle du système (partie 2.2). La seconde sert à la construction de modèle topographique à haute résolution pour analyser les caractéristiques morphométriques des « paysages » endokarstiques (partie 2.3).

2.2. LA CONSTRUCTION DE MODÈLE 3D À L'ÉCHELLE DU SYSTÈME KARSTIQUE

La structure géométrique d'un système karstique est l'empreinte des différents stades d'organisation en fonction des données et contraintes géologiques (litho-structurales) et paléogéographiques (morphogénèse). Cette « fabrique » du karst se matérialise dans le volume karstique par un ensemble de vides souterrains qui s'agence dans les trois dimensions. Une représentation de cet agencement requiert un support de visualisation et d'analyse autorisant une visualisation en trois dimensions. Les données nécessaires à une telle approche (topographie spéléologique, contexte géologique, topographie de surface) sont le plus souvent disponibles en deux dimensions et dans des systèmes de coordonnées différents ne permettant pas une intégration aisée au sein d'un même document.

Les différentes étapes nécessaires à l'acquisition, au géo-référencement et à la transformation en trois dimensions des données 2D sont ici décrites. Le premier jeu de données nécessaires à la construction d'un tel modèle 3D concerne tout d'abord les structures karstiques

Figure 2.4
Discretisation spéléologique à maille métrique à décimétrique et visualisation 3D sur des gammes de logiciels dédiés à la spéléologie (ici Visual Topo). Procédure topographique classique en milieu souterrain. L'opération consiste à transformer l'axe du conduit en squelette 3D. Les informations de largeur et de hauteur assimilent de fait les sections des drains du karst à une suite de rectangles. La maille de cette opération de discrétisation oscille généralement entre 1 et 20 m ce qui est satisfaisant pour un travail à petite échelle (in Jaillet et al. 2011).

2.2.1. La visualisation 3D des structures karstiques : analyse des données spéléométriques

La topographie des réseaux spéléologiques constituent le cœur de tout modèle 3D traitant de systèmes karstiques. Les vides pénétrables par l'homme constituent des témoins visibles de l'organisation des drains et paléo-drains karstique au sein d'un massif calcaire. Bien que les vides spéléologiques (pénétrables) ne constituent qu'une petite partie des conduits participant au drainage karstique et qu'ils dépendent de l'état des explorations spéléologiques, ils constituent un support difficilement contournable pour appréhender l'organisation spatiale d'un système karstique (Audra, 1994 ; Filipponi, 2009).

2.2.1.1. Discrétisation et analyse des relevés topographiques

Les topographies utilisées dans ce travail de recherche proviennent des différents clubs spéléologiques qui conduisent des explorations dans le secteur des gorges de l'Ardèche (Comité Départemental de Spéléologie, clubs spéléologiques du Césame, d'Aubenas et du groupe de recherches biospéléologiques). Les différentes topographies disponibles ont été traitées à l'aide du logiciel dédié à la topographie spéléologique, Visual Topo. Ce logiciel organise les données en suite de coordonnées polaires, en tableur et permet une visualisation complète, en plan, en coupe ou en 3D du squelette des réseaux topographiés. Une première étape consiste à évaluer la qualité de la discrétisation des données topographiques. En effet, ce paramètre est important pour effectuer des comparaisons entre les différents systèmes karstiques puis dans un second temps avec des données d'autre nature (facteur géologique). C'est l'analyse de la distribution des longueurs de visée (prises sur le terrain) qui permet d'évaluer cette discrétisation spatiale. En effet, cette valeur correspondant à la distance entre deux stations de mesure, illustre bien les choix effectués par les opérateurs topographiques sous terre et permet d'évaluer le niveau de détail de la topographie. La comparaison de cette discrétisation entre deux massifs karstiques distincts (réseau de la Goule de Foussoubie et massif karstique de l'interfluve Ardèche/Ibie) montrent que les choix effectués sont proches bien que ce soient des opérateurs différents qui effectuèrent les relevés à des époques différentes (de 1960 à 2011). La valeur moyenne des visées est d'environ 8.5 m (tableau 2.1).

Sur plusieurs milliers de visées, l'observation de la distribution de la longueur des visées topographiques (figures 2.5 et 2.6) des deux secteurs où nous disposons des données topographiques montre que malgré les différents opérateurs qui se succèdent dans le temps, les données restent homogènes.

Cette homogénéité des données, permet de comparer les différentes valeurs topographiques des massifs karstiques sans avoir à les ré-échantillonner. Le nombre de données, les moyennes des longueurs de visées et l'écart-type, reporté dans le tableau 2.1, illustre cette homogénéité. Les moyennes très proches des visées topographiques entre les deux secteurs étudiées et la distribution similaire de leur valeur permettent de les comparer et de les analyser.

	Nombre de				
	visées	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
Réseau Foussoubie	2658	1.000	39.700	8.461	5.650
Secteur Chauvet	1388	0.900	67.690	8.519	7.268

Tableau 2.1
Statistiques des visées topographiques de l'ensemble des réseaux étudiés.

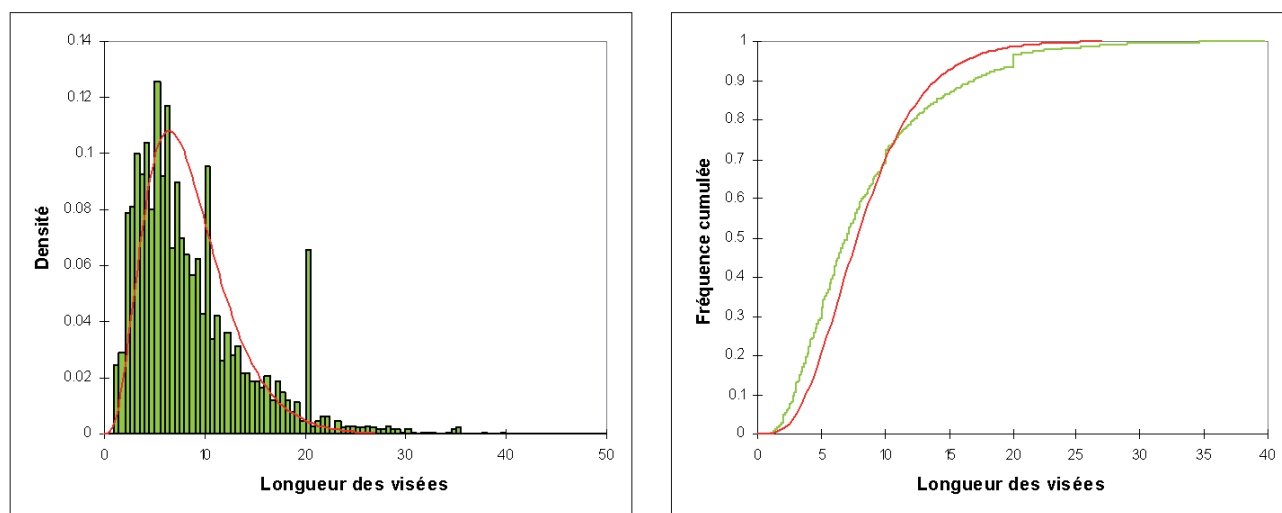


Figure 2.5

Densité de fréquence des longueurs de visées entre chaque station topographique. Ce graphique synthétise l'ensemble des données spéléométriques disponibles sur le secteur du système de Foussoubie (Goule et évent). Noter les biais à 10 et 20 m du sans doute à l'usage fréquent d'un décimètre et d'un double décimètre, déroulé entièrement.

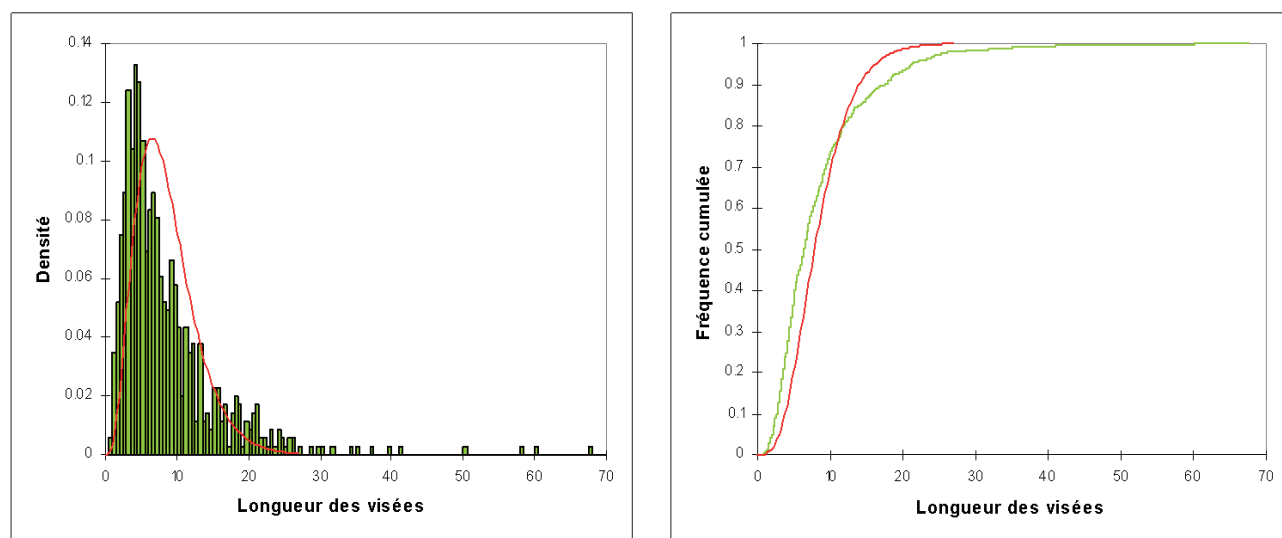


Figure 2.6

Densité de fréquence des longueurs de visées entre chaque station topographique. Ce graphique synthétise l'ensemble des données spéléométriques disponibles sur le secteur de la grotte Chauvet.

A ce stade de l'étude, les différentes topographies spéléologiques sont chacune dans un système de coordonnées indépendant ce qui ne permet pas de les intégrer dans un seul modèle. Pour cela, il a été indispensable de procéder à un géo-référencement afin de les visualiser sur un même support cartographique.

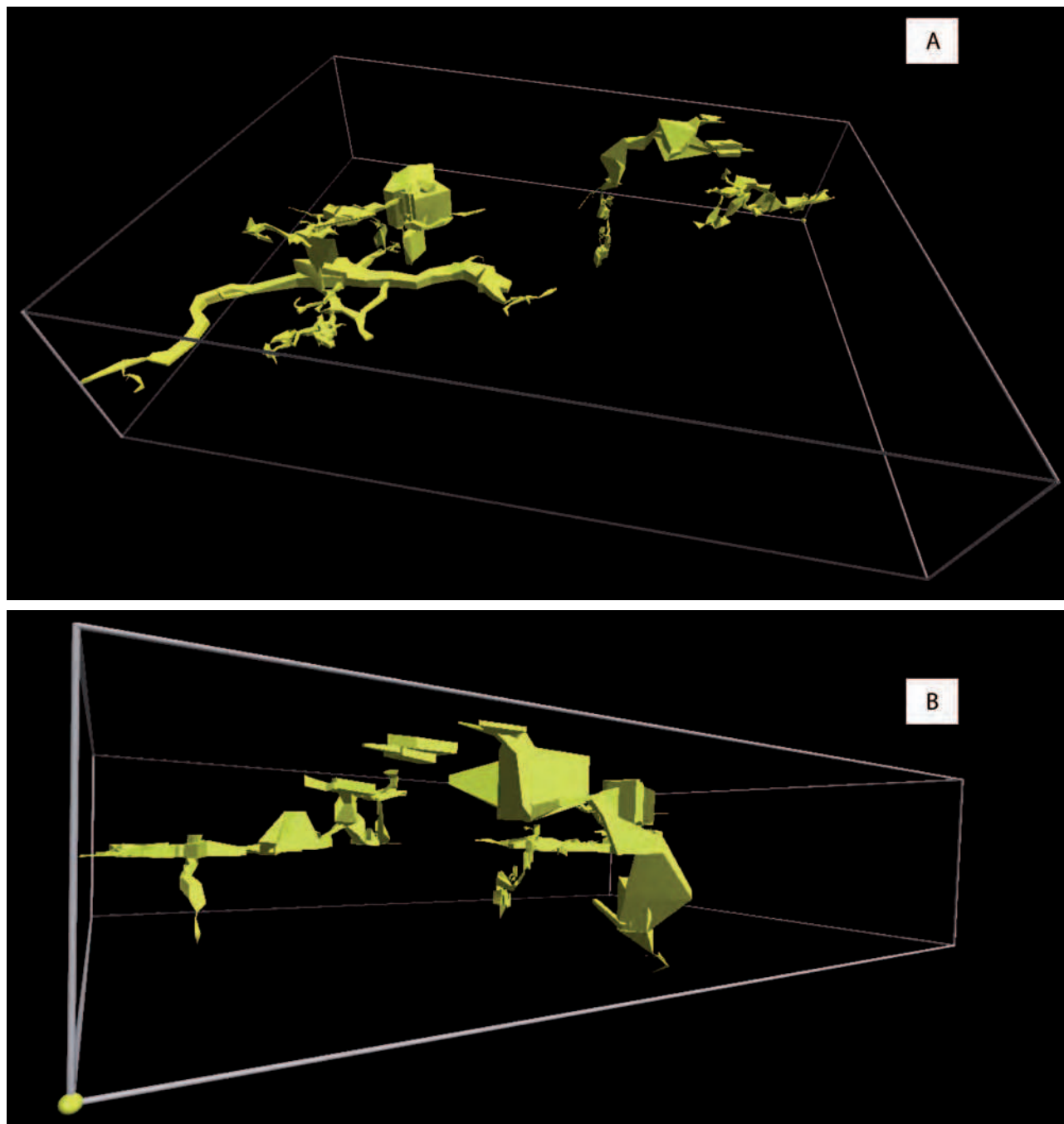
2.2.1.2. Géo-référencement des topographies spéléologiques

Le géo-référencement des données spéléométriques consiste à les replacer dans un espace commun par avec un unique système de coordonnées géographiques. Cette démarche est indispensable pour la visualisation et la comparaison des objets entre eux. Dans le cadre de ce travail, le système de coordonnées géographiques choisi est le système de projection Lambert 2 étendu.

Les relevés topographiques sur le terrain sont effectués à l'aide d'un compas ce qui permet d'orienter les topographies par rapport au nord magnétique. Il faut dans un premier temps corriger ces valeurs de la déclinaison magnétique dont la valeur varie différemment chaque année en fonction du temps (Langel, 1992). Les topographies mises à disposition ont été réalisées entre 1975 et aujourd'hui. Il a donc été nécessaire de corriger la déclinaison magnétique en fonction de l'année du relevé topographique.

L'attribution d'une coordonnée géographique pour chaque station de mesure des coordonnées géographiques a été réalisée dans le logiciel Visual Topo, en utilisant une fonction dédiée au géo-référencement qui permet de recalculer des coordonnées géographiques à partir d'un seul point dont les coordonnées géographiques sont connues. Ce point correspond généralement à l'entrée de la cavité dont la position peut se lire soit à partir d'une carte géographique soit en la relevant au GPS. C'est la seconde option qui a été utilisée dans ce travail doctoral. Chaque entrée de grotte a été relevée au GPS différentiel (Pavlik, 2008) ce qui a permis d'obtenir une précision de positionnement comprise entre 10 cm et 1m après post traitement (GPS et logiciel compass de *Leica*). A partir de ce point géo-référencé, et étant donné que les topographies sont déjà orientées par rapport au Nord magnétique), une fonction permet de reprojeter toutes les stations de mesures dans le système de coordonnées Lambert 2 étendu. En effet, cette fonction du logiciel de topographie spéléologique (Visual topo) prend en compte la convergence des méridiens lors de la transformation des données polaires en valeurs projetées. Cette convergence des méridiens, qui correspond à l'angle entre l'axe Y et le nord géographique varie en fonction de la position géographique de la zone considérée. Différentes méthodes de calcul (basées sur des transformations de coordonnées) permettent de l'évaluer et doivent être appliquées pour limiter les déformations spatiales de l'objet lors de sa transformation vers le système de coordonnées voulu. Visual topo fait appel aux mêmes algorithmes de calcul que le logiciel *Convers*® (fourni avec Visual Topo).

Ce logiciel de topographie spéléologique offre, par ailleurs, la possibilité de visualiser les réseaux spéléologiques en 3D filaire et en volume (figure 2.7). Bien que ce mode de représentation permette déjà d'observer la position en 3D de plusieurs réseaux spéléologiques, il n'est pas possible d'y intégrer des informations d'ordre karstogénique, morphogénique et/ou géologique.



La visualisation de ces informations doit être traitée séparément et nécessite le recours à d'autres logiciels permettant d'intégrer plusieurs couches d'informations tridimensionnelles.

2.2.2. La représentation 3D du contexte de la karstification

L'objectif de la modélisation 3D est de représenter l'architecture litho-structurale de l'encaissant calcaire dans lequel se développent les structures actuelles et anciennes du système karstique (dont les réseaux spéléologiques). Représentation numérique de la géométrie de la structure géologique (Caumon *et al.*, 2009), le modèle 3D fait ressortir

Figure 2.7
Visualisation 3D de réseaux karstiques. Cinq réseaux spéléologiques différents sont représentés. Ce mode de visualisation permet de mettre en relation simultanément différents objets karstiques dans un même environnement géographique.

les surfaces géologiques et le réseau de fractures qui ont été (ou non) exploités par le karst. On peut également adjoindre dans ce mode de représentation les surfaces piézométriques et hydrogéologiques. La résolution des modèles est directement liée à la qualité et à la densité des données disponibles ainsi que des incertitudes qui leur sont associées. Le modèle géologique ici proposé (utilisé dans le chapitre 6 de ce travail de recherche) a été construit à partir de la triangulation de semis de points provenant de la numérisation des affleurements géologiques et de contrôles basés sur les coupes géologiques. Nous proposons ici de présenter (1) la méthode de construction du modèle, (2) le choix des horizons modélisés, (3) les choix qui ont été fait pour le maillage des surfaces géologiques et enfin (4) une discussion des incertitudes du modèle géologique en vue de sa confrontation avec les données 3D des structures karstiques.

2.2.2.1. Méthodologie

La construction d'un modèle géologique en trois dimensions requiert de disposer des données, de les intégrer dans un espace de visualisation commun (Wu *et al.*, 2005 ; Kaufmann *et al.*, 2008) et de construire des surfaces en 2,5D ou en volume 3D devant respecter les principes d'interpolation (Galera *et al.*, 2003). Ces différentes étapes sont présentées succinctement puis détaillées et discutées.

Les données utilisées dans ce travail sont celles correspondant aux affleurements, aux valeurs de pendage ainsi que des coupes géologiques issues de la carte géologique au 1/50000 (feuille de Bourg-Saint-Andéol - Pascal *et al.*, 1989). En effet, l'absence de données de forage ou de subsurface ont nécessité l'incorporation de coupes géologiques afin de mieux maîtriser l'interpolation géométrique des couches géologiques (Kaufmann *et al.*, 2008). Enfin, la base du support de la modélisation est un ensemble de données topographiques provenant de l'IGN. Cette base de données IGN est composée de points issus de deux jeux de données. Le premier est un ensemble de points topographiques à une maille de 50 m avec incertitude de positionnement d'environ 5 m en plan et 1 m en altimétrie. Dans le cadre des travaux de recherche sur la grotte Chauvet, un deuxième jeu de données a pu être traité et correspond à un ensemble de points issu d'une campagne photogrammétrique avec une maille de 10 m et une incertitude de positionnement de 1 m en plan et 10 cm en altimétrie.

L'intégration des données dans un référentiel commun a été réalisée afin de répondre aux deux objectifs nécessaires à la construction du modèle 3D. Le premier a pour objet de replacer toutes les données disponibles dans un même référentiel géographique qui, de surcroît, doit être le même que celui utilisé pour la géo-localisation des structures karstiques. Le second objectif est d'homogénéiser la nature et la qualité de ces données. En effet, l'élaboration d'un modèle 3D reposant sur l'interpolation des couches géologiques, demande que toutes les données soient vectorielles (Smirnof *et al.*, 2006), de façon à homogénéiser leur nature et leur qualité. L'affectation des valeurs géographiques et altimétriques pour chaque type de données a été réalisée en utilisant des logiciels SIG (ESRI ArcGis).

Enfin, c'est à partir des données vectorielles positionnées en x, y, z, que les différentes

couches géologiques ont été modélisées. Dans ce travail, seules les couches géologiques dans lesquelles se développent les réseaux karstiques ont été interpolées. Cette interpolation a été réalisée dans le logiciel dédié *Golden Surfer Software* et l'algorithme retenu a été le *krigeage*. En effet, dans ce logiciel, cette fonction est dédiée à la modélisation de surfaces géologiques. Elle tient compte du tracé des failles et de l'anisotropie spatiale des données disponibles et convient ainsi bien à la construction de modèles 3D à partir des données d'affleurement visibles sur la carte géologique. Finalement c'est un contrôle visuel sur les connaissances *a priori* de la géologie du secteur qui permet de valider le modèle 3D obtenu. L'ensemble de la procédure utilisé est illustré par la figure 2.8.

2.2.2.2. Base de données topographiques et modélisation

L'objectif de cette partie est de détailler les opérations qui ont permis d'obtenir un jeu de données géologiques correctement géoréférencées et utilisables pour modéliser la structure géologique d'un massif karstique. Pour cela il a tout d'abord été nécessaire de constituer une base topographique suffisamment bien résolue. Comme cela a été exposé dans la méthode de modélisation, les coordonnées et l'altitude des affleurements géologiques sont directement extraites à partir du géo-référencement sur le MNT, l'objectif étant d'obtenir une maille spatiale comprise entre 10 et 20 mètres, cohérente avec les données spéléologiques.

Plusieurs types de données topographiques ont été utilisés pour l'obtention d'un tel maillage. Dans le secteur du cirque d'Estre, nous avons, par exemple, à notre disposition un nuage de points (MNT A) très bien résolu avec un maillage compris entre 5 et 10 m et un positionnement de chaque point de l'ordre du mètre en x, y et de 0,1 m en z. Mais ce nuage de points² ne couvrirait qu'une portion du secteur à représenter en 3D. Pour le reste du secteur, nous avons utilisé un nuage de points avec un maillage de 50 m (MNT B) mais avec une incertitude associée à chaque point de l'ordre du mètre³. Pour densifier le maillage de ce second jeu de données, les courbes de niveaux présentes sur la carte topographique au 1/25000 ont été digitalisées dans un logiciel SIG puis intégrées dans les nuages de points. Le géo-référencement de la carte topographique été effectué par l'IGN et la valeur métrique d'un pixel est de 2 m. La superposition de cette carte et du semis de points du premier jeu de données a permis de vérifier qu'il y avait une bonne correspondance entre des points remarquables (carrefour, route, arête topographique), les points du MNT (B) se situant généralement dans le bon pixel sur la carte topographique dans le système de coordonnées géographiques en Lambert 2 étendu. La digitalisation des courbes de niveaux a ainsi permis de créer des nouveaux points (MNT C) ce qui a permis densifier convenablement le maillage initial B en obtenant une discrétisation topographique comprise entre 10 et 20 m. Afin de vérifier cette densification et sa validité spatiale, trois profils ont été réalisés, sur des maillage obtenus par triangulation, sur un secteur couvert à la fois par le MNT A, le MNT B et le MNT (B+C) (figure 2.9).

Pour chacun de ces trois nuages de points, l'interpolation du modèle numérique de

² Nuage de points obtenus par traitement photogrammétrique dans le cadre des travaux de recherche sur la grotte Chauvet (source – équipe scientifique Chauvet)

³ MNT de l'IGN : BDAlti

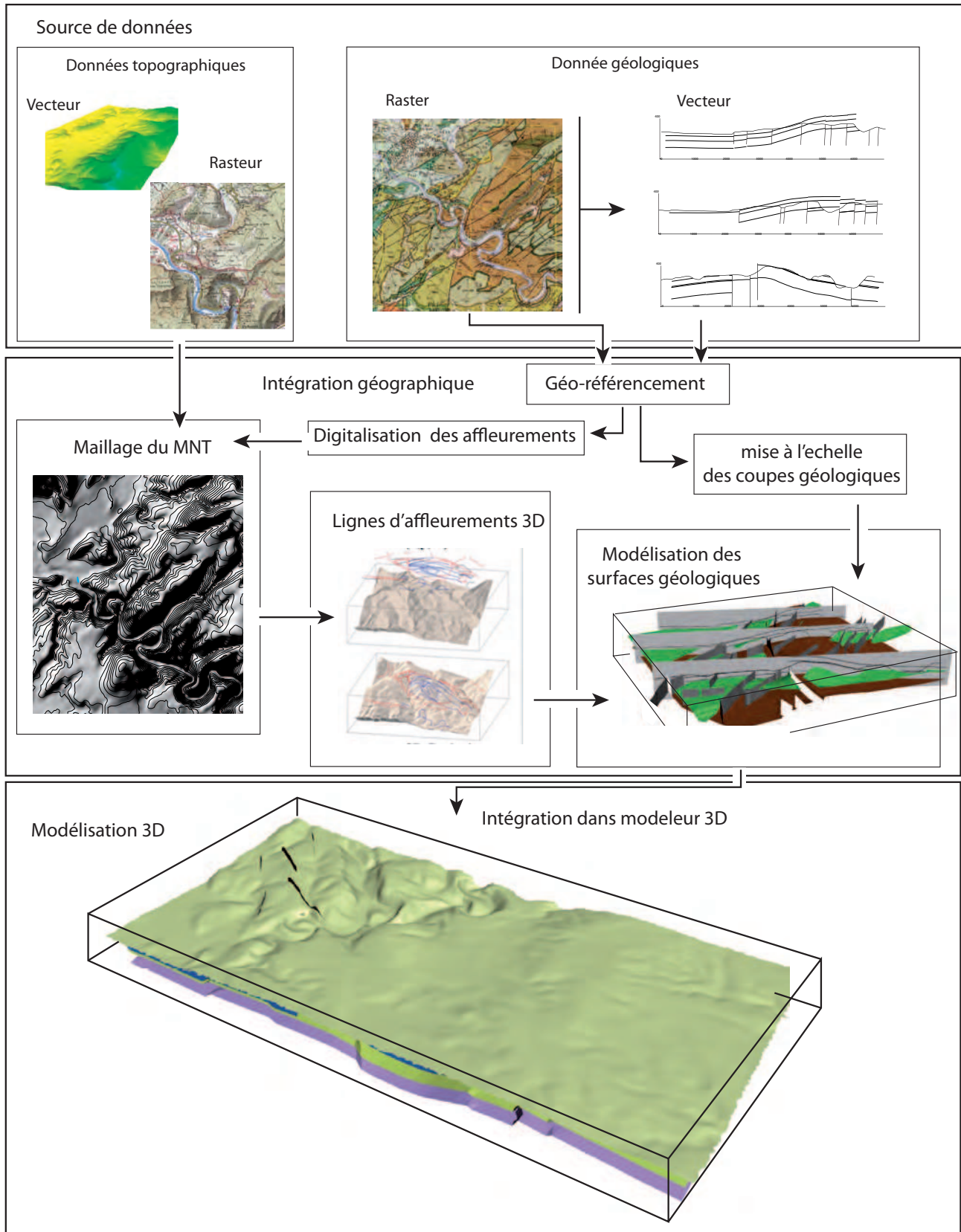


Figure 2.8

Organigramme de la méthodologie utilisée pour la construction du modèle géologique 3D.

terrain a été réalisée en utilisant la méthode de triangulation 2D de Delaunay, opération conduite dans le logiciel Golden Surfer. Ce type d'interpolation est le standard pour la création d'un maillage d'une surface topographique (Webbel, R., 1993 ; Macedonio, G. et al., 1991 ; Koch, A. et al., 2006), les autres méthodes (par exemple le krigeage) inter-

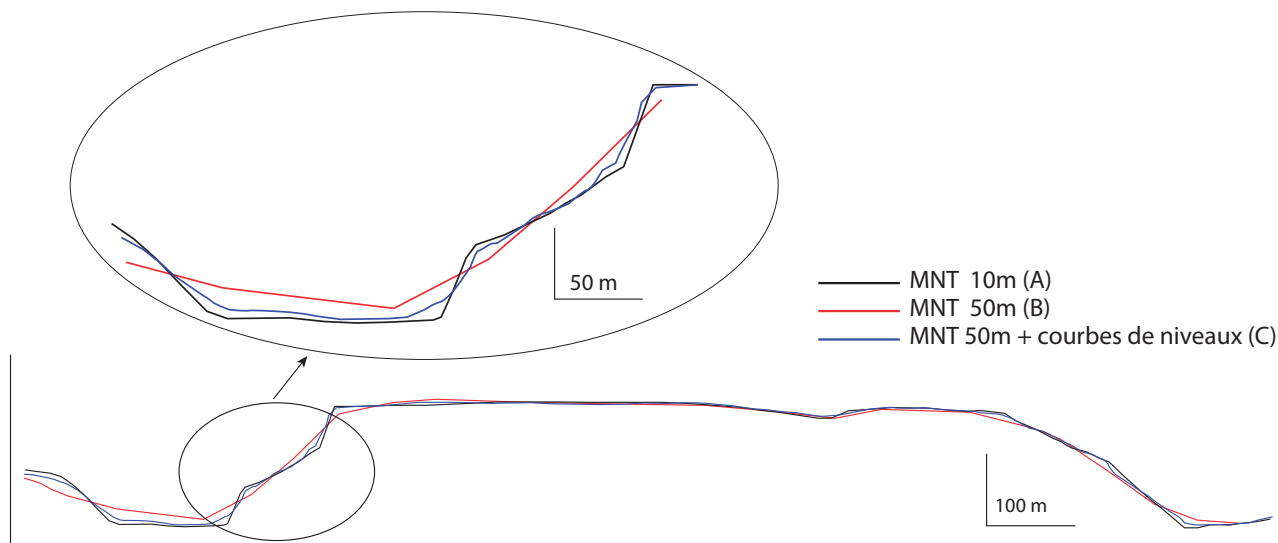


Figure 2.9
 Comparaison de profils topographiques réalisés par différents maillages interpolés à partir des 3 MNT. Un effet de lissage existe sur le maillage B à proximité de rupture de pente. Les zones à la topographie peu accidentée sont moins affectées par cet effet de lissage.

polant des points sans validité terrain.

L'observation des profils A, B et C permet d'identifier les différences altimétriques, entre les MNT, pour une même position. Ces différences s'accroissent fortement au niveau des ruptures de pente et ce phénomène provient directement de la discrétisation du MNT, l'effet de lissage augmentant avec la valeur de la maille.

Afin de quantifier cet écart, la différence altimétrique a été mesurée pour 300 points repartis le long de trois profils topographiques, qui ont eux-mêmes servis à la réalisation des coupes géologiques. La fréquence de distribution de ces écarts (figure 2.10) permet d'observer que l'écart entre les profils A et B (Histogramme A) se réduit dès lors que les données issues de la digitalisation des courbes de niveaux sont intégrées au maillage (Histogramme B). Cette intégration permet de réduire la moyenne de l'écart entre le profil de référence (profil A) et les deux autres profils d'une valeur de 4,5 m avant intégration à 2,8 m après intégration avec une distribution beaucoup plus centrée

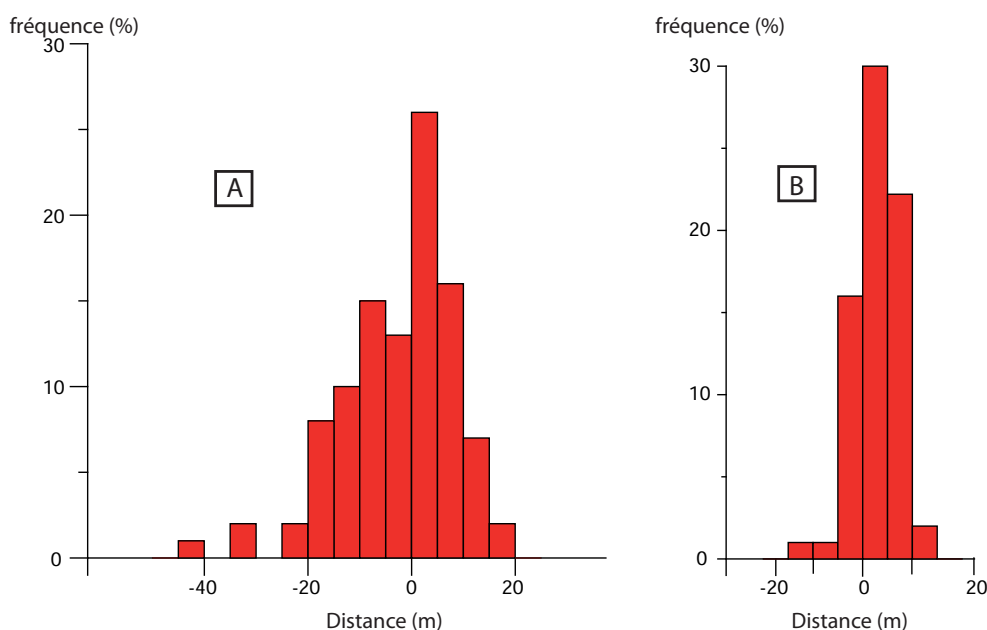


Figure 2.10
 Distribution des écarts entre le profil de référence A (MNT A) et les profils B (MNT B) et C (MNT B+C). La distribution normale de ces écarts tend à se resserrer (histogramme B à droite) après l'intégration de points de contour issus de la digitalisation des courbes de niveaux à partir de la carte topographique géo-référencée.

puisque l'écart type passe de 10,8 m à 3,3 m.

L'intégration de points issus de la digitalisation des courbes de niveaux permet donc une meilleure modélisation de la surface topographique en ajoutant des contraintes supplémentaires aux zones possédant un relief plus accidenté. Cette amélioration est importante dans le cadre de ce travail puisque c'est à partir de cette surface triangulée que les altitudes des affleurements géologiques seront recalculées, toute erreur de positionnement et d'altitude ayant ensuite des implications fortes en terme d'interprétation géologique (pendage notamment...). Actuellement, une modélisation à plus haute résolution serait possible en utilisant des MNT de très forte densité relevé par Lidar aéroporté. En effet, cette technologie permet une discrétisation spatiale métrique avec une incertitude de positionnement inférieure à 10 cm dans les trois dimensions (Grebby *et al.* 2010 ; Roering *et al.*, 2013). Toutefois le coût important de cette opération est encore un facteur limitant à son utilisation.

L'ensemble de ces valeurs de comparaison permet donc de construire une surface triangulée à partir du MNT A et C. C'est cette surface de référence qui a été utilisée pour le positionnement altimétrique des affleurements de surface et pour la réalisation des coupes géologiques.

2.2.2.3. Les données géologiques : de l'intégration géographique à la modélisation des surfaces géologiques de référence

Les données utilisées pour la modélisation des surfaces géologiques proviennent de la carte géologique de Bourg-Saint-Andéol, feuille au 1/50000, éditée en 1989 (Pascal *et al.*, 1989). Cette feuille a été géoréférencée dans le système de coordonnées Lambert 2 étendu en prenant plusieurs points d'appuis sur la carte topographique. Cette étape requiert une attention particulière car c'est ensuite sur la base de ce document que sont attribuées les coordonnées x, y, z des affleurements géologiques reconnus. Le nombre de points d'appui, dans le cas d'une transformation affine, est de minimum 3 mais dans la pratique il est courant d'en utiliser plus. Cependant, l'utilisation de plus de dix points d'appui n'apportent généralement pas une plus grande précision mais aurait plutôt tendance à générer du bruit (Milles *et al.*, 1999). Avec 10 points d'appui, l'erreur quadratique moyenne (EMQ) de la déformation et de la mise à l'échelle du document est annoncée par le logiciel de 4,5 mètres ce qui est de l'ordre de 1 pixel et proche de l'erreur de recalage annoncée. Cependant, si cette valeur est représentative de la transformation du document, elle ne l'est pas forcément pour son positionnement. La validation de cet aspect reste à l'appréciation de l'opérateur. Une des moyens pour juger de la qualité du positionnement est de comparer le document source et le document recalé. La figure 2.11 montre le recalage entre les cartes topographiques et les cartes géologiques. En partant de la valeur du pixel donnée (4,5 m) et en mesurant manuellement la position de quelques objets remarquables entre la carte topographique et la carte géologique, on peut estimer que l'erreur planimétrique est d'environ 10 m, soit de 2 à 3 pixels. Cette erreur provient essentiellement de l'épaisseur du trait numérisé qui comprend généralement lui-même ces deux pixels. Il est donc possible de déterminer la limite spatiale



Figure 2.11
 Mise en correspondance des informations géologiques (à gauche) et topographique (à droite). La bonne continuité entre les traits de parois ou les infrastructures routières sont de bons indices pour évaluer la qualité du géoréférencement d'une couche par rapport à une autre.

des affleurements en les digitalisant avec une précision planimétrique de 10 m, limite intrinsèque de ce travail, néanmoins compatible avec l'objectif fixé en amont.

Les affleurements cartographiés sur ce document ont été vectorisés en 2D et ont été agencés par couche géologique dans le SIG. Le résultat de la digitalisation s'apparente à des polygones 2D géoréférencés pour lesquelles les coordonnées x, y de chaque sommet sont désormais connues. C'est ensuite en projetant ces polygones sur le Modèle Numérique de Terrain de référence qu'il est possible de récupérer la dimension verticale (coordonnées z) de chaque sommet des différentes polygones (figure 2.12) C'est donc le croisement entre les données altimétriques (issues du MNT précédemment élaboré) et géologiques (issues de la carte référencée) qui permet d'extraire les coordonnées 3D des affleurements géologiques

La connaissance du positionnement géographique de ces données d'affleurement est la première étape pour la construction et la modélisation des surfaces caractérisant la structure géologique des massifs karstiques à étudier.

Cependant, la connaissance de la géométrie de ces couches doit être complétée par une série de coupes géologiques avec des profils topographiques réalisés à partir de la carte géologique géo-référencé et du MNT de référence pour une bonne correspondance spatiale et altimétrique entre tous les documents à intégrer en trois dimensions. Puis ces

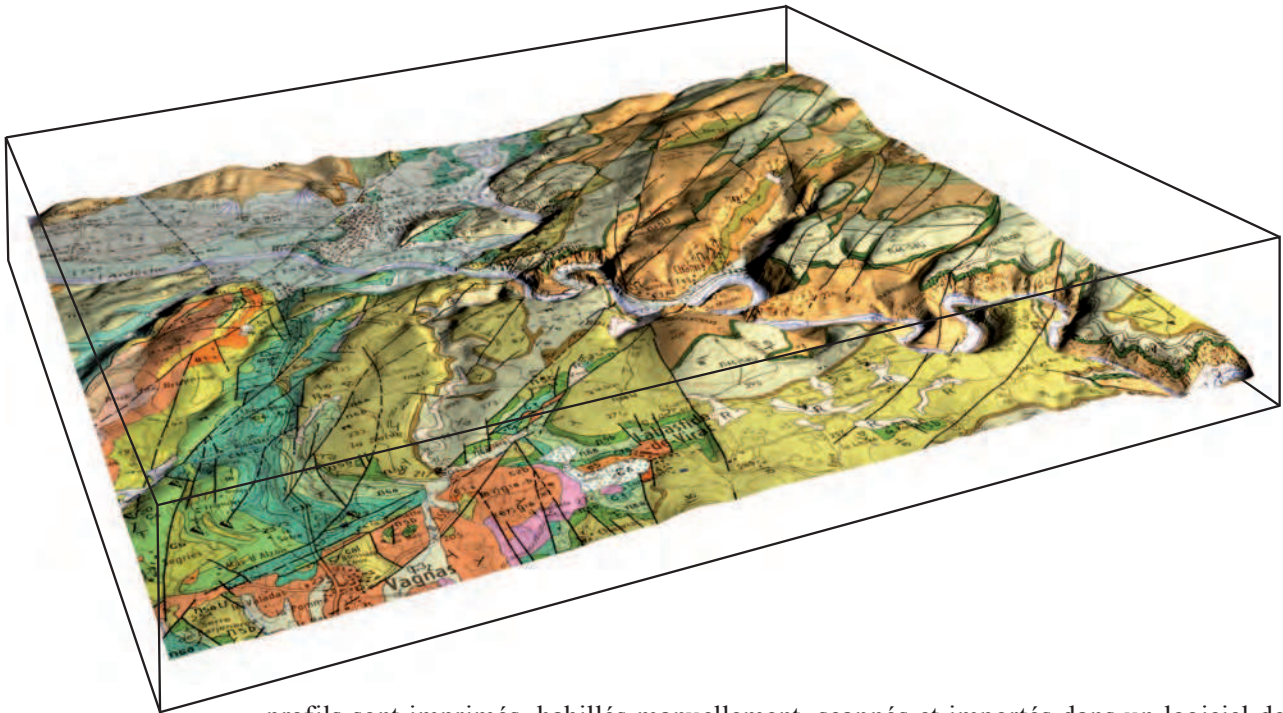


Figure 2.12
Extrait de la carte géologique de Bourg-Saint-Andéol représenté en 2,5D. C'est la projection des polygones 2D des affleurements des terrains géologiques sur cette représentation qui permet de récupérer l'altimétrie de chaque sommet.

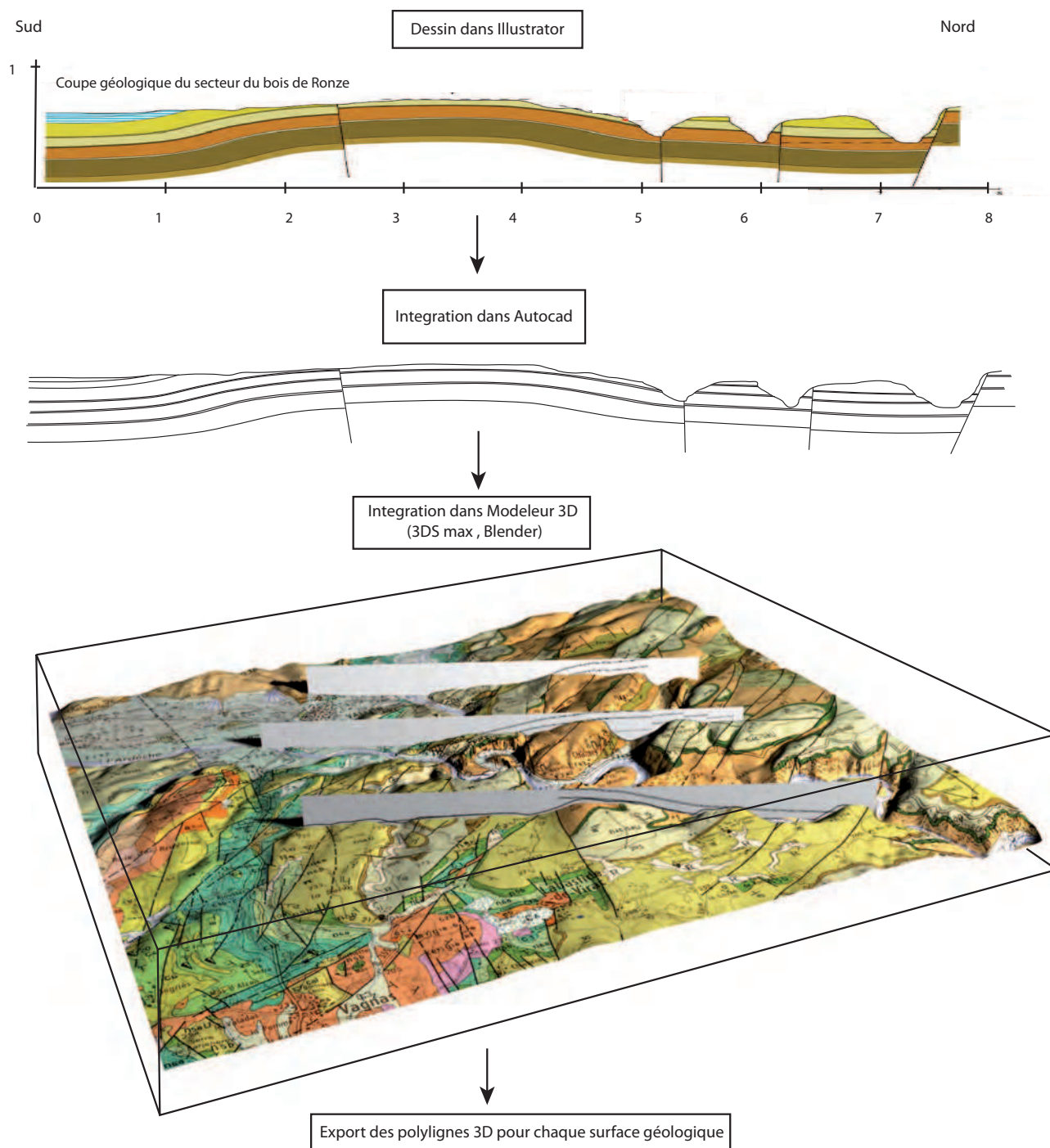
profils sont imprimés, habillés manuellement, scannés et importés dans un logiciel de Dessin Assisté par Ordinateur (*Adobe Illustrator*) pour les redessiner. Ce dessin vectoriel est ensuite remis à l'échelle dans *Autocad*, dont l'intérêt réside dans la possibilité de redonner des coordonnées géographiques aux vecteurs tout en plaçant la coupe à la verticale en basculant le plan de travail (au contraire des logiciels SIG où cette « astuce » ne peut être réalisée). L'ensemble des profils est alors intégré dans un modèleur 3D dans lequel la position de chaque coupe est vérifiée visuellement ainsi que par contrôle des intersections entre les polygones qui matérialisent les affleurements (figure 2.13).

La construction de ces coupes et leur reconstruction en 3D est une étape fondamentale pour la modélisation des surfaces géologiques. En effet, pour chaque interface (toit et mur) d'une couche géologique donnée, il existe désormais un ensemble de points x , y , z qui permet d'interpoler les surfaces géologiques et de rendre compte correctement de la géométrie des corps sédimentaires à l'échelle du massif considéré.

2.2.2.4. La modélisation des couches géologiques

La modélisation de chaque couche géologique s'appuie sur des points x , y , z dont une partie correspondant aux interfaces des couches géologiques calculés à partir des coupes géologiques, ici au nombre totale de 9. L'autre partie correspond aux limites d'affleurement vectorisées dans les logiciels SIG.

L'interpolation d'une surface géologique est alors réalisée dans le logiciel *Surfer* (Golden Software) (figure 2.14). La méthode choisie pour l'interpolation est donc le krigeage. En effet, alors que la modélisation et l'interpolation de données topographiques la triangulation de Delaunay soit désormais un standard (Weibel, R., 1993 ; Macedonio, G. *et al.*, 1991 ; Koch, A. *et al.*, 2006), la modélisation de surfaces géologiques requiert d'autres modes d'interpolation ; la géostatistique dont fait partie la méthode du krigeage est une de ces méthodes (Despaigne, 2006).

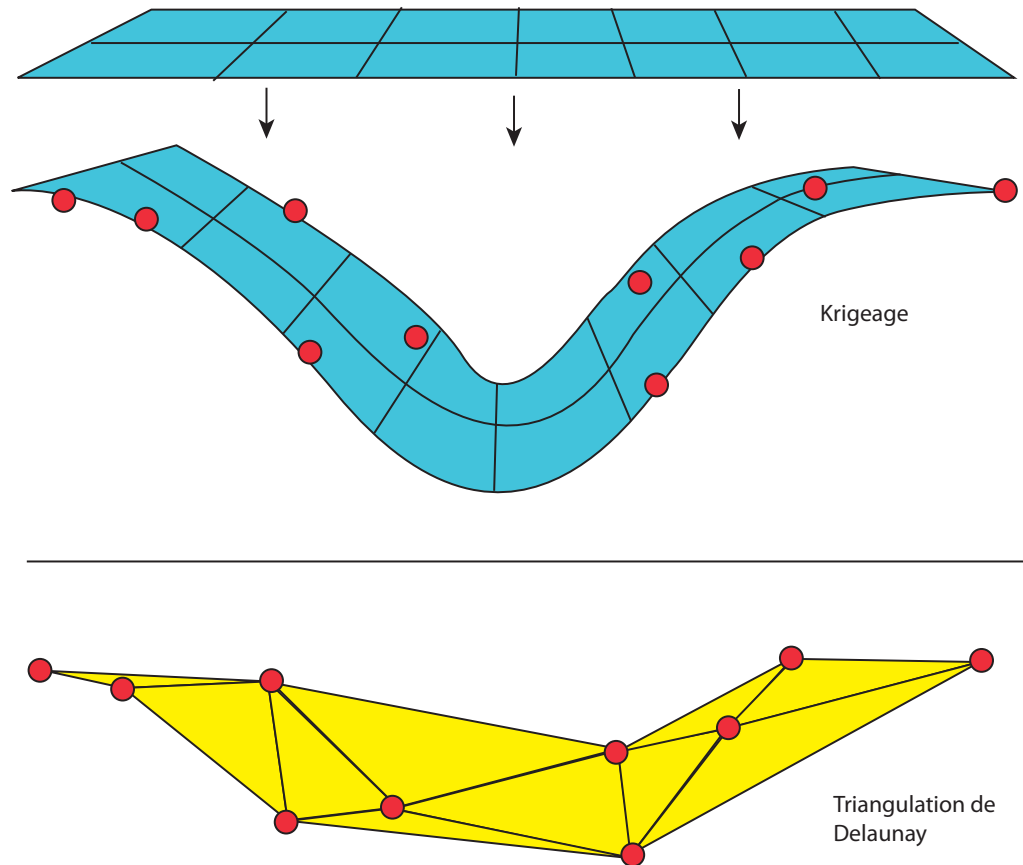


Triangulation de Delaunay ou krigeage? La triangulation de Delaunay consiste à modéliser une surface entre des points dont les coordonnées sont connues en les reliant par des triangles. Les sommets de chaque triangle correspondent à chaque point topographique et leur construction se fait en fonction du sommet le plus proche. Dans cette méthode, on comprend que la forme du triangle n'est pas influencée par la forme des points au-delà du triangle voisin. Dans le cas d'une surface topographique, les formes du relief ne sont pas influencées par les formes voisines car le modelé et la géométrie de la topographie du relief est contrainte par un facteur externe : l'érosion. De plus,

Figure 2.13
Procédure d'intégration des coupes géologiques dans un modeleur 3D pour la constitution du modèle 3D complet du massif karstique.

Figure 2.14

Schéma illustrant les résultats de l'interpolation d'un nuage de points (en rouge) en utilisant le krigeage (surface bleue) et la triangulation de Delaunay (surface jaune). La géométrie de la surface obtenue par krigeage s'apparente à la déformation d'une grille sur des points de contrôle. Les sommets de cette grille ne correspondent pas aux points du nuage et la modélisation de la surface s'étend au delà du périmètre du nuage de points. La géométrie de la surface obtenue par triangulation est plus anguleuse et correspond strictement à la géométrie du nuage de points. Les sommets des triangles composant le maillage peuvent (mais pas systématiquement) correspondre aux points du nuage.



la finesse du maillage construit par interpolation dépend directement des valeurs discrètes de départ et ainsi, pour augmenter la résolution, il suffit de changer la maille d'échantillonnage du semis de points d'origine.

Au contraire d'une surface topographique, la géométrie générale d'une surface géologique résulte de contrainte commune. Par conséquent, en utilisant des modèles probabilistes, il est possible de déterminer la géométrie d'une portion non connue d'une surface à partir de connaissances de portions connues (Mallet, 1997). La méthode géostatistique du *krigeage* permet ainsi de prendre en compte des paramètres régionaux pour créer une surface entre plusieurs points. Cette méthode opère comme si une grille venait se plaquer et se déformer sur des points de contrôle. De plus, des fonctions intégrées et disponibles dans des logiciels dédiés (type *Golden Software Surfer*®) permettent de contrôler la distance et la propagation de ces informations régionales qui s'avèrent particulièrement utiles pour modéliser les surfaces à proximité des failles.

La figure 2.14 montre les différences spatiales qui résultent de chacune des deux méthodes et permet de comprendre que la surface obtenue par *krigeage* est plus conforme à la réalité géométrique d'une surface géologique.

Le nuage de points obtenu par digitalisation des affleurements et des coupes géologiques comporte une densité hétérogène. En effet, le long des lignes d'affleurement et des coupes géologiques, la densité est relativement élevée avec un point tous les 20 m mais aucun point n'existe autre part que le long de ces tracés. Pour répondre à cette densité la grille projetée sur ces points de contrôle a été subdivisée en unité de

20 m. La géométrie obtenue correspond à un modèle probabiliste pour chaque couche géologique. Le contrôle et la validation géométrique de ces surfaces s'effectue par comparaison en procédant à des coupes géologiques dans le modèle 3D et sur la carte géologique. C'est donc à partir des connaissances *a priori* de la structure géologique qu'une série de mesures a été effectuée. Des corrections sur le modèle ont ensuite été réalisées jusqu'à l'obtention d'une distribution normale des erreurs avec des écarts de l'ordre de 20 mètres environ au droit des profils de vérification.

Trois surfaces géologiques recoupant la surface topographique ont ainsi été modélisées. En réalité, la géométrie de ces trois surfaces, du fait de leur faible épaisseur et de l'histoire géologique locale est très similaire (figure 2.15). Ces surfaces ont une géométrie en 2.5D qui a permis de les modéliser en utilisant un algorithme de *krigeage* dans le logiciel *golden software Surfer*. Cependant pour étudier et visualiser ces 3 couches géologiques, les failles associées, le modèle numérique de terrain de la topographie et l'ensemble des réseaux karstiques, il a été nécessaire d'utiliser un logiciel de visualisation réellement 3D.

2.2.3. Restitution d'un système karstique en 3D

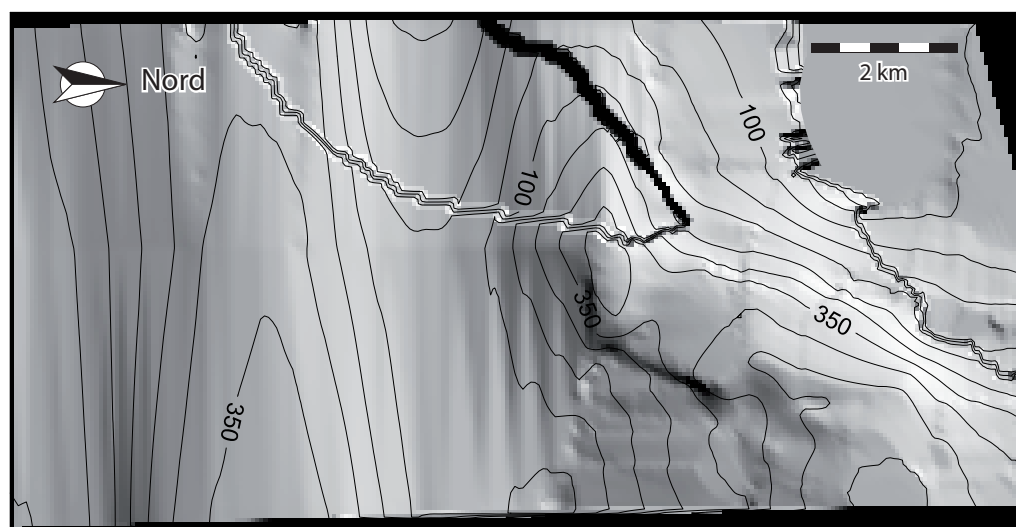


Figure 2.15
Modélisation par *krigeage* du toit de la surface géologique N4bU (Barrémien supérieur). Les isohypse sont exprimé en mètre.

La visualisation sur un même support l'ensemble des informations nécessaires à l'étude de la karstification à l'échelle du massif est désormais possible du fait du positionnement respectif des différents objets (réseau, lithologie, accidents géologiques) dans un seul et même référentiel spatial.

Cette partie avait pour objet de présenter la méthodologie nécessaire pour la construction de modèles 3D permettant de visualiser des objets karstiques dans leur environnement topographique et géologique. L'intégration de toutes les données dans un seul référentiel géographique et l'appréhension des incertitudes permet d'obtenir un modèle global cohérent pour étudier la géométrie des grandes structures karstiques à l'échelle du massif karstique. Cependant la discrétisation des données choisie au départ en fonction de la problématique de travail ne permet pas d'exploiter ce modèle pour une échelle

plus fine et notamment celle des drains et des formes élémentaires de l'endokarst. Pour répondre aux problématiques spécifiques à cette échelle spatiale, il est nécessaire de recourir à des outils permettant une lecture et une analyse du modelé endokarstique (figures 2.16 et 2.17).

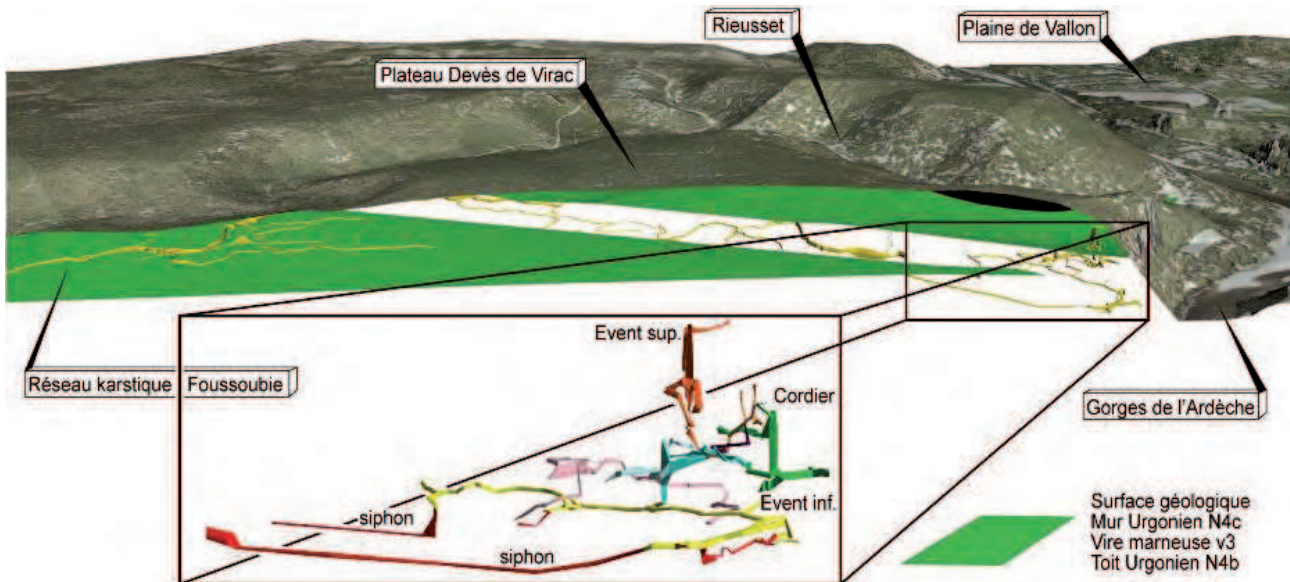


Figure 2.16

Vue 3D synthétique du système de Foussoubie dans son contexte topographique, géologique et géomorphologique. L'analyse morphologique 3D permet d'identifier le rôle des contacts géologiques sur l'organisation des conduits.

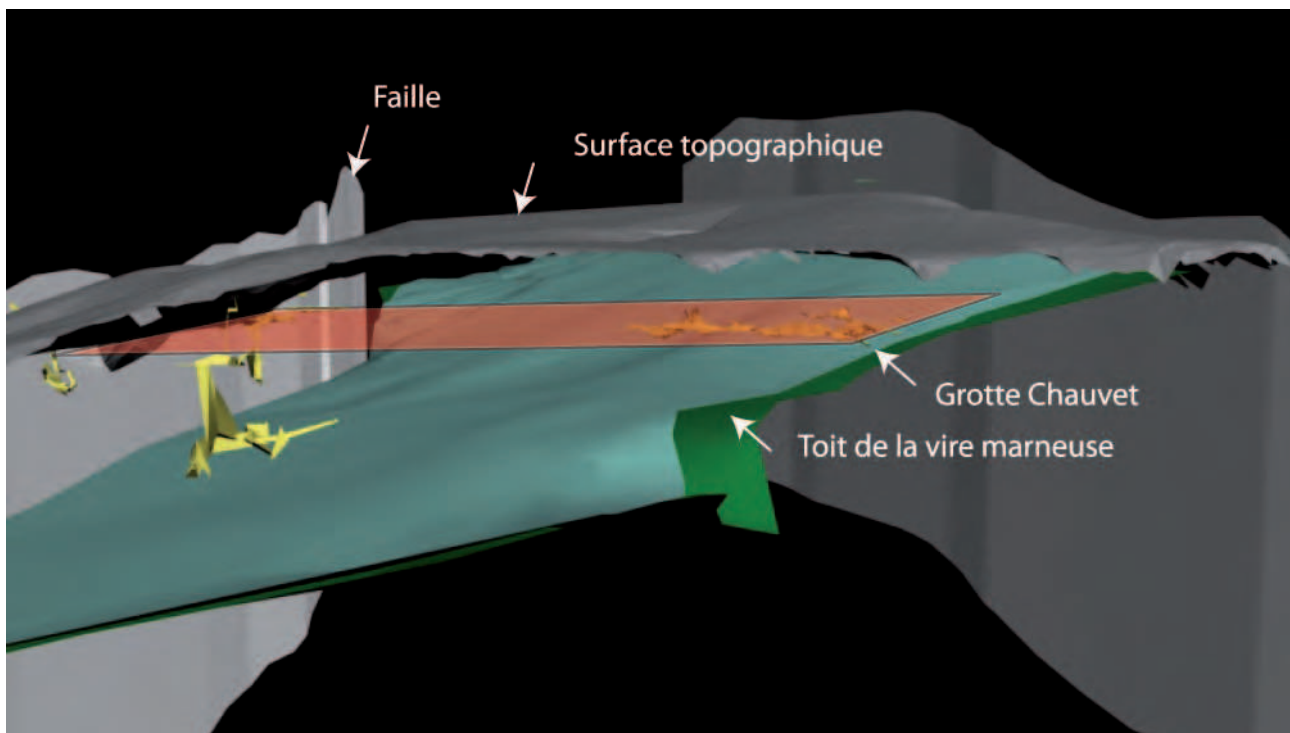


Figure 2.17

Vue 3D de la grotte Chauvet et des grottes environnantes dans son compartiment géologique.

2.3 CONSTRUCTION DE MODÈLE 3D À L'ÉCHELLE DES DRAINS DU KARST

En domaine souterrain, l'observation des formes et des dépôts endokarstiques est limitée par plusieurs contraintes inhérentes au milieu : l'obscurité, la verticalité et l'inaccessibilité liée à un relief parfois très accidenté. Les outils de topographie haute résolution et notamment le LiDAR terrestre permet de s'affranchir en partie de ces différents obstacles. Dans le domaine de l'archéologie, le recours aux relevés lasergrammétriques est de plus en plus fréquentes (Brown *et al.*, 2001 ; El-Hakim *et al.*, 2004 ; Ruther *et al.*, 2009 ; McPherron, 2009 ; Lerma, 2010 ; Grussenmeyer *et al.*, 2010, 2011 ; Burens *et al.*, 2011). L'utilisation de cet outil dans le domaine de la géomorphologie endokarstique est moins présente alors que le potentiel est important (Bird *et al.*, 2009 ; Jaillet *et al.*, 2009, 2011). En effet, l'appréhension morphométrique des formes du relief permet une meilleure quantification des processus morphogéniques et contribuent ainsi à renouveler et affiner des connaissances jusque là acquise par le biais d'observations visuelles et de mesures ponctuelles lorsqu'elles étaient possibles.

Depuis une dizaine d'années, l'apparition des LiDAR (Light Detection And Ranging) terrestres permet de palier à cet écueil métrologique en relevant de façon quasi exhaustive des géométries simples ou complexes de formes naturelles et en construisant des modèles topographiques 3D à haute résolution spatiale. Cet outil, par ailleurs déjà largement utilisé en géomorphologie fluviale (Heritage *et al.*, 2007 ; Milan *et al.*, 2007 ; Astrade *et al.* 2011 ; Tacon *et al.* 2011) ou périglaciaire (Teza *et al.* 2007 ; Bodin *et al.* 2008 ; Rabatel *et al.* 2008 ; Deline *et al.*, 2011), autorise désormais une approche quantitative de formes complexes du relief dont certaines peu accessibles. L'utilisation de ces outils de mesures et les modèles 3D qui peuvent être construits à partir des données acquises, demandent de respecter certaines règles et certaines précautions théoriques et pratiques afin que les nuages denses de points topographiques et la construction de surface maillée répondent le mieux aux problématiques de départ. Cette partie (2.3) a pour objectif de présenter les différents outils existants et le protocole à utiliser sur le terrain et en laboratoire pour l'acquisition et le traitement de ce type de données. Enfin, une dernière partie (2.4) est consacrée à la détermination des incertitudes sur certains types de matériaux rencontrés dans l'endokarst et plus particulièrement sur la calcite (Sadier *et al.*, 2011).

2.3.1 Les outils LiDAR

Les outils LiDAR permettent des relevés lasergrammétriques topographiques à haute densité. Ces outils sont aussi appelés des scanners laser. En fonction des problématiques et des objets à mesurer, une gamme variée de matériel existe (Grussenmeyer *et al.*, 2011) avec différentes caractéristiques physiques et optiques. Pour les objets naturels situés à plus de 60 mètres de distance, l'utilisation d'appareils utilisant la technologie dite du temps de vol est plus efficace. Dans ce cas la distance est calculée en fonction

du temps que met la source laser pour effectuer un aller/retour entre l'appareil et l'objet scanné. Cette technologie permet de relever des objets jusqu'à une distance de 3000 m pour des lidars terrestres et plusieurs kilomètres pour des lidars aéroportés.

Le lidar Ilris Optech 3D (figure 2.18) fait partie de cette catégorie de matériel et a été utilisé dans le présent travail pour numériser les objets endokarstiques de l'aven d'Orgnac (chapitre 5) ainsi que les parois rocheuses situées à l'aplomb de la grotte Chauvet (Delannoy *et al.*, 2010 ; Sadier *et al.*, 2012) (chapitre 8 et 9 de cette recherche doctorale).

Figure 2.18

Mise en œuvre des relevés lasergrammétrique sur le terrain. L'utilisation d'un Lidar longue portée ILRIS Optech est privilégiée dans un contexte où les objets à relever sont distants de plus 40 m ou dont la géométrie ne permet pas un accès direct. C'est le cas de l'escarpement calcaire surplombant la grotte Chauvet (photo du haut) ou du cône d'éboulis d'Orgnac scannée ici depuis le haut du puits de l'entrée naturelle de l'aven d'Orgnac (photo du bas) (clichés Benjamin Sadier, Stéphane Jaillet)



L'appareil utilisé est, en effet, particulièrement adapté au relevés et suivis des parois éloignées (Rabatel *et al.*, 2008, Ravel, 2009), bien que la fenêtre de scan soit limitée à un champ de 40° par 40°. La vitesse d'acquisition est de 2000 points par seconde. Cette technologie produit une erreur à la distribution gaussienne pour chaque mesure et varie en fonction de la distance entre la source lumineuse et l'objet. Elle dépend en partie de la taille du spot laser qui augmente à mesure que la distance croît (Resteyak, 2009 ; Shan *et al.*, 2008) ainsi que de la limite électronique dans la mesure de l'onde retour. Ce bruit est d'environ 25 mm pour un objet distant de 100 mètres et est d'environ 150 mm à 400 mètres. C'est-à-dire qu'un plan relevé à 100 mètres de distance aura 25 mm d'épaisseur. Cet artefact de part sa nature et sa caractérisation gaussienne peut être lissée mais jamais totalement réduite au moment de la modélisation des surfaces correspondantes aux nuages de points pour mieux rendre compte de la géométrie de l'objet.

Pour les objets souterrains (ou tout autre objet replié) nécessitant une modélisation plus fine, une autre technologie a été utilisée. Les scanners laser par décalage de phase. Cette fois, les distances ne sont plus déterminées par temps de vol mais par comptage des phases de l'onde lumineuse émise. Ces appareils ne fonctionnent donc plus avec de la lumière pulsée mais avec un signal lumineux continu. Le calcul des ambiguïtés est basé sur la modulation des phases (Lerma *et al.*, 2008) et non sur le signal temps comme cela peut être le cas pour le système de positionnement global (GPS). Cette technologie produit un très faible bruit de mesure (bruit millimétrique à infra millimétrique) mais ces scanners ont une portée de mesure beaucoup plus courte, de l'ordre de 70 m. Les appareils de ce type utilisés dans le cadre de ce travail sont les scanners Leica HDS 6000 et Leica HDS 6100 qui sont particulièrement adaptés en milieu souterrain (figure 2.19). En effet, l'enregistrement des données s'effectue sur un dôme de 360° par 310°. Cet appareil permet un enregistrement d'environ 500 000 points topographique par seconde avec une maille maximale de 1 mm à une distance 10 m (données constructeurs), ce qui représente un pas angulaire de 127 microns entre chaque mesure. La position x, y, z de chaque point est calculée en fonction de la position initiale du scanner. Le centre du scanner constitue toujours l'origine du référentiel local.

2.3.2 Protocole de construction de modèles 3D à haute résolution spatiale : de l'acquisition des données au maillage 3D

L'objectif de cette partie est de présenter la méthodologie employée sur le terrain pour relever en 3D le relief sous terre puis de montrer les étapes qui permettent de produire le modèle 3D, complet, maillé de l'endokarst investi. Cette étape est nécessaire pour apprécier la représentativité géométrique de chaque modèle par rapport à la réalité, car ils sont à l'origine des mesures et des analyses étayant les hypothèses développées et présentées dans la suite de ce travail.

La constitution d'un modèle 3D par lasergrammétrie comporte différentes étapes (Grussenmeyer *et al.*, 2010 ; Landes *et al.*, 2011) dont les principales sont l'acquisition de nuages de points sur le terrain, la consolidation et le géoréférencement des différentes



Figure 2.19 a et b

Mise en œuvre des relevés lasergrammétrique sur le terrain. L'utilisation ici d'un lidar courte portée à décalage de phase (ici Leica HDS 6000) est privilégié pour la mesure des drains et des formes de l'endokarst. En effet son fonctionnement en dôme à 360 degré facilite le relevé d'une section complète d'une galerie (clichés : Stéphane Jaillet)

stations de relevés, le nettoyage et enfin la triangulation des points afin d'obtenir un modèle maillé. C'est à partir de ce maillage que toutes les analyses, les mesures ou encore des simulations de processus physiques ou de réalité virtuelle utiles sont réalisées de répondre aux questionnements initiaux. Il est donc nécessaire de respecter les fondamentaux, théoriques et pratiques, des principes qui régissent la topographie.

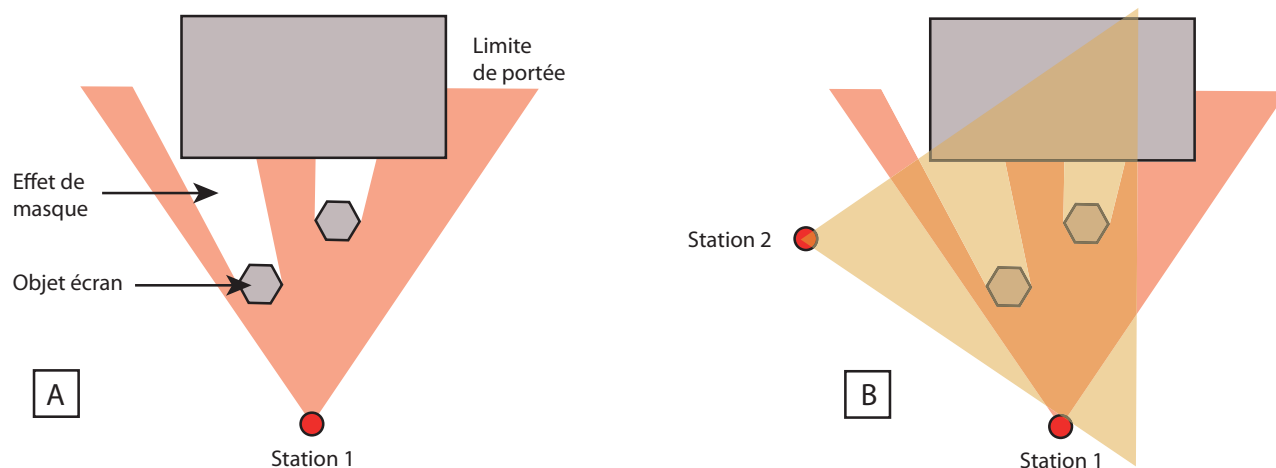
2.3.2.1 L'acquisition et le recalage des données sur le terrain

Pour relever une portion du relief dans sa globalité, il est nécessaire de la multiplier les stations de mesure afin de saisir toutes ses faces ainsi que les zones cachées par effet de masque. Cet effet correspond aux zones d'ombres provoquées par les objets eux même dans la scène de scan (figure 2.20).

A ce niveau des étapes de construction du modèle 3D, chaque nuage de points se situe individuellement dans un référentiel spatial différent ayant pour origine la position du scanner au moment du relevé. La visualisation simultanée de l'ensemble des nuages de points demande donc la construction d'un référentiel commun pour chaque nuage de point. Cette construction, appelée consolidation topographique (figure 2.21), peut être réalisée de différentes manières. Le principe général reste cependant d'associer des coordonnées fixes à des objets que chaque nuage de points possède en commun.

En fonction de la configuration du terrain, ces points communs peuvent être identifiés selon deux méthodes. La plus efficace consiste à placer des repères topographiques (Landes *et al.*, 2011) dans les scènes à scanner. Des objets sphériques sont le plus communément utilisés comme repères topographiques. En effet, la caractéristique d'une sphère (figure 2.22) est de conserver le même aspect géométrique quelque soit le point d'observation. Le centre mathématique de la sphère ajustée sur un groupe de points est théoriquement le même quelque soit l'angle de vue. La détermination de la position x,y,z du centre de cet objet est alors possible par le logiciel de consolidation topographique qui l'utilisera alors comme point de correspondance pour recalrer deux nuages de points. Ce recalage de plusieurs scènes dans un même référentiel nécessite la présence d'au moins trois points en commun pour appliquer une matrice de rotation et un vecteur de translation aux objets à recalrer.

Figure 2.20
Schéma illustrant l'effet de masque produit par le blocage du faisceau laser par différents objets dans la scène de scan. Cet effet nécessite la multiplication des stations de mesures.



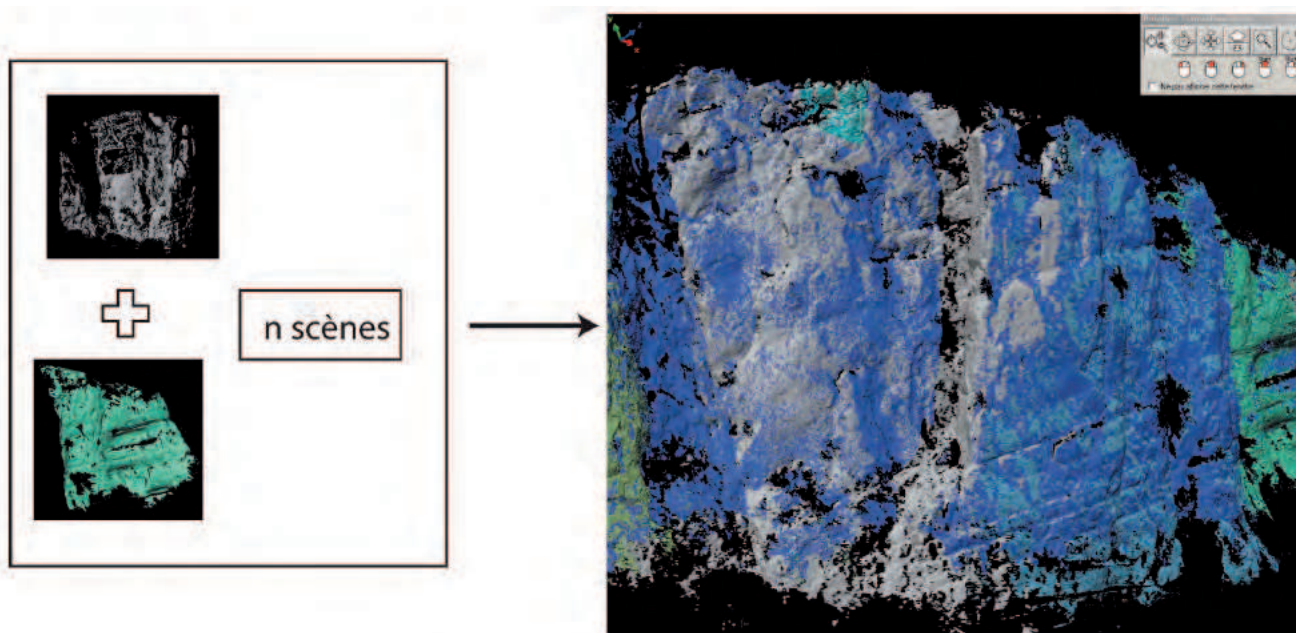


Figure 2.21

Extrait du processus de consolidation des nuages de points. Chaque couleur représente un nuage de points différents. Celui qui apparaît en bleu représente la scène globale sur laquelle nous avons recalé l'ensemble des points de vue.

Figure 2.22

Levés lasergrammétriques sur le terrain. On identifie le dispositif méthodologique employé pour effectuer une consolidation en utilisant des points d'appariement commun entre chaque station de scan. Les sphères constituent les points d'appuis. La station topographique (à droite) est utilisée pour l'orientation au nord. L'horizontal du plan XY peut être assigné soit au moyen d'un levé topographique par polygonalement des points d'appuis, soit en utilisant la fonction de compensation horizontale du scanner (à gauche), si celle-ci est disponible. Les sphères (ici blanches) sont présentes dans la scène de scan. (Cliché Stéphane Jaillet).



Lorsque les conditions de terrain ne permettent pas de placer des repères topographiques au sein des scènes relevés par LiDAR (en général pour des raisons d'éloignement), le recalage s'effectue en utilisant des algorithmes de reconnaissance et d'alignement des formes communes aux différents nuages de points (algorithme basé sur la méthode Iterative Closest point Method, Besl *et al.*, 1992 ; Chen *et al.*, 1999). La phase de consolidation est donc plus délicate à mettre en œuvre car les risques de dérives angulaires sont plus importants lors du recalage des différents scènes dans le même référentiel (Grange *et al.*, 2011). Ces dérives angulaires ont pour effet de produire de forte distorsion géométrique dans le modèle numérique 3D avec pour conséquence de rendre incorrect le résultat en certains secteurs du modèle 3D. La faiblesse principale de ce mode de consolidation basé sur les nuages de points est que des points homologues au sens strict du terme n'existent pas entre deux nuages de points. En effet, il est mathématiquement impossible qu'un même point à la surface d'un objet soit scanné de deux points de vue différents. Cependant, on l'a vu, le point du nuage occupe en réalité sur le terrain une « zone », on parle de spot, et dans la pratique, ces points peuvent, avec une probabilité faible être identique. Cette probabilité diminue encore du fait des incertitudes technologiques et notamment du bruit gaussien produit pour chaque point de mesure. Dans les faits, cette méthode de recalage est surtout utilisée sur des objets trop distants pour y accéder et sont donc mis en œuvre avec l'utilisation de scanners longue portée, ceux la même qui produisent la plus grande incertitude quant au positionnement spatial des point topographiques.

Afin de se prémunir de trop grandes erreurs, il est donc indispensable de prendre quelques précautions dans l'utilisation de ce mode de recalage :

- Privilégier l'approche semi automatique dans la définition des points utilisés par le logiciel comme les points d'appariement.
- Pour éviter les dérives angulaires, il faut que l'objet à mesurer ne soit pas plan et qu'il soit suffisamment rugueux (forte courbure) pour que les algorithmes de reconnaissance de formes soient capables de les détecter. De plus, il faut que cette rugosité soit suffisamment bien dispersée sur la surface analysée.
- Pour éviter une torsion géométrique du modèle, il est préférable que l'objet soit fermé (exemple une grotte), et qu'il y ait un large recouvrement entre chaque scène relevée. Dans le cas ou l'objet à relever n'est pas fermé (cas d'une paroi par exemple), et à condition que le recul par rapport à l'objet le permette, l'idéal est de relever d'abord l'objet dans sa globalité et de se servir de cette scène comme base de la consolidation.

Cette méthodologie a été utilisée pour relever l'escarpement surplombant la grotte Chauvet : un point de vue global a servi de support au recalage par best fit. Ce travail a été réalisé avec le logiciel *Polyworks*®.

Enfin, une fois la consolidation des nuages de points effectuée, il peut être utile de procéder au géo-référencement du nuage global afin de l'insérer ainsi dans un système d'informations géographiques.. Cette étape est nécessaire pour comparer des nuages de points qui ne sont pas visibles ou trop distants. Ce géoréférencement peut être effectué

de manière directe ou indirecte. La méthode directe consiste à géoréférencer et orienter directement la station de mesure avant de procéder aux relevés lasergrammétrique. Ce mode de géoréférencement est utilisé dans les systèmes LiDAR aéroporté. La méthode de géo-référencement indirecte consiste à relever au GPS ou à la station topographique des points repères qui pourront être retrouvés dans le nuage de points. C'est cette méthode qui est pour l'instant la plus utilisée (Landes *et al.*, 2011) et c'est celle que nous avons mise en œuvre lors des mesures LiDAR terrestre dans ce travail de recherche..

2.3.2.2. Segmentation et triangulation des nuages de points

Alors que les mesures topographiques s'effectuent en fonction du choix de l'opérateur, le fonctionnement des appareils LiDAR aboutit généralement à un relevé systématique de tous les objets qui apparaissent dans la fenêtre de scan. Il en résulte des nuages de points contenant des informations inutiles (voir aberrants) pour répondre aux questionnements de départ. C'est pourquoi, il est nécessaire d'effectuer un prétraitement afin de supprimer les points indésirables pour ne garder que les points d'intérêt pour le projet scientifique en place.

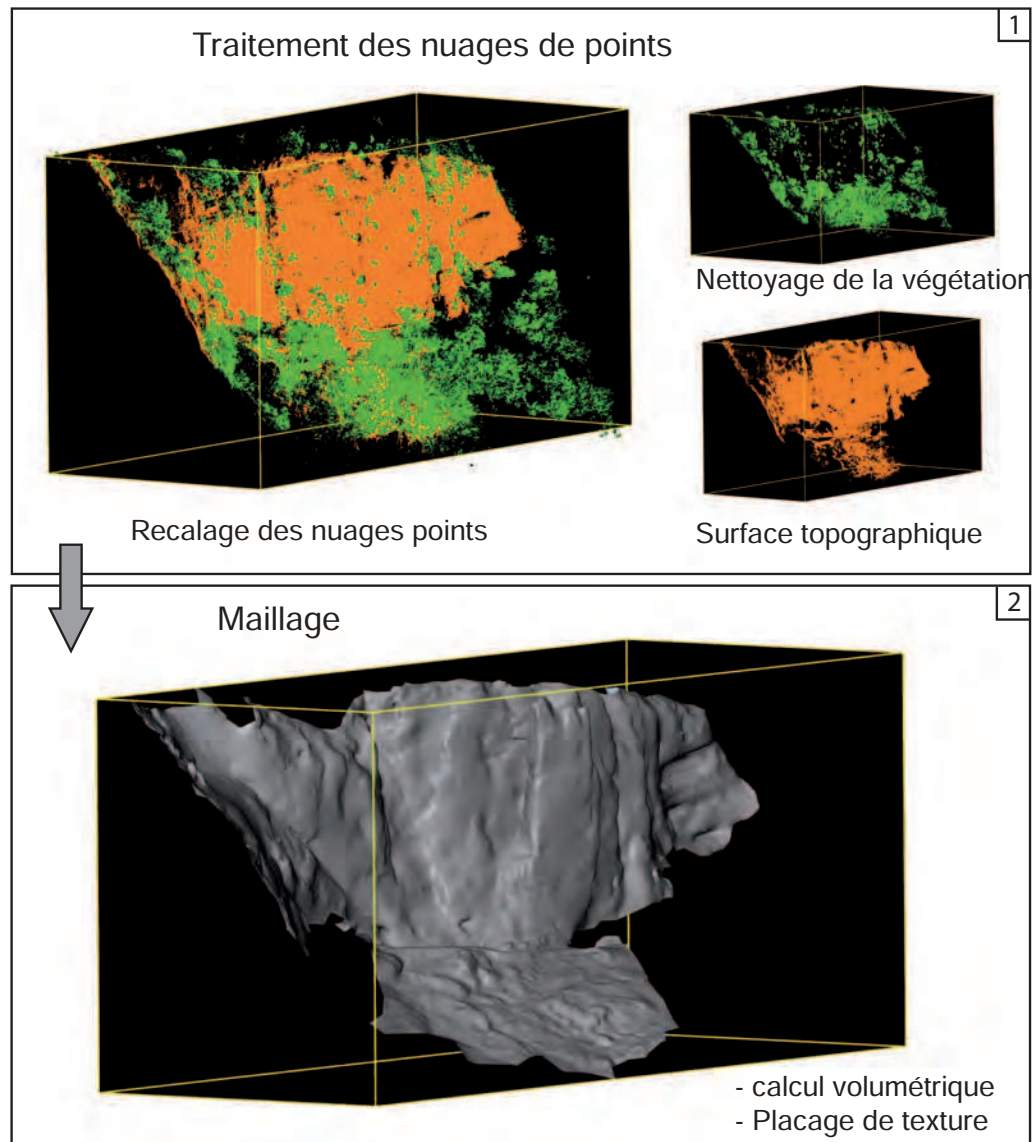
Cette étape consiste donc à supprimer ces points aberrants et les points correspondant aux objets inutiles à l'étude. Cela consiste par exemple à supprimer tous les points de végétation inutiles, voire gênants, pour étudier la topographie du relief. Dans ce cas, la justesse de la modélisation de la surface dépend directement de la séparation correcte des points de végétation et des points du sol puisque ce nettoyage précède l'étape du maillage (figure 2.23). La qualité de cette segmentation aura par la suite des conséquences dans le cadre de calcul de volume par exemple. En effet, si des points de végétation sont pris en compte dans la triangulation, cela revient à fausser complètement la géométrie réelle du terrain

La suppression des points aberrants consiste à la suppression des points qui n'ont aucune réalité géométrique et qui sont produits par la distorsion du signal lumineux au contact de matériau modulant sa longueur d'onde ou qui intercepte sa trajectoire. Cela peut être le cas du phénomène de «voile de mariée» qui se matérialise par une trainée de points dans le nuage à proximité d'objets qui ont été balayés avec un angle d'incidence beaucoup trop rasant. Un autre exemple peut concerner les points qui matérialise les gouttes d'eau tombant régulièrement depuis la voûte dans une cavité. Ces points créent une information non valide et il convient de les supprimer.

Cette étape de suppression des points et de segmentation de l'information s'apparente à une segmentation du nuage de points et constitue déjà une classification de l'information. La segmentation d'un nuage de points est donc un partage de l'ensemble des points 3D en sous ensembles (sous nuages de points) homogènes, en suivant des critères prédéfinis (Landes *et al.*, 2011). Les logiciels de traitement de nuage de points (Realworks, Polyworks, 3DReshaper) propose des algorithmes de segmentation des nuages de points mais s'appliquent généralement aux formes euclidiennes (plan, sphères, etc...) et conviennent bien aux analyses en milieu industriel mais peu aux objets naturels. Un puissant algorithme de segmentation et de classification de formes naturelles a été

Figure 2.23

Illustration du filtrage de la végétation d'un nuage de point brut. Ce travail est indispensable à la constitution d'un maillage triangulé correct ici du sol au pied de la paroi.



développé récemment (Brodu *et al.*, 2012) (Canupo Software) mais n'a pas pu être utilisé dans ce travail. Cette étape a donc entièrement réalisé manuellement ce qui a pour avantage d'avoir un contrôle visuel sur tous les objets supprimés et segmentés mais qui a le désavantage d'être très chronophage.

La segmentation des nuages de points permet donc d'isoler les informations définies comme utiles pour répondre à la problématique de recherche. La dernière étape dans le traitement des nuages de points est (1) le processus de filtrage qui permet d'éliminer les points redondants (liés à ces recouvrements de scènes de scan), (2) l'uniformisation de la densité du nuage de points par ré-échantillonnage et (3) le lissage du nuage de points afin de diminuer les rugosités liées au bruit de mesure. Des fonctions de filtrage sont offertes par Realworks© et 3DReshaper©, les deux logiciels de rétro-ingénierie utilisés dans ce travail. Différents traitements s'appliquent aux données 3D brutes (Curless, 1999 ; Girod *et al.*, 2000 ; Boehler *et al.*, 2002). Ce nettoyage par filtrage automatique consiste à supprimer les points trop éloignés de la surface théorique, par filtrage des points par rapport aux points voisins. Il y a deux possibilités pour appliquer ce filtrage :

(1) par ajustement de l'intensité (seuil) ; suivant la valeur de cette intensité, on supprime plus au moins des points ou (2) par découpage avec un critère de distance, en séparant le nuage de points en plusieurs nuages dont la distance minimale est la valeur indiquée par l'opérateur. A l'issue de ces traitements, la définition du pas moyen du nuage de points reste toujours une opération délicate et reste finalement à l'appréciation de l'opérateur. En effet, l'absence de topologie (information de voisinage entre points) rend impossible des mesures de distances entre deux points sans critère a priori. Ce pas peut être apprécié par la densité (i.e., rapport du nombre de points au volume de la plus petite boîte englobant ces points) mais cela ne permet pas d'apprécier la dispersion. C'est finalement le regard du « naturaliste » qui permet de s'assurer de la conformité entre le nuage de points et la forme investiguée. Ce contrôle est effectué par un certain nombre de mesures « point à point » sur le nuage ; le « pas », mesuré de la sorte, est alors souvent assez proche des mailles annoncées par le scanner.

La suite de l'opération consiste à mailler le nuage de points pour obtenir un modèle RTI (Réseau Triangulaire Irrégulier, TIN en anglais). Cette opération permet de réduire la quantité de points acquis tout en conservant le même niveau d'information morphologique des objets. Comme le modèle RTI est irrégulier, les surfaces planes sont décrites par moins de triangles que les surfaces plus rugueuses. Cela permet également l'accélération des procédures d'affichage et de traitement. Le modèle RTI apporte surtout une information de voisinage à chaque sommet créé. Cette topologie est fondamentale pour la suite des traitements, notamment pour l'identification des ruptures morphologiques ou pour les opérations de segmentation 3D. L'opération du maillage permet véritablement de transformer le nuage de points en une « peau » numérique continue avec la création de nouveaux sommets reliés par des arêtes. En fonction des choix de l'opérateur, les sommets de chaque triangle peuvent correspondre strictement aux points du nuage mais il est préférable de réduire le nombre de sommets et donc de faces triangulaire dans le but de faciliter l'affichage.

Le maillage permet de transformer une information ponctuelle (le point) en une information surfacique (la peau), ce qui augmente le potentiel d'information et de post traitement. En effet, si pour des mesures simples, il est préférable de travailler à partir du nuage de points, le calcul de surface ou de volume rend indispensable cette étape de modélisation. Le maillage, peut être effectué en modélisant des primitives géométriques (exemple : plan, tore) mais en milieu naturel, sa construction est basé sur la triangulation des nuages de points. Comme cela a déjà été évoqué, la triangulation de Delaunay est la méthode la plus adaptée à la modélisation d'une surface topographique naturelle. Mais l'algorithme généralement utilisé ne permet pas de traiter efficacement les nuages de points acquis par LiDAR terrestre (figure 2.24).

En effet, l'algorithme de triangulation de Delaunay ne permet pas de restituer la complexité géométrique d'objets 3D (grotte, surplomb dans une paroi, échancrure, crevasse..) fréquemment rencontrés et étudiés dans le domaine de la géomorphologie. Ce défaut provient de l'utilisation d'un axe pour orienter les normales des faces triangulaires créées entre chaque point du nuage. Pour exploiter pleinement la richesse géo-

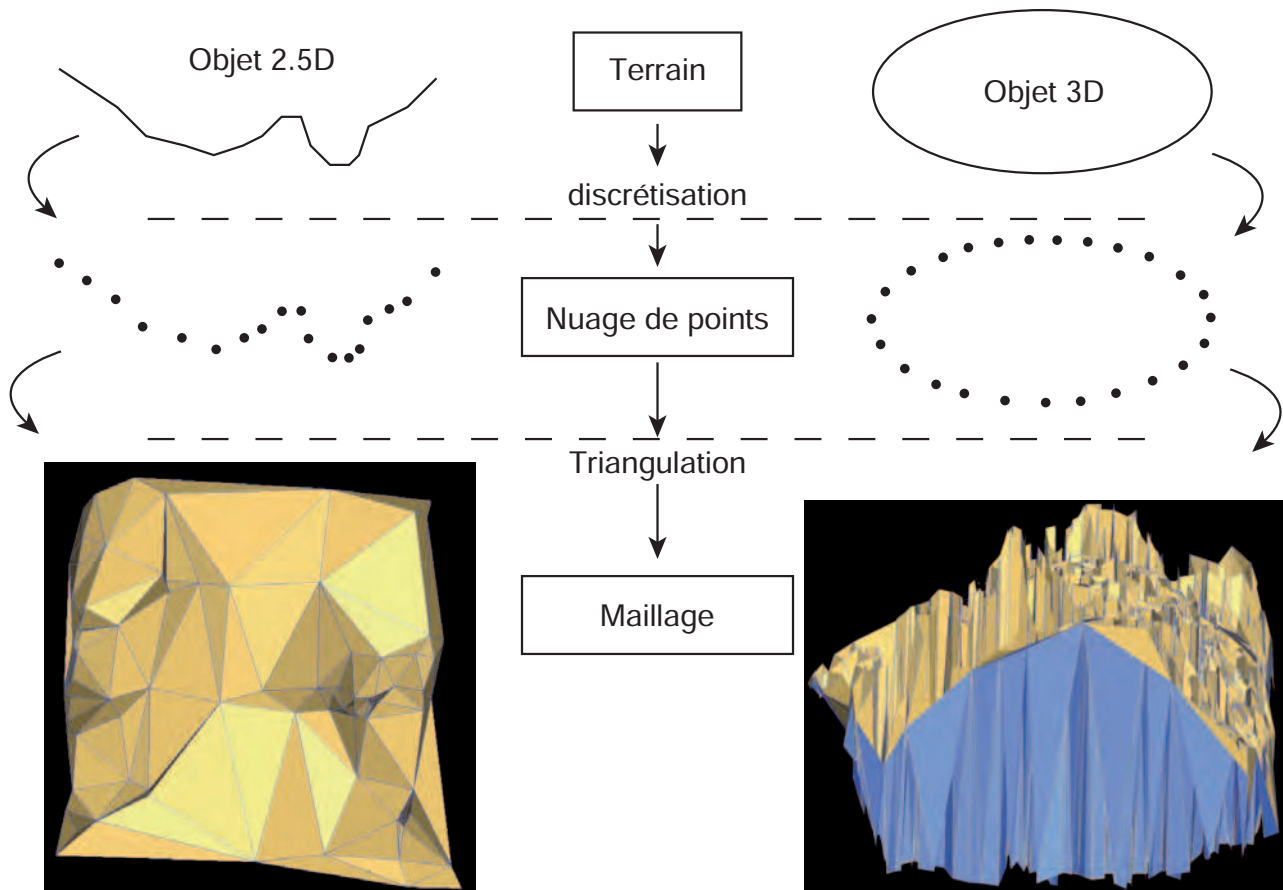


Figure 2.24
Illustration du résultat du maillage utilisant l'algorithme de maillage de la triangulation de Delaunay 2D. La triangulation se réalise selon un axe de projection, généralement le z, et cette méthode s'avère totalement inadaptée pour restituer la géométrie d'objets fermés comme une grotte par exemple.

métrique de chaque objet enregistré dans les nuages de points, il est donc nécessaire d'utiliser des méthodes de triangulation qui ne soient pas contrainst par l'utilisation des axes x, y ou z d'un espace.

A ce jour, l'algorithme le mieux adapté est celui développé par la société *Technodigit*[®] et qui constitue la base du développement du logiciel *3DReshaper*[®]. L'algorithme utilisé a toujours pour base la triangulation de Delaunay mais l'utilisation d'un axe de projection n'est plus nécessaire. La construction des triangles du maillage se réalise alors de proche en proche selon la proximité des points les plus proches. Un des avantages de ce logiciel réside donc dans la possibilité de créer de maillages entièrement fermés qu'il est possible de raffiner localement en fonction de la densité du nuage de points (figure 2.25)

Cette opération de raffinement peut être conduite jusqu'à atteindre le niveau d'information voulu. Cependant, il doit la aussi respecter le théorème de Nyquist-Shannon, c'est-à-dire que la dimension des triangles (taille de l'arrête) ne doit pas être inférieure à deux fois la distance moyenne entre deux points dans une région donnée. En deçà de cette valeur, l'échantillonnage (nombre de points) utilisé par l'algorithme pour construire la surface maillée est trop faible et n'est donc plus forcément représentative de la géométrie à représenter (phénomène de surmaillage).

En dernier lieu, il convient de vérifier l'intégrité de la modélisation avant de commencer l'analyse géomorphologique proprement dite. Il convient au préalable de vérifier la conformité du modèle, c'est-à-dire s'assurer qu'il ne comporte aucune erreur de topologie afin de rendre possible les calculs surfaciques ou volumétriques et ce, avant

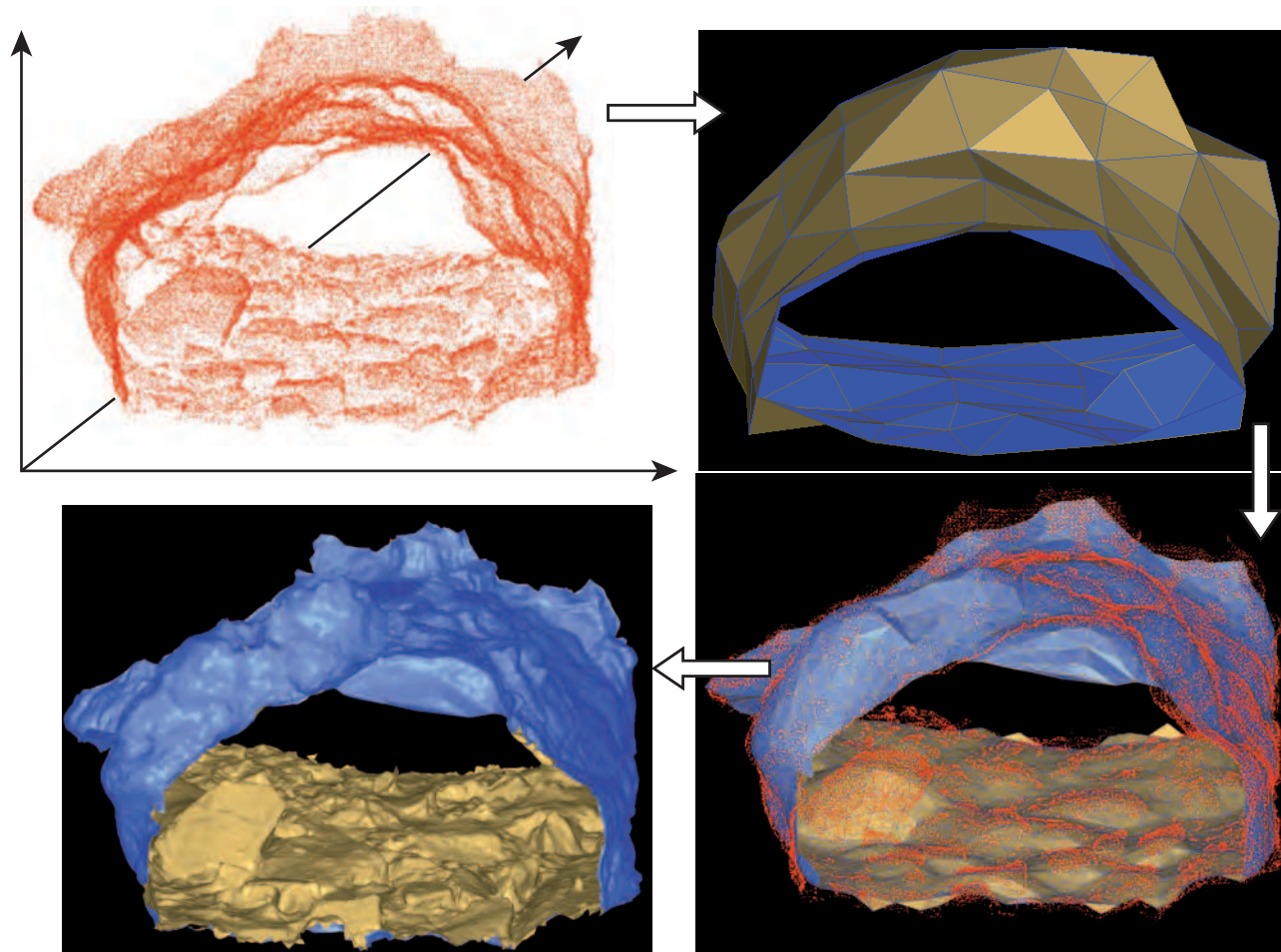


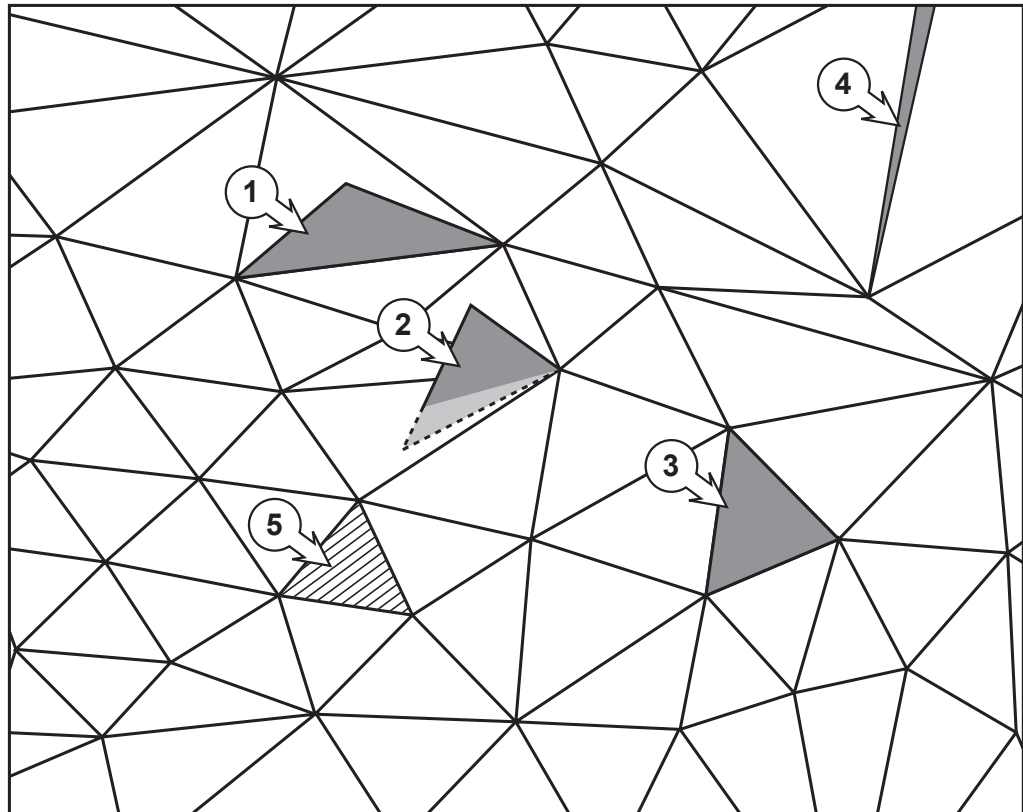
Figure 2.25
 Etapes de la construction de maillage dans le logiciel 3DReshaper en partant de nuages de points d'objets 3D (ici une section de cavité). On part du nuage de point pour construire un maillage grossier mais correct. Celui-ci est raffiné en reprenant le nuage de point. Le processus est réalisé par étape et contrôlé visuellement par l'opérateur.

toute étape de traitement automatique. En effet, des erreurs topologiques ou autres discontinuités dans le modèle triangulé induisent systématiquement des erreurs dans les algorithmes de traitement de surface comme par exemple pour la segmentation (Hajri, 2010). En fait, lors de la triangulation (maillage), des faces anormales sont fréquemment produites (figure 2.26). Il peut s'agir (1) de faces « non-manifold » si une arête appartient à trois facettes (ou plus) ; (2) de faces croisées si les arêtes d'une facette traversent une autre facette ; (3) de faces redondantes (dans ce cas, le nombre d'arêtes et de faces qui appartiennent à un même sommet doit être identique) ; (4) de faces allongées (pics), une facette allongée pouvant être identifiée en fonction de plusieurs critères (longueur d'arête, rapport base/hauteur, rapport arête maximale/arête minimale...) ; (5) de faces instables (inversées), une facette étant considérée comme instable lorsque sa normale présente une incohérence par rapport aux autres facettes.

Ces erreurs peuvent être dues à un filtrage insuffisant du bruit, à des paramètres de triangulation incorrects (e.g., création d'arêtes entre des sommets ne devant pas être reliés) ou à des formes d'objets très complexes. Pour vérifier et corriger ces incohérences dans le modèle RTI, Polyworks©, et plus précisément le module IMedit©, a été utilisé. La fonction de détection d'anomalies offertes par ce module comptabilise les erreurs et permet de les corriger généralement assez efficacement. Une autre intervention est également envisageable, consistant à « boucher les trous » qui peuvent subsister dans le modèle. Ces trous, dus à une absence de faces, peuvent avoir plusieurs origines : (1)

Figure 2.26

Amélioration du maillage par suppression des faces « non-manifold » (1), croisées (2), redondantes (3), allongées (4) et instables ou inversées (5) (in, Jaillet et al., 2011)



absence de données : la zone n'a pas été scannée correctement (problèmes de masques sur le terrain) ; (2) processus de maillage inefficace : les trous apparaissent lorsque la densité d'une zone est plus faible que sur le reste de la vue ; (3) mauvais nettoyage de bruit : les facettes anormales sont supprimées ; (4) processus de recalage est inefficace : il arrive couramment que l'assemblage des vues entraîne la création de « trous ». Les « trous » qui n'avaient pas été complétés de façon automatique dans un maillage peuvent être « bouchés » le plus souvent manuellement à l'aide des deux modelleurs Polyworks© et 3DReshaper©. Ce travail peut aussi être réalisé de manière semi automatique, avec intervention de l'opérateur par construction de « ponts ». Le remplissage d'un trou se fait suivant la courbure locale donnée par la surface qui entoure ce trou. Cette opération n'a pas été envisagée ici car elle s'apparente plus à la construction d'informations à vocation purement esthétique, pouvant parfois fausser les résultats en créant de nouveaux triangles sans validité de terrain. Elle est cependant parfois nécessaire pour les calculs de volumes. En ce cas, les choix réalisés par l'opérateur doivent être assumés (contrôle naturaliste « à l'œil »).

Cette partie avait pour vocation de détailler l'ensemble des étapes nécessaires à la construction de modèle topographique 3D qui peuvent être utilisés en géomorphologie. Cette construction repose sur un ensemble de connaissances théoriques et pratiques afin de limiter le mieux possible les incertitudes géométriques. Toutefois, ces dernières peuvent être produites indifféremment des précautions d'usages topographiques car liés directement à la nature des matériaux dont sont faits les objets d'étude. C'est par exemple le cas des spéléothèmes. Ces objets, composés de cristaux de calcite de part leur composition, ont des propriétés optiques pouvant perturber le faisceau laser qui sert à mesurer

la position des objets dans l'espace. Confrontés à ce problème, nous avons été amenés à mettre en place un protocole de test adapté.

2.4. LES INCERTITUDES DES RELEVÉS LASERGRAMMÉTRIQUES SUR CALCITE

2.4.1. La validité des mesures lasergrammétriques sur calcite ?

Lors de la consolidation des nuages de points acquis dans le domaine souterrain, des erreurs systématiques de positionnement ont été repérées au niveau des sols, des parois ou des plafonds, sur des objets composés de calcite. Or ces erreurs peuvent entraîner (1) des erreurs géométriques lors des recalages automatiques par alignement de formes et (2) des erreurs géométriques sur les objets de types spéléothèmes. Or, différentes problématiques comme l'étude et la quantification des processus de soutirage de sédiments endokarstiques repose justement sur l'information géométrique des spéléothèmes (stalagmites translitées). Afin d'appréhender la validité des mesures lasergrammétriques sur calcite, un protocole expérimental testant la faisabilité et la validité des mesures laser sur un matériau translucide comme la calcite a été établi. En effet, les relevés effectués sur des spéléothèmes laissent supposer que les propriétés optiques de la calcite tendent à modifier la trajectoire du laser, ce qui induit des erreurs de mesure quant au positionnement réel du faisceau lumineux. En pénétrant dans la matière, on constate que le faisceau laser restitue une distance parcourue plus grande que la distance réelle entre l'appareil de mesure et la surface de la concrétion. Ceci pose *in fine* un problème géométrique crucial pour l'utilisation des nuages dans la suite des travaux.

2.4.2. Mise en place du protocole expérimental

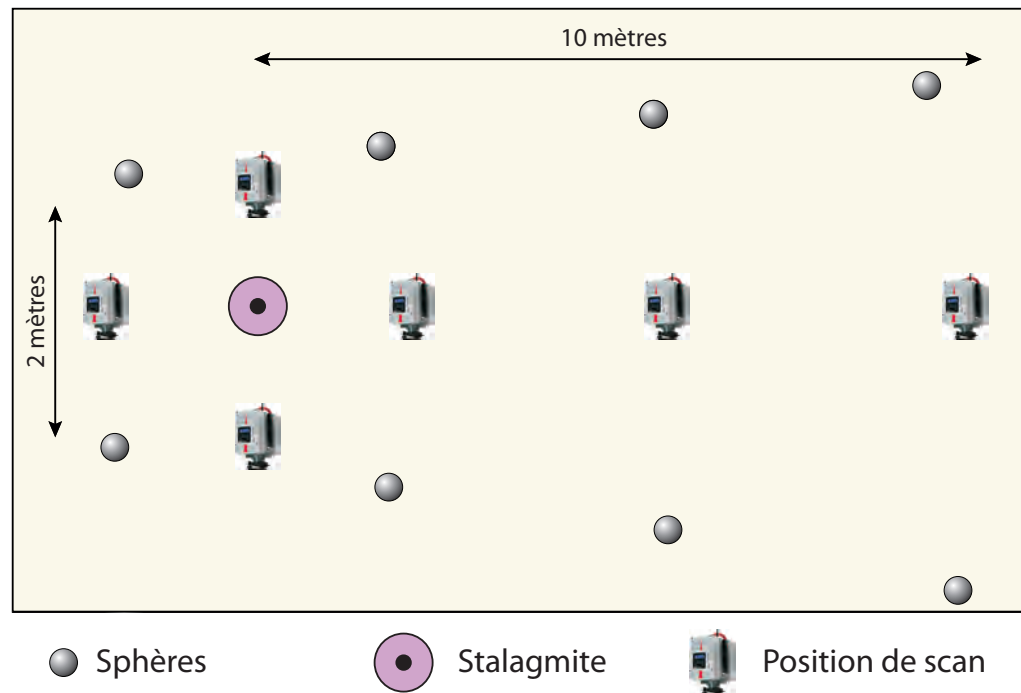
Une stalagmite de 450 mm de hauteur et d'environ 80 mm de diamètre a été posée, au centre d'un banc de mesure, en laboratoire, où elle a été scannée selon quatre positions différentes. Cette concrétion a ensuite été recouverte d'une peinture opaque afin de la rendre complètement imperméable à la lumière et l'objet a de nouveau été scanné depuis les mêmes stations précédentes (4). En considérant ainsi la surface peinte comme surface de référence, il est possible d'effectuer une comparaison des différents nuages de points à partir de cette surface de référence. Dans le cadre de ce protocole, la précision intrinsèque du laserscan a aussi été mesurée ainsi que la précision relative à la consolidation des différents nuages de points dans un même référentiel spatial. Cette étape est indispensable pour comparer les différentes stations mais l'erreur de positionnement qu'elle induit ne doit pas être confondue avec le bruit induit par la nature du matériau à relever. Cette précision est de l'ordre de 2 mm, conformément à celle annoncée par le constructeur Leica.

La technique des sphères homologues a été utilisée pour la consolidation et il en résulte un résidu de fermeture de l'ordre de 2 mm. Afin de contrôler plus encore la valeur réelle de cette précision annoncée, nous avons modélisé un plan (mur de la pièce) que nous avons comparé avec les quatre stations de référence (figure 2.27).

L'erreur résiduelle réelle, ou l'erreur intrinsèque au matériel de balayage scanner, est de l'ordre de 1 mm, ce qui veut dire qu'il est impossible de mesurer des objets ou de détecter des tendances en deçà de cette valeur. Pour définir la distorsion induite par la calcite sur la mesure laser, nous avons réalisé un certain nombre de mesures directement sur les nuages de points. Des coupes sur le modèle de référence (peint) et sur le modèle brut montrent les différences géométriques entre les deux acquisitions (figure 2.28). Sur le profil vertical de la stalagmite, les points correspondant au modèle brut s'écartent progressivement de la topographie de référence, mais cette différence géométrique ne se fait pas de façon linéaire. Les profils horizontaux montrent, de même, le caractère non linéaire de l'erreur de mesure.

Figure 2.27

Schéma du protocole expérimental de mesure mis en œuvre au laboratoire EDYTEM. Les sphères de référence sont disposées de façon à ne pas créer d'ambiguïté pour l'algorithme de calcul des solutions topographiques. La stalagmite est d'abord mesurée depuis toutes les positions à l'état brut puis scannée une seconde fois après application d'une peinture opacifiante.



Ensuite, des mesures de diamètre de la concrétion, ont été effectuées perpendiculairement à la normale du relevé et cela pour les quatre positions scanner. On constate (figure 2.29) que le gabarit de la concrétion est conservé dans une fourchette de 1 à 3 mm sur un diamètre s'étendant de 60 à 90 mm. Si la position des points par rapport à l'origine de la mesure semble poser problème, la géométrie du nuage de points semble cependant rester valide.

Pour s'en assurer, nous avons cherché à vérifier si l'erreur de positionnement des points variait avec la distance à laquelle on mesurait l'objet. Pour cela, la stalagmite (non peinte) a été scannée à différentes distances (1 m, 5 m et 10 m) le long d'un même axe et sur une même hauteur. Les propriétés géométriques du nuage restent constantes,

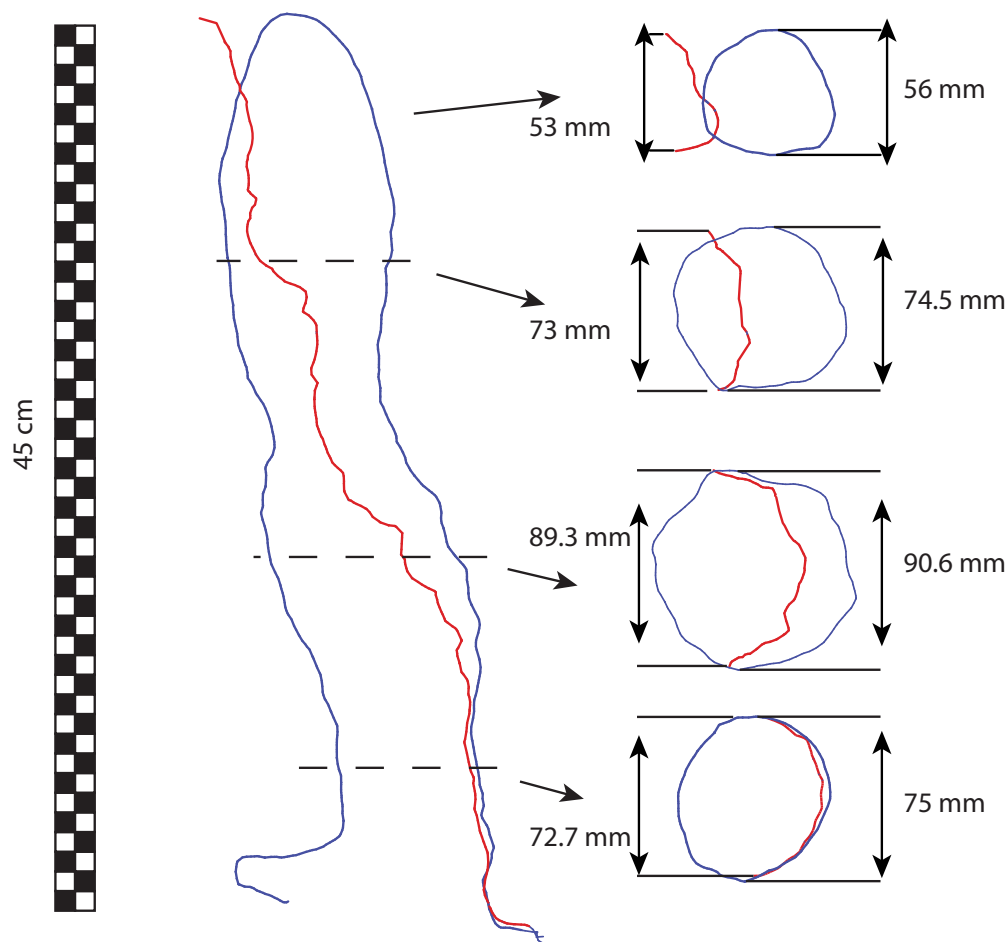


Figure 2.28

Le profil en coupe et en plan fait apparaître que la déformation topographique n'est pas uniforme sur l'ensemble de la stalagmite. Cependant la comparaison des mesures de diamètre sur le modèle de calcite (en rouge) par rapport aux diamètres mesurés sur le modèle de référence peint (en bleu) montre que les proportions morphologiques perpendiculaires à l'axe du scanner sont conservées.

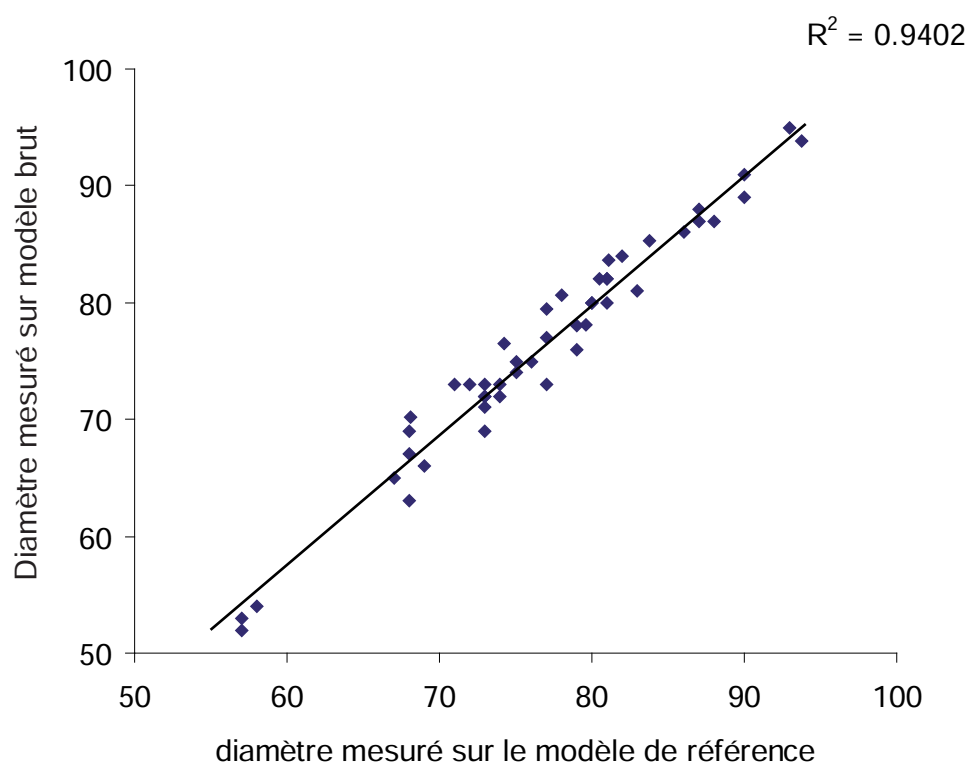


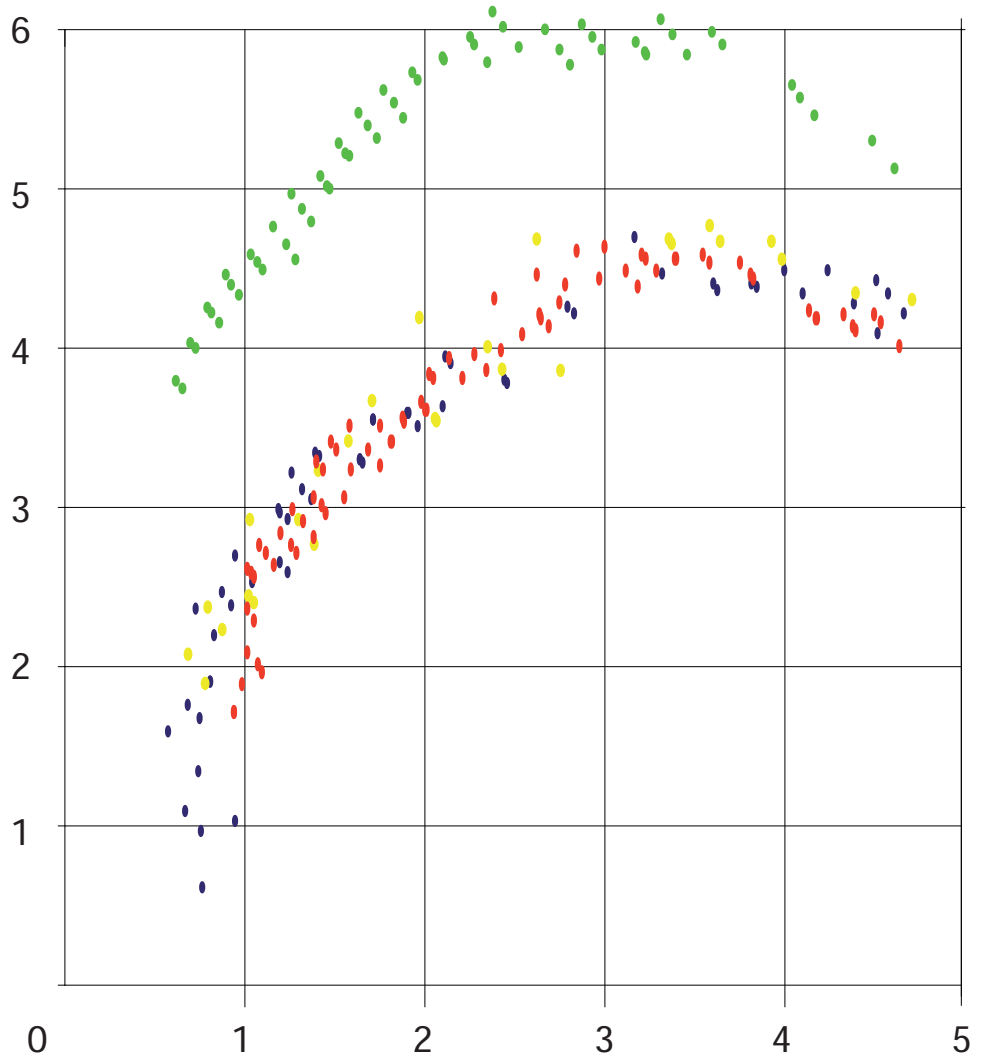
Figure 2.29

Relation linéaire existant entre les mesures de diamètre effectuées à la fois sur le modèle 3D scanné sur calcite et sur le modèle 3D de référence scanné sur la stalagmite opaque. Le coefficient de corrélation linéaire passant par l'ensemble du semis de points est de 0,94 montrant que la géométrie générale du nuage est bien conservée.

mais décalées du nuage de référence (figure 2.30). La distorsion des mesures n'est pas corrélée à la distance à laquelle la mesure est effectuée. Au contraire le décalage reste le même quelque soit la distance séparant le scanner de la cible.

Figure 2.30

Comparaison de quatre sections horizontales de la partie sommitale de la stalagmite (vue en plan). L'écart de tous les profils par rapport au modèle de référence est d'environ de 3 cm. Il est constant quelque soit la distance d'acquisition du nuage.



- Profil de référence
- Profil mesuré à 5 mètres
- Profil mesuré à 1 mètres
- Profil mesuré à 10 mètres

Cette expérimentation montre que le décalage de mesure pourrait être uniquement lié aux propriétés optiques des objets mesurés. Une photographie avec éclairage arrière (figure 2.31) montre que la concrétion présente trois faciès différents (associés à trois gammes d'opacité). Les erreurs de mesures (tracé rouge figure 2.31) semblent directement associées à ces changements de faciès qui expliqueraient la pénétration du laser dans la calcite et qui induiraient ces déformations géométriques.

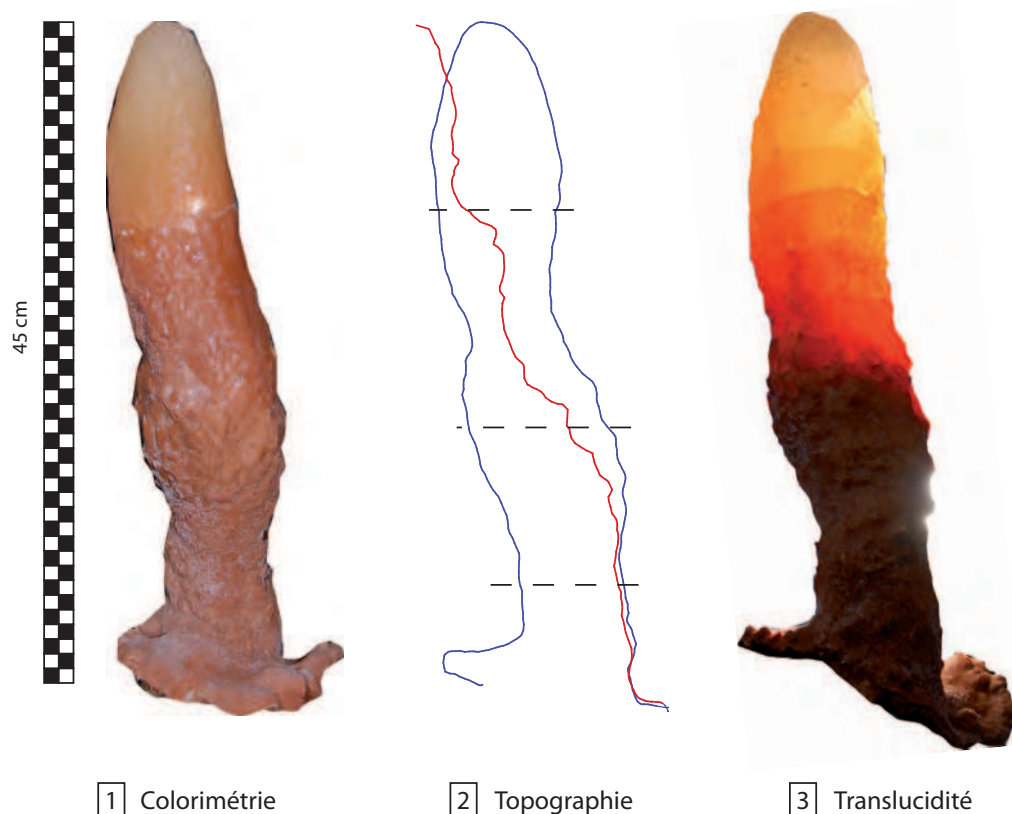


Figure 2.31
 A gauche, photo prise en lumière ambiante (couleurs naturelles de la concrétion). Au centre, comparaison de deux profils topographiques : en rouge, celui correspondant à un relevé lasergrammétrique sur la calcite, en bleu un relevé lasergrammétrique sur le même objet mais recouvert d'une pellicule de peinture opacifiante et constituant la référence. A droite, une photographie prise dans le noir avec une source de lumière provenant de l'arrière la diffusion de lumière dans la stalagmite. L'opacité de la calcite mesurée joue un rôle important dans l'erreur de mesure. On identifie ici 3 seuils géométriques entre l'écartement du profil topographique mesuré (en rouge) par rapport au profil de référence (en bleu). Ces seuils semblent corrélés à l'opacité de la calcite plus qu'à sa couleur.

Ces différentes mesures expérimentales nous éclairent sur la nature du bruit de mesure lié au faciès des objets à mesurer dans l'endokarst. En effet, les cristaux de calcite entraînent la diffraction du rayon laser, retardant ainsi son temps de retour et faussant de manière non négligeable la distance mesurée. La figure 2.31 montre, cependant, le caractère hétérogène de cette déformation topographique sur le profil en coupe. L'explication réside dans les propriétés diffractives de l'objet mesuré. La pénétration du laser (lors de la mesure) dans la calcite est variable selon l'opacité de cette calcite. Les conséquences sont géométriques sont un décalage dans le positionnement des points. Cependant, les mesures de gabarit (diamètre notamment) restent conformes dans une fourchette de 3 mm. Au delà des implications géométriques et des corrections que cela impose dans la suite des analyses, ce type d'expérience montre tout l'intérêt que pourrait revêtir une démarche de relevé scanner sur stalagmite pour une analyse non destructive de la structure interne des concrétions. Il y a là une piste de recherche intéressante qu'il sera fécond de développer à l'avenir.

CONCLUSIONS

Ce chapitre avait pour objet de présenter les différentes méthodes et les outils associés nécessaires à la construction et à la visualisation de modèles 3D.

Une question, un modèle 3D. La première conclusion qui peut être tirée de cette partie, au regard des protocoles à suivre pour construire des modèles 3D est que quelque soit l'échelle de travail, c'est toujours le questionnement scientifique qui doit orienter le choix de l'opérateur dans la définition de la discrétisation spatiale, du traitement, du filtrage, de l'homogénéisation des données et de la modélisation 3D des objets à étudier. Ainsi, et contrairement aux idées reçues, la restitution finale d'un modèle 3D, n'est pas totalement objective puisqu'elle provient d'une succession d'étapes validées et donc de choix. C'est pourquoi, dans chaque domaine et dans chaque discipline, il nous semble important que l'utilisateur finale du modèle 3D soit impliqué à chacune de ces étapes de construction du modèle pour en apprécier la validité mais aussi les limites, aussi bien spatiales que quantitatives.

Comme cela l'a été montré, la construction du modèle 3D n'est finalement pas un procédé tout à fait standardisé. En effet, et bien que cela ait tendance à évoluer, il n'existe pas encore d'outils «clef en main» et l'utilisation de plusieurs capteurs et de plusieurs logiciels s'avère encore indispensable pour construire et travailler sur des modèles susceptibles d'être exploitables dans nos travaux de recherche. Aujourd'hui et sans doute demain encore, de nombreux outils logiciels restent encore à développer pour exploiter pleinement la richesse d'information spatiale que ces modèles offrent.

Une complétude dans la vision du karst. Bien que la construction de tels modèles peut apparaître fastidieux, la possibilité de visualiser les objets naturels étudiés dans leur contexte, sans limite de temps et sans contrainte physique lié à l'environnement, apporte, nous le verrons un bénéfice considérable à l'étude et à la connaissance des objets karstiques. En effet, ces modèles permettent d'effectuer des traitements statistiques, des mesures de distance, de gabarit, de volume ou encore du positionnement spatial de chaque objet dont certains étaient jusqu'alors inaccessibles (voûtes et parois des cavités, surfaces géologiques). Avec la mise en place de telles méthodes, nous espérons pouvoir apporter une réelle valeur ajoutée à la géomorphologie karstique. C'est dans cet esprit que nous présentons dans le chapitre suivant un travail original mêlant efficacement lecture géomorphologique et modélisation 3D pour la réalisation d'un projet d'envergure : le fac-similé de la grotte Chauvet-Pont d'Arc.

CHAPITRE 3

UN ESPACE DE RESTITUTION DE L'ART PARIÉTAL

EXEMPLE DE LA GROTTTE CHAUVET-PONT D'ARC

LES APPORTS DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE ET DE LA MODÉLISATION 3D

Lors de la découverte d'un site archéologique majeur et en particulier d'art pariétal, la question de la restitution au public est très vite abordée dès lors que depuis les écueils de la mise en tourisme de grotte ornée, la plupart des nouveaux sites découverts sont interdits au grand public. En effet, alors que de tels sites pouvaient être autrefois ouverts au public comme le furent les grottes de Lascaux (France) ou d'Altamira (Espagne) ou comme le sont encore les grottes de pair non pair (France), de Fond-de-Gaume, Rouffignac, Pech Merle etc... l'accès aux nouveaux sites (Coquer, Chauvet, Cussac...) est désormais inaccessible au public, et fortement régulé par des mesures de conservation issues d'expertises scientifiques ou autres initiatives relevant du domaine du bien public (cinéma, muséographie...). Diffuser de tels patrimoines de l'Humanité auprès de l'ensemble des citoyens constitue cependant un devoir et nécessite de trouver des solutions alternatives à la visite touristique ou non du site originel. C'est dans cette optique et surtout suite aux difficultés de conservation rencontrées dans des grottes mises en tourisme (Lascaux (Delluc, 1984) et Altamira (Lasheras *et al.*, 2010)) que des restitutions sous forme de fac-similé ont été réalisées pour quelques unes des cavités considérées comme majeures dans l'histoire de l'Humanité et de nos racines culturelles et sociétales. La grotte Chauvet, de renommée internationale pour ces œuvres pariétales du Paléolithique supérieur (Aurignacien), a été, dès sa découverte en 1994, fermée au public. Un projet de restitution au public a rapidement été projeté et mis en œuvre par les institutions publiques du Conseil Général de l'Ardèche (Duval, 2007 ; Malgat *et al.*, 2012). L'objet de ce chapitre est de décrire quels ont été les processus scientifiques, et en particulier géomorphologique, impliqués dans la réalisation technique de ce projet appelé « Espace de Restitution de la Grotte Chauvet » (ERGC). En effet, ce projet, s'appuie sur un ensemble de connaissances acquis lors de l'étude scientifique de la grotte depuis le choix des œuvres à représenter jusqu'à la reproduction des œuvres sur les supports reproduisant la grotte. Au delà de l'ingénierie des métiers du bâtiment, de la scénographie, une réflexion préalable sur le milieu et l'ornementation de la grotte a été nécessaire pour définir ce qui serait représenté ou non. En effet, contrairement aux grottes de Lascaux et d'Altamira qui restent de dimension modeste, la grotte Chauvet est une grande cavité qui développe plus de 800 m de galeries et se développe sur près de 8000 m². Il n'était dès lors pas possible de tout représenter : des choix étaient à faire ; ceux ci ont été menés de conserve entre la maîtrise d'ouvrage (le syndicat mixte de l'espace de restitution), l'équipe scientifique de la grotte Chauvet et la scénographie. Dans ce cas, et il faut s'en féliciter, l'analyse scientifique reste le principal support à la muséographie et aux choix techniques que cela implique.

Après avoir replacé l'Espace de Restitution de la Grotte Chauvet-Pont d'Arc dans le « décor actuel » des fac-similés de grottes préhistoriques, les spécificités, tant physiques que patrimoniales, de cette cavité feront l'objet d'une attention particulière afin de souligner les questionnements et les difficultés techniques qu'un tel projet de restitution implique pour 1/ rester cohérent avec l'objet à répliquer, 2/ la faisabilité du projet et 3/ de son exécution.

La réponse à ces trois critères demande de comprendre la hiérarchisation des formes du relief endokarstique ainsi que l'appréhension du dispositif des œuvres pariétales/paysage souterrain tout en utilisant un support commun de travail et de réflexion qui permette de concevoir un tel projet et qui soit utilisable par l'ensemble des corps de métiers impliqués (architectes, scénographes, sculpteurs...). Les outils de modélisation et de représentation 3D ont été retenus dans ce projet car ils répondent à l'ensemble de ces critères et surtout permettent d'offrir des visuels en 3D nécessaires à l'appréhension et à la restitution de cette cavité si particulière tant d'un point de vue morphologique, pariétal, qu'archéologique.

Un des objectifs de notre travail doctoral a été de construire un modèle 3D de l'espace de restitution de la grotte Chauvet, en intégrant un panel suffisamment riche de données pour servir de support de décision et de réalisation du contexte physique des œuvres pariétales. Cet exercice concerne en premier lieu les sciences géomorphologiques et géographiques, et c'est pourquoi, dans le cadre du financement CIFRE (Conventions Industrielles de Formation par la Recherche) de cette recherche doctorale, une méthode spécifique de conception et de représentation 3D a été élaborée, en concertation avec tous les acteurs du projet concernés.

3.1. L'ERGC : UN « FAC-SIMILÉ » HORS NORME ?

3.1.1. Le fac-similé : un support privilégié pour représenter l'art pariétal au plus large public

Un fac-similé est une reproduction à l'échelle 1 d'un objet. Ce support a été le plus souvent adopté pour offrir à un large public les « richesses » laissées par nos ancêtres tout en protégeant les sites originels. De nombreux sites majeurs d'art pariétal ont ainsi été l'objet d'une copie par fac-similé qui ont connu, pour certains, un véritable succès auprès du grand public démontrant l'intérêt d'un tel exercice. Les meilleurs exemples sont certainement les fac-similés de Lascaux II ouvert en 1983 (Delluc, 1984, 2006) ou de la grotte d'Altamira ouvert en 2003 (Muzquiz *et al.*, 2002 ; Lasheras *et al.*, 2010). On peut également citer les fac-similés de la grotte d'Ekain (Espagne) ouvert en 2008, de l'abri sous roche du Roc-aux-sorciers (France) en 2006 (Pincon *et al.*, 2010), ou encore de la grotte de Marsoulas en 2009 (Tosello *et al.*, 2012). La réplique de la grotte Chauvet Pont-d'Arc en France répond à une autre logique que celle du fac-similé s.s. : celle de l'anamorphose (cf. infra ; figure 3.1).

Bien que l'exercice soit de reproduire à l'identique un objet, des variations peuvent parfois être constatées pour chacun des sites concernés avec les questionnements que cela suscite d'un point de vue patrimonial (Malgat *et al.*, 2012).

Le fac-similé de la grotte de Lascaux représente ainsi fidèlement un secteur entier de



la cavité et les sols reproduits correspondent à leur niveau post-fouilles archéologiques, c'est à dire ceux contemporains de l'exploitation touristique (Delluc, 2006). Ce choix provient essentiellement de la hauteur sous plafond nécessaire pour la circulation de touristes mais aussi du fait que la cavité a affiché cette physionomie dès sa mise en tourisme en 1947 et que c'est cette physionomie là qui était connue du grand public qui avait visité la vraie grotte.

Le fac-similé de la grotte d'Altamira baptisé «La Neocueva» affiche une logique totalement inverse. En effet, la portion de la cavité reproduite, dont la salle de polychrome (Lasheras *et al.*, 2010), représente les morphologies karstiques de la cavité telle qu'elles étaient au Paléolithique supérieur, c'est-à-dire au moment de la réalisation des œuvres pariétales. Cette opération a permis de récupérer les volumes originels, facilitant ainsi la compréhension du site et notamment du secteur de la zone d'entrée.

Enfin, pour dernier exemple, le fac-similé de la grotte de Marsoulas (Tosello *et al.*, 2012) ne reproduit que le panneau originel à partir des relevés archéologiques fait sur le terrain. En effet, l'art pariétal est actuellement très dégradé dans cette cavité et la lecture des œuvres sur la paroi relève du domaine du spécialiste car les traits et les gravures y sont très atténués (Fritz *et al.*, 2010). Le fac-similé de la grotte de Marsoulas révèle ainsi l'art pariétal tel qu'il devait être avant sa dégradation par les crues souterraines et sans doute au temps des occupations préhistoriques.

Que la copie soit complète ou partielle ou bien fasse état d'une reconstruction géologique et géomorphologique de la grotte ou des œuvres originelles telles qu'elles étaient

Figure 3.1

Projet d'architecte de l'Espace de restitution qui comprendra cinq bâtiments éclatés sur 8 hectares. © illustration agence Fabre et Speller - Atelier 3A.

au moment des fréquentations préhistoriques, le fac-similé est un support intéressant pour représenter l'art des cavernes. En effet, ce support permet de restituer le décor, le contexte physique direct des œuvres ce qui est indispensable aux visiteurs pour comprendre les relations et les mises en scène existantes entre le contexte physique de la grotte (les volumes des salles, formes de dissolution sur les parois) et les peintures préhistoriques (Lasheras *et al.*, 2010 ; Tosello *et al.*, 2012). C'est aussi un très bon vecteur pour transmettre aux visiteurs des connaissances sur le contexte physique (la grotte) qu'ont connu les Hommes de la Préhistoire et qui a évolué (concrétionnement, chutes de blocs, etc.) depuis la fin des fréquentations humaines.

Une photographie ou une reproduction correcte d'une œuvre pariétal permet de saisir toutes les qualités techniques des artistes de la Préhistoire. Mais l'intégration de cette œuvre dans son écrin véritable et unique, la grotte, montre réellement l'art des cavernes dans un contexte véritable et propose une expérience touristique basée sur l'immersion et de l'œuvre et du visiteur. Imaginerait-on la chapelle Sixtine ailleurs qu'au Vatican, la tour Eiffel seule, ailleurs qu'à Paris. Ces œuvres pariétales sont faites pour être vu (vécues ?) dans leur grotte. Il paraît ainsi évident que la grotte fait partie de l'œuvre.

C'est donc pour rendre compte de toute la richesse des œuvres présentes dans la grotte Chauvet (plus de 450 peintures majeures (Clottes *et al.*, 2001) que la réalisation d'un « fac-similé » a été entreprise. Cependant, les spécificités de cette grotte, tant dans le nombre d'œuvres que dans son emprise spatiale au sol, ont orienté la manière dont serait « restituée » la grotte Chauvet..

3.1.2. Une représentation anamorphosée¹ : la réponse choisie aux dimensions importantes de la grotte Chauvet

Dés les premières ébauches du projet de restitution de la grotte Chauvet, les choix scénographiques du futur espace de restitution ont été effectués dans le but de montrer la grotte Chauvet dans son état actuel, c'est à dire telle qu'elle a été découverte en décembre 1994 par Jean Marie Chauvet, Eliette Brunel et Christian Hillaire. En effet, le très bon état de conservation des œuvres permet d'identifier et de distinguer parfaitement la quasi-totalité du bestiaire représenté sans restauration préalable de l'art pariétal comme cela a du être le cas pour la réalisation du fac-similé de la grotte de Marsoulas. De plus, il a été décidé que le cheminement adopté par les futurs visiteurs dans ce futur espace de restitution devait conserver la logique de progression existante actuellement dans la grotte qui est quasiment calquée sur la trajectoire des passerelles. Cela a pour incidence de conserver peu ou prou des distances d'observation entre les œuvres et la passerelle actuelle, dont le tracé correspond au cheminement des spéléologues qui ont découverts la cavité, bien que ces choix trajectographiques, soient parfois inadaptés à la compréhension complète de certaines œuvres et que les distances aux œuvres ne soient pas toujours opportunes. En effet, certaines figures exploitent pleinement le relief de la paroi et l'angle de vue lié au tracé actuel du cheminement souterrain ne permet pas de

¹ Une anamorphose est une déformation réversible d'une image à l'aide d'un système optique - tel un miroir courbe - ou un procédé mathématique (source : wikipédia).

restituer plusieurs des effets sans doute voulus par les Hommes de la Préhistoire dans la mise en scène de leurs œuvres dont le mouvement et le relief en particulier. Cependant, le très grand nombre d'œuvres à représenter et les contraintes techniques de la création de l'anamorphose (surface maximale imposée) ont imposé de garder certains éléments du cheminement actuel à l'intérieur de la grotte Chauvet.

En rapport avec les caractéristiques spatiales de la grotte Chauvet, la restitution de la grotte Chauvet se fera donc sous la forme d'un « fac-similé » intégrant une anamorphose spatiale. L'élément déterminant dans le choix d'une représentation anamorphosée est la surface au sol de la cavité, qui est de l'ordre de 8500 m². Cette très grande dimension ne permettait pas de la recopier entièrement à l'identique tout en restant dans un budget finançable par les collectivités publiques. Ainsi, à la différence d'autres cavités qui pouvaient être restituées du fait de leur superficie réduite (environ 250 m² pour la grotte de Lascaux et d'Altamira), il a été nécessaire de faire des choix tant sur les œuvres à représenter que d'un point de vue technique : restituer l'ensemble des œuvres majeures dans un espace plus réduit, sans pour autant dénaturer le contexte physique de chacune d'entre elles.

La définition de la représentation par anamorphose retenue pour ce travail est celle d'une déformation géométrique 3D mais qui conserve une certaine « image » de la grotte Chauvet. L'idée sous jacente est bien d'obtenir une vision de la grotte Chauvet à partir de sa représentation qui est pourtant déformée (Figure 3.2). Afin de donner cette illusion, la grotte a été repliée sur elle-même en utilisant le cheminement comme squelette et comme axe de déformation. Cette technique, appelé « *morphing numérique* », a permis de réorganiser spatialement les parties de cavités à représenter dans l'espace de restitution tout en conservant la réalité du cheminement dans la cavité. Toutefois, cette réalité est relative puisqu'elle permet de découvrir sur un tracé linéaire des objets qui sont parfois disposés dans deux branches différentes de la grotte ou avec des distances plus importantes. C'est par exemple le cas des panneaux situés dans la salle Brunel pour lesquels il est nécessaire d'opérer un détour par rapport au cheminement principal afin de les visualiser.

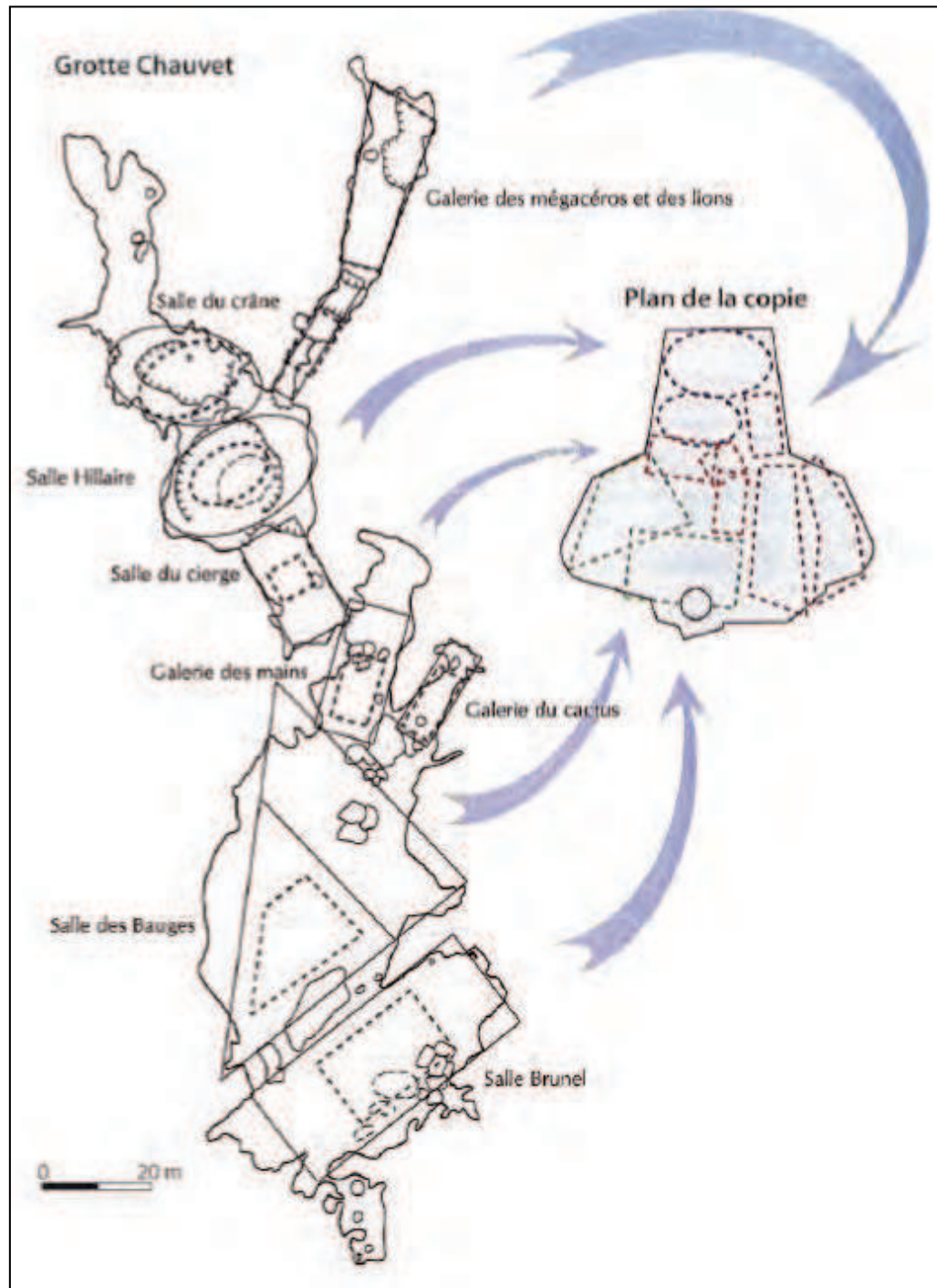
C'est sur la base de ce concept, adopté en 2003 par le Conseil Général de l'Ardèche puis le Syndicat Mixte de l'Espace de Restitution (Malgat *et al.*, 2012) que l'architecture tant interne qu'externe de l'ERGC a été élaboré. L'enjeu majeur est donc de réduire l'emprise au sol de la grotte Chauvet tout en donnant aux visiteurs l'impression d'une continuité « naturelle » et tout en ne déformant aucune représentation pariétale. A ce stade du projet, l'espace de restitution ne fait plus que 3000 m² (au sol) ce qui reste considérable pour un tel type de projet.

3.1.3. Les contraintes techniques à la réalisation du projet de l'ERGC

La mise en œuvre de ce projet a entraîné plusieurs difficultés. La première concerne la reproduction du paysage souterrain et des informations qui y sont contenues tant géomorphologiques qu'archéologiques. En effet, les formes composant les paysages

Figure 3.2.

Le morphing numérique est un procédé permettant de déformer la structuration de la grotte et de réagencer les différentes salles tout en conservant la composition initiale. A noter qu'il était prévu de doubler la galerie des mégacéros et des lions pour permettre aux visiteurs de s'y attarder (Conseil général de l'Ardèche, 2001 a, p. 6 ; in Malgat et al., 2012).



souterrains ne sont pas régulières et peuvent parfois sembler aléatoires et de plus elles se développent dans les trois dimensions de l'espace. La complexité de cette organisation spatiale requiert un support de représentation qui permette d'appréhender dans son ensemble la géométrie de l'objet à reproduire afin de la copier le plus fidèlement possible. La réussite d'un fac-similé repose sur cette fidélité. Tout d'abord parce que cette fidélité donnera au visiteur le sentiment d'être dans une « vraie » grotte grâce à la cohérence spatiale et morphologique des objets recopiés. Ensuite parce que plusieurs œuvres pariétales s'appuient sur et « jouent » avec le relief sous jacent (Clottes et al., 2001) pour donner une impression de mouvement (Azéma, 2012) et de représentations

en 3D. Dans ce cas, si on déforme la géométrie et la morphologie de parois, on déforme les proportions des œuvres qui y sont portées. Ainsi, la réussite de la reproduction des œuvres dépend de la reproduction des formes du relief souterrain.

La seconde difficulté, spécifique à ce projet, consiste à donner une cohérence globale au projet suite la réorganisation spatiale des écailles² de la grotte voulue par la représentation par anamorphose. En effet, sur le terrain, la géométrie d'une cavité, la disposition des formes endokarstiques et des dépôts sédimentaires reflètent une logique : celles des écoulements souterrains et de leurs actions morphogéniques à la fois sur le sol, aux parois et aux plafonds. Or en compactant la grotte (figure 3.2), plusieurs portions de la cavité voient leur orientation changée tout en supprimant les deux tiers de la surface réelle de la cavité. Le problème majeur de cette opération concerne les jonctions entre les différentes portions de la cavité sélectionnée qui sont alors réorientées et/ou surélevées en fonction des contraintes techniques relatives aux besoins architecturaux ou législatifs. Par exemple, le dénivelé total entre les différents niveaux des salles principales de la grotte Chauvet est de l'ordre de 15 m sur environ 300 m de développement linéaire mais une pente de l'ordre de 20 % existe dans la galerie des Mégacéros qui donne accès à la salle du fond. Or cette pente est largement supérieure aux normes françaises de construction en vigueur qui est au maximum de 5 % (accessibilité handicapé). Dans cet exemple, il est donc nécessaire, soit de basculer ce secteur pour atteindre cette pente de 5%, soit de trouver une autre solution qui permette de conserver l'horizontalité des formes souterraines.

C'est pourquoi une méthodologie de travail a été spécifiquement élaborée dans le cadre de ce travail.

3.2. LA MODÉLISATION ET LA REPRÉSENTATION 3D DE L'ANAMORPHOSE DE LA GROTTTE CHAUVET

La méthodologie présentée dans cette partie est le produit d'un travail d'équipe et d'un partenariat entre le cabinet Perazio, et le laboratoire EDYTEM au cours duquel cette thèse CIFRE a été réalisée. Cette méthode et le modèle qui en résulte constitue aujourd'hui la base du projet de l'anamorphose de la grotte Chauvet qui est donc une réduction de la grotte Chauvet compactée sur 3000 m² au sein de laquelle se logera un très grand nombre de représentations pariétales.

L'utilisation des relevés numériques en 3D acquis soit par photogrammétrie (Roc aux Sorciers, Lascaux II), soit par lasergrammétrie (Fac-similé d'Altamira et de la grotte de Marsoulas) est désormais courante pour de tels travaux de restitution (Lasheras *et al.*, 2010 ; Pincon *et al.*, 2010 ; Tosello *et al.*, 2012). Bien que le fac-similé de la grotte de Lascaux puisse faire figure d'exception, ses plans de base ayant servi à établir la structure en trois dimensions ensuite recouvertes de béton projeté ont été réalisés à

² On entend par écailles une portion de cavités (généralement autour d'un panneau) reproduite à l'identique.

partir de relevés photogrammétriques réalisés par l'Institut Géographique National (Delluc, 1984).

Les outils de relevés en trois dimensions ont été et sont désormais utilisés car ils comportent de nombreux avantages en permettant :

- le relevé exhaustif des dimensions et des volumes morphologiques de l'objet à représenter avec une géométrie correcte dès l'acquisition et non obtenue en post-traitement ;
- une précision élevée avec la construction d'un maillage spatiale infra millimétrique permettant ainsi une copie conforme de l'œuvre originale ;
- une « colorisation » du modèle avec des photographies, utiles aux différents corps de métiers chargés ensuite de reproduire les œuvres ou le contexte géologique ;
- la possibilité de manipuler les objets dans les trois dimensions et de simuler des points de vue
- l'intégration des surfaces triangulées dans une chaîne industrielle comme la sculpture automatique des reliefs sur différents matériaux par fraisage numérique (Tosello *et al.*, 2012).

Dans le cadre du projet de l'ERGC, l'utilisation des outils de visualisation et de modélisation 3D s'est avérée nécessaire et utile dès la première étape du projet : la conception de l'anamorphose elle-même.

3.2.1. L'anamorphose : du concept à la réalisation

La spécificité de la restitution de la grotte Chauvet réside dans sa représentation anamorphosée et par sa compaction dans un espace donné et/ou à créer. Cette opération a été réalisée dans un premier temps en segmentant les portions de la cavité à partir du nuage de points de la grotte Chauvet acquis lors de plusieurs séances de relevés au sein de la grotte originelle. Les premières séances, effectuées par le cabinet Perazio avec des scanners de toute première génération (Soisic) dans les années 2000, ont été complétées au printemps 2010 en utilisant des scanners de dernières générations qui offrent une plus grande rapidité d'acquisition et une plus grande finesse de données, permettant ainsi de couvrir la totalité de la grotte Chauvet en un temps restreint (une semaine de relevés). Ces relevés topographiques ont permis d'élaborer un nuage d'environ 16 milliards de points avec une densité moyenne d'un point par mm² pour un ensemble de 243 stations intégralement positionnées sur la passerelle de circulation existante dans la grotte. La consolidation des nuages de points a été réalisée dans le logiciel dédié Cyclone (*Leica Geosystem*®) avec une erreur résiduelle d'environ 5 mm répartie sur l'ensemble du cheminement.

La segmentation de ce nuage de point en différentes «écailles» a été réalisée en suivant l'inventaire des secteurs (cf annexe : tableau des objets de l'ERGC) à représenter dans le nuage de l'espace de restitution. La triangulation de chaque nuage segmenté a été réalisée dans le logiciel 3D-Reshaper© avec une résolution différentielle en fonction

des secteurs. En effet, la triangulation a été réalisée en adoptant une maille d'environ 3 cm pour chaque écaille avec une augmentation de la résolution à 3mm sur les zones ornées en prévision d'une reproduction de ces secteurs par fraisage numérique (Tosello *et al.*, 2012). La disposition de chacun des nuages ainsi découpés a été réalisée manuellement en suivant l'emplacement des aires géographiques déterminées précédemment (figure 3.2). Pour chaque écaille, la matrice de translation/rotation a été enregistrée et cela a permis ensuite pour chaque écaille, de travailler dans les coordonnées de la grotte puis d'exporter les objets dans l'espace de l'anamorphose. Cette opération était nécessaire car le processus de triangulation puis de colorisation devait se faire, pour des raisons techniques, dans le système de coordonnées de la grotte Chauvet. En effet, la production d'un modèle 3D maillé (chapitre 2) sur lequel des photographies peuvent être corrélées pour coloriser le modèle, demande d'effectuer un grand nombre de prises de vue sur le terrain et d'effectuer des relevés spécifiques afin de les intégrer dans le même système de coordonnées que le modèle 3D, c'est-à-dire celui de la grotte Chauvet. De plus, en cas d'évolution du projet de l'ERGC, ou pour répondre des modifications éventuelles de la résolution spatiale de chaque écaille, il était plus pratique de travailler dans les coordonnées de la grotte et seulement, dans une deuxième étape, de réimporter l'objet modifié dans le système de coordonnées de l'anamorphose.

L'observation de chaque écaille sur le plan de la grotte et sur le plan du projet de l'anamorphose (figure 3.3) permet de comprendre que chacune d'entre elle a fait l'objet d'une translation selon un vecteur tridimensionnel, et d'une rotation uniquement autour de l'axe vertical pour passer de «l'espace grotte» à «l'espace ERGC». Il y a donc à la fois conservation de l'échelle et de l'assiette. Seules l'orientation et évidemment la position spatiale sont modifiées.

A l'issue de cette opération, le modèle 3D de l'anamorphose comporte de nombreux artefacts et d'importants problèmes de chevauchements entre les différentes écailles qu'il faut alors corriger.

3.2.2. L'élaboration du modèle 3D de l'anamorphose : segmentation et surface de raccordement

Comme l'illustre la figure 3.4, de nombreux artefacts et problèmes apparaissent une fois que les écailles ont été replacées dans le système de coordonnées de l'ERGC. Le problème majeur intervient lors de la rotation des écailles pour pouvoir les disposer le long de l'axe de cheminement sur lequel se déroulera la visite. Pour éviter les chevauchements entre les différentes écailles, il a été nécessaire de les segmenter une seconde fois. Lors de cette opération, un espace suffisamment important a été laissé entre chacune d'entre elles. Cet espace a ensuite été comblé par des surfaces appelées « coutures » qui permettent de raccorder les différentes écailles en prenant en compte les caractéristiques géomorphologiques de chacune. Ce procédé a été réalisé de façon à homogénéiser l'espace et donner la sensation d'une disposition naturelle des écailles. Les « coutures », sont des espaces totalement créés sur la base du corpus morphologique de la vraie grotte pour donner un aspect naturel à la jonction des écailles. Elles représentent environ 10 %

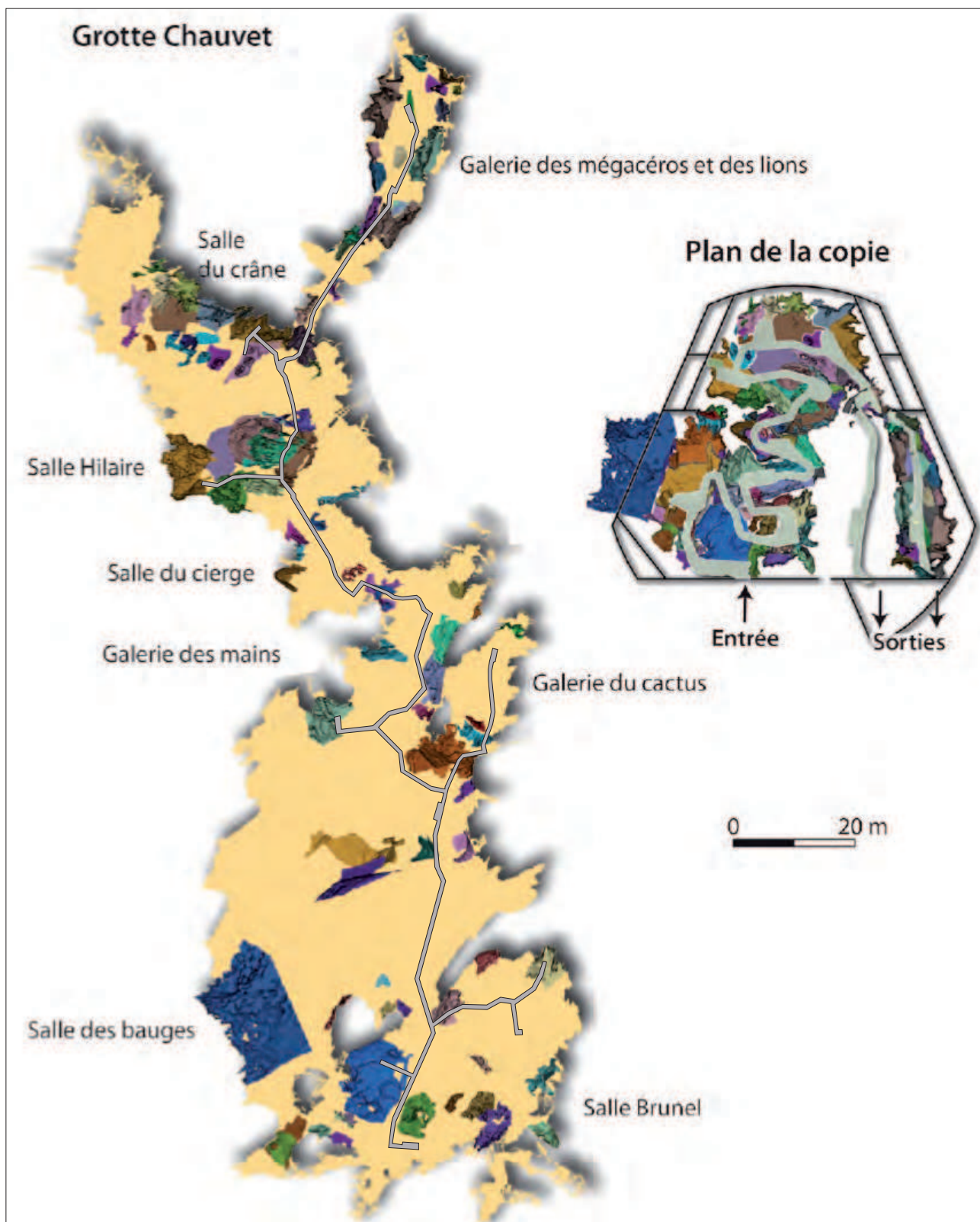


Figure 3.3

Procédé de restitution de la copie via l'identification et le réagencement de 82 écailles préalablement sélectionnées (d'après SMERGC, 2011a, p. 32). Les portions de la grotte, appelées « écailles » et sélectionnées pour être reproduites à l'échelle 1, sont réagencées dans la copie, tout en conservant l'ordre cohérent de succession des panneaux. On peut relever la morphologie très repliée du cheminement dans l'espace de l'ERGC par rapport au cheminement à l'intérieur de la cavité SMERGC/geom. Perazio©.

de la surface totale des sols de l'anamorphose et environ 15% de la surface des parois et des voûtes de la cavité.

La réalisation de ces surfaces de raccordement a été nécessaire afin de donner une cohérence à l'ensemble du projet. Cependant la logique d'organisation de l'espace par point de vue existant dans la grotte a souvent permis de limiter leur surface au sein d'une salle du fait de la cohérence des différentes écailles au sein d'une même salle (figure 3.5).

L'utilisation du modèle 3D comme support pour concevoir l'anamorphose de la grotte Chauvet a permis de choisir les découpes optimales de chaque écaille et de recréer des surfaces de raccordement permettant de recréer une cohérence du milieu souterrain à un objet qui avait, dans un premier temps déstructuré, une grotte. Durant cette étape,

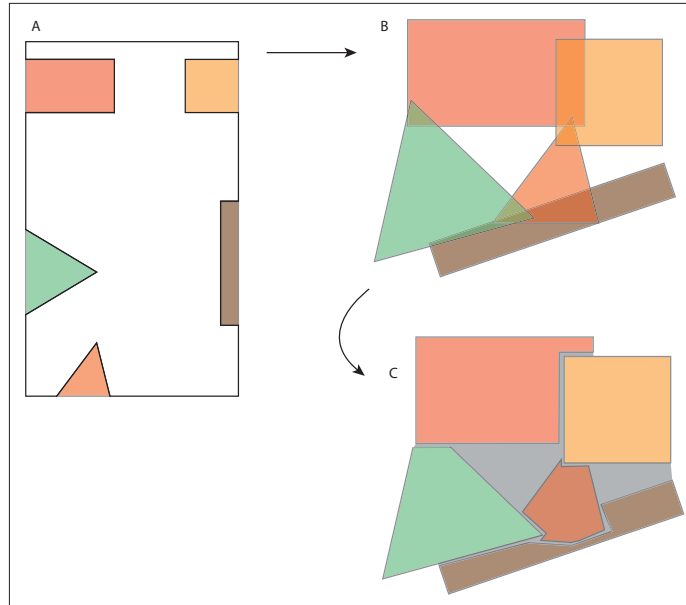


Figure 3.4
Schématisation du processus de réorganisation et de découpage des écailles après leur translation et leur rotation dans l'espace anamorphosé. Le processus d'anamorphose commence par la sélection des écailles dans la grotte (A), suivie par une étape de déplacement et de rotation (B) de chacun des éléments visant à compacter l'espace originel. La dernière étape (C) consiste à découper les écailles afin d'éviter leurs chevauchements tout en créant une surface de raccord (en gris sur le schéma). Ce raccord a été baptisé les surfaces de couture ou « couture ».

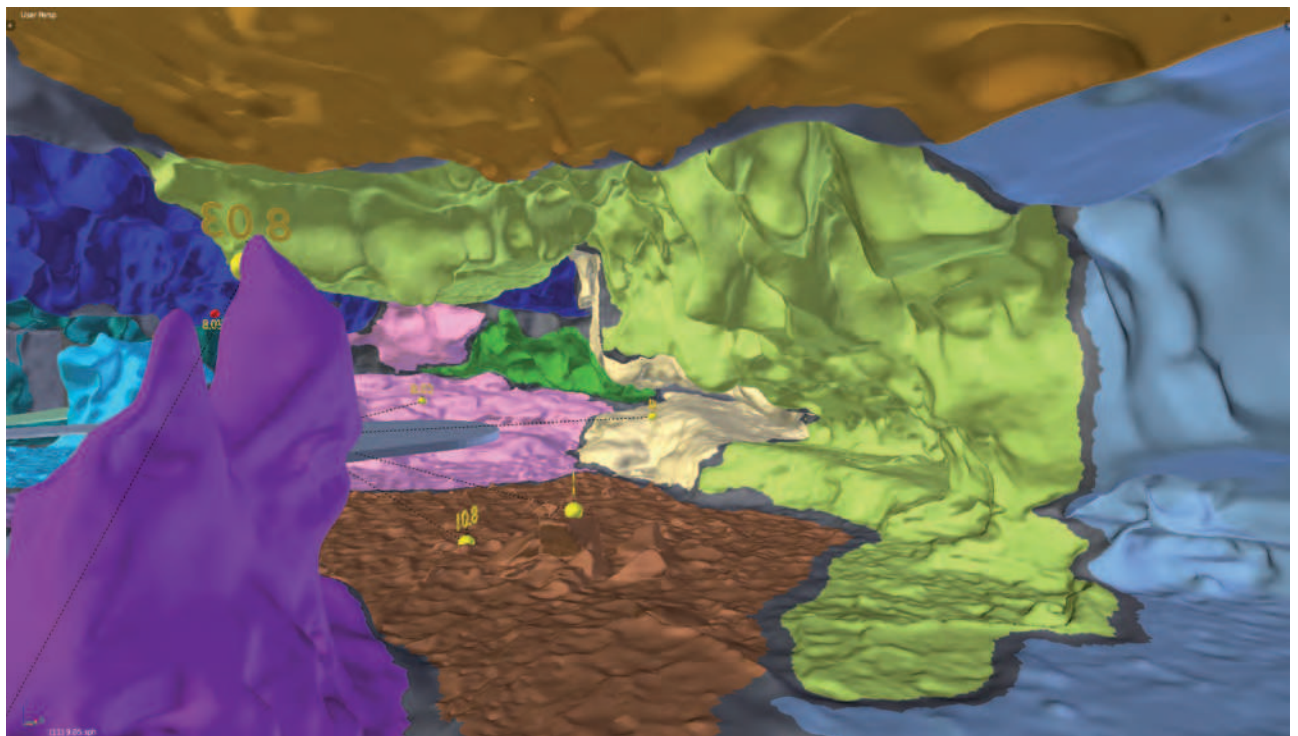


Figure 3.5
Vue du modèle 3D de l'anamorphose en direction de la Salle du Crane (Station 8 de l'anamorphose). Chaque écaille correspond à une couleur différente et les surfaces de raccordement (coutures) apparaissent en gris foncé. Dans cette salle, la surface de couture est de faible importance du fait de la structure géomorphologique de ce secteur de la grotte (régularité géométrique des sols et des voûtes).

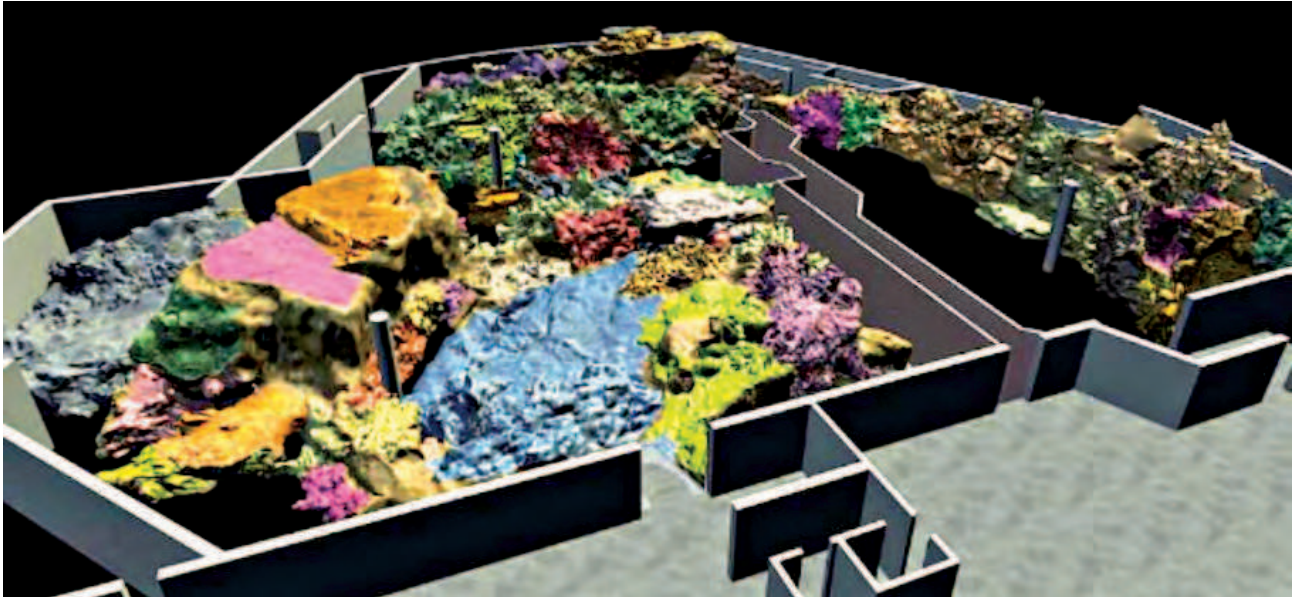


Figure 3.6
Capture d'écran du modèle 3D de l'enveloppe topographique de l'espace de restitution de la grotte Chauvet. On distingue les murs du bâtiment qui englobe ce projet architectural.

la connaissance géomorphologique de la grotte a permis de réaliser des raccordements logiques par rapport à des schémas d'écoulement, à l'agencement des sols et des plafonds ainsi qu'à l'évolution anté- syn et post-fréquentations humaines et animales. A l'issue de cette étape, le modèle 3D s'apparente à une maquette numérique de l'espace de restitution (Figure 3.6). Sa géométrie et sa structure ont ainsi été utilisées pour élaborer les plans de construction de la réplique, l'implantation de la structure porteuse et les différents éléments architecturaux composant le projet à l'échelle pour la base de toutes les réflexions quant à l'implantation des différents outils de scénographie (éclairage, ventilation etc... d'après SMERGC, 2001).

Cependant, pour que celui-ci puisse être tout à fait exploitable par les différents corps de métiers intervenant sur le projet, et pour faciliter l'intervention des sculpteurs et patineurs, une seconde étape a consisté à incorporer pour chaque écaille, de l'information sur la nature des sols, des parois et des plafonds tant en ce qui concerne leur nature, texture et couleur (Delannoy, 2013).

3.3. L'INTÉGRATION DE DONNÉES PARIÉTALES ET GÉOMORPHOLOGIQUES DANS LE MODÈLE 3D DE L'ANAMORPHOSE

Une des difficultés du projet de restitution de la grotte Chauvet-Pont d'Arc est sa dimension qui implique de nombreux corps de métiers et de nombreuses personnes par corps de métiers, dont la plupart n'auront été qu'une ou deux fois dans la vraie grotte. Restituer un objet qu'on ne connaît pas ou qu'on ne maîtrise pas bien du fait de sa spécificité (grotte, milieu souterrain, forte diversité paysagère etc.) suppose de disposer de supports visuels permettant d'acquérir de l'information pertinente, et de comprendre

la logique du monde souterrain pour le reproduire par le geste ou une chaîne de gestes (structure, sculpture, patine, résine...). Dans le but de fournir les informations nécessaires à la restitution et appréhendables par l'ensemble des corps de métiers intervenant dans ce projet (scénographes, sculpteurs, patineurs, copistes, éclairagistes) des outils ont été créés sur la base du modèle 3D pour préciser la nature des surfaces, leur texture et leur couleur. Ces informations, étaient de plus nécessaires pour calculer la surface de chaque type de sols ou encore des panneaux ornés à reproduire à très haute définition. Ceci constitue un support au calcul des coûts de chaque reproduction mais aussi le temps nécessaire pour leur reproduction ; ceci autant pour les panneaux pariétaux que pour les surfaces dites géologiques. Afin de procéder à l'intégration de telles données, l'utilisation de la carte géomorphologique réalisée lors des campagnes d'études scientifiques de la grotte Chauvet a d'abord été utilisée (Delannoy *et al.*, 2004). Cette base a été exploitée pour créer une autre cartographie géomorphologique : celle de l'anamorphose.

3.3.1. Identification de la nature et des faciès des sols et des parois de l'anamorphose

La reproduction d'une cavité par fac-similé requiert plusieurs informations essentielles à propos des paysages souterrains afin de prévoir quels types de matériaux utiliser et les manières de travailler et de les représenter. La connaissance de leur répartition dans l'espace à reproduire et de leur quantité est donc primordiale afin (1) de connaître leur architecture et leur hiérarchisation, (2) de choisir les matériaux nécessaires à leur reproduction et (3) de contraindre le budget global du projet. L'identification des différents types de sols et de parois s'est effectuée en plusieurs temps durant le projet. La première étape consistait à identifier des secteurs selon la nature des matériaux, nécessaire au chiffrage budgétaire du projet. La deuxième étape, s'est focalisée sur le faciès des sols et des parois avec pour vocation de guider les personnes ayant pour mission de reconstituer la grotte.

3.3.1.1. La segmentation par nature de sol

La grotte Chauvet se caractérise par une très grande variété de formes et de dépôts. De prime abord, il peut être délicat d'établir une liste synthétique des objets à représenter tant la variété morphologique est importante même au sein d'une catégorie comme par exemple les spéléothèmes. Cependant, la connaissance des processus de formations et d'évolution des cavités permet au géomorphologue d'établir une classification par nature et par faciès de toutes les composantes des paysages souterrains. Ainsi, en accord avec les métiers de la scénographie, qui coordonnent tous les intervenants de ce projet, cinq catégories caractérisant la nature des sols ont pu être déterminées : les argiles, les sols calcités, les dépôts clastiques, les dépôts superficiels et enfin le calcaire. Ces cinq catégories regroupent les principaux matériaux dans lesquels sont agencés les paysages souterrains. Dans un second temps, à l'intérieur de chaque catégorie, différents faciès ont été ensuite distingués afin de refléter la diversité des formes et des

dépôts endokarstiques. Ce même travail a été fait également sur les parois et les plafonds (Delannoy, 2013).

L'emprise spatiale de chaque type de sol a été évaluée en projetant la carte géomorphologique sur le modèle 3D. La projection des données géomorphologiques correspondantes au sol de la cavité a été réalisée dans le logiciel *Blender*.

Certains secteurs, notamment les parois et les voûtes de la cavité, n'étaient pas couvertes par la cartographie géomorphologique. La détermination de la nature des formes pour ces portions d'écaïlles a été réalisée sur le modèle 3D à partir des connaissances acquises de la cavité. (figure 3.7).

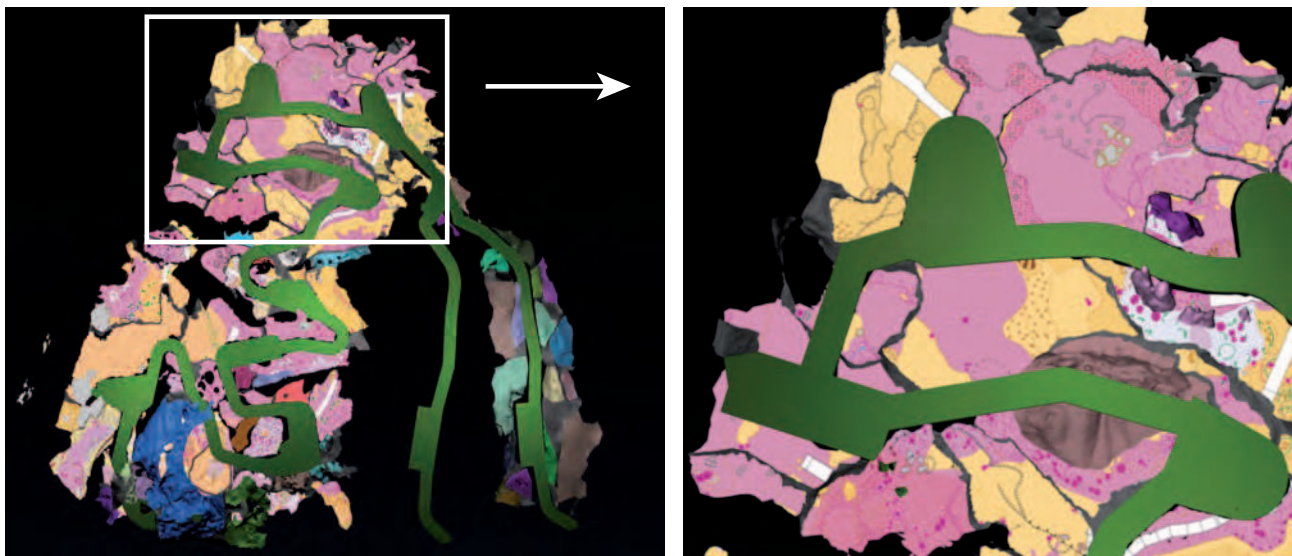


Figure 3.7

Vue en plan du modèle 3D de l'anamorphose sur lequel la carte géomorphologique a été projetée.

Une fois cette étape terminée, le travail de sélection des faces triangulées a été réalisée. Le modèle a été segmenté afin de calculer la surface de chaque type de sol. Durant cette étape, les surfaces de raccordement entre les écaïlles n'ont pas été renseignées. Le choix a été fait ensuite par les scénographes assistés de l'équipe scientifique de la grotte Chauvet afin de renseigner les « coutures » selon une logique géomorphologique et karstogénique. Les valeurs surfaciques pour chaque type de sol sont reportées dans le tableau 3.1

Tableau 3.1

Tableau répertoriant les cinq classes de sols préablement retenues. La catégorie « couture » représente les surfaces à réinvestir pour raccorder les parties réelles de la grotte à restituer. Pour chaque station, le calcul ne tient pas compte de la surface utile des passerelles de guidage au sein de l'ERGC.

Station	Argile rouge	Argile grise	Calcite rouge	Calcite blanche	Calcaire blocs	Couture	Total
Station 1	57.17	13.75	0	53.27	0	4.19	128.38 m ²
Station 2	97.84	215.57	18.83	96.04	55.55	19.50	503.33 m ²
Station 3	14.69	0	80.43	37.78	0	32.03	164.93 m ²
Station 4	21.21	3.34	33.35	43.76	0	16.46	118.12 m ²
Station 5	6.92	27.39	20.87	4.88	0	11.65	71.71 m ²
Station 6	0	164.54	84.89	0	0	32.56	281.99 m ²
Station 7	0	2.84	49.86	0	0	7.90	60.60 m ²
Station 8	0	43.03	79.79	0	2.19	27.30	152.31 m ²
Station 9	0	56.50	70.56	32.88	0	6.16	166.10 m ²
Station 10	0	172.85	29.70	0	0	53.80	256.35 m ²
	197.83 m ²	699.81 m ²	468.28 m ²	268.61 m ²	57.74 m ²	211.55 m ²	1903.82 m ²

Cette première étape a permis de calculer un budget cohérent avec les caractéristiques physiques de la grotte à copier par fac-similé. Afin de faciliter le travail à réaliser, un travail complémentaire de segmentation du modèle 3D par faciès a été réalisé.

3.3.1.2. Identification des faciès de sols et de parois

Afin de préparer au mieux le travail des «copistes» et des sculpteurs, l'identification des différents faciès présents dans la grotte et leur spatialisation dans le modèle 3D de l'ERGC a été entreprise. Cet exercice répondait aux besoins des différents corps de métiers intervenant dans la chaîne opératoire de la reproduction de la grotte. En effet, en raison d'une présence dans la grotte Chauvet limitée pour respecter son intégrité, il était nécessaire d'élaborer une solide documentation sur les spécificités physiologiques de la cavité. Ainsi, les visites de la cavité ont été mises à profit, pour recenser les différents faciès à représenter et enregistrer des éléments de détails nécessaires à leur reproduction. Une fois cette première étape réalisée par des représentants de l'équipe scientifique, il était nécessaire de spatialiser dans l'anamorphose tous les faciès de sols et de parois recensés dans la grotte. Pour réaliser cet inventaire cartographique, tous les faciès identifiés dans la cavité ont été reportés sur le modèle 3D. Cette opération a nécessité l'appel des connaissances géomorphologiques de la cavité des relevés. L'opération de spatialisation des faciès est menée directement sur le modèle 3D brut de l'ERGC composée à ce stade des écailles et des surfaces de raccordement (figure 3.8).

La localisation de chaque faciès est réalisée sur chaque écaille directement sur le modèle 3D. Cette étape permet d'attribuer un faciès de sols ou de parois aux surfaces de raccordement en fonction de leur localisation ; ce travail a également été mené sur les différentes écailles. L'ensemble de ce travail a été mené en partenariat avec l'équipe scientifique et plus particulièrement le laboratoire EDYTEM (Delannoy, 2013). Les figures 3.9

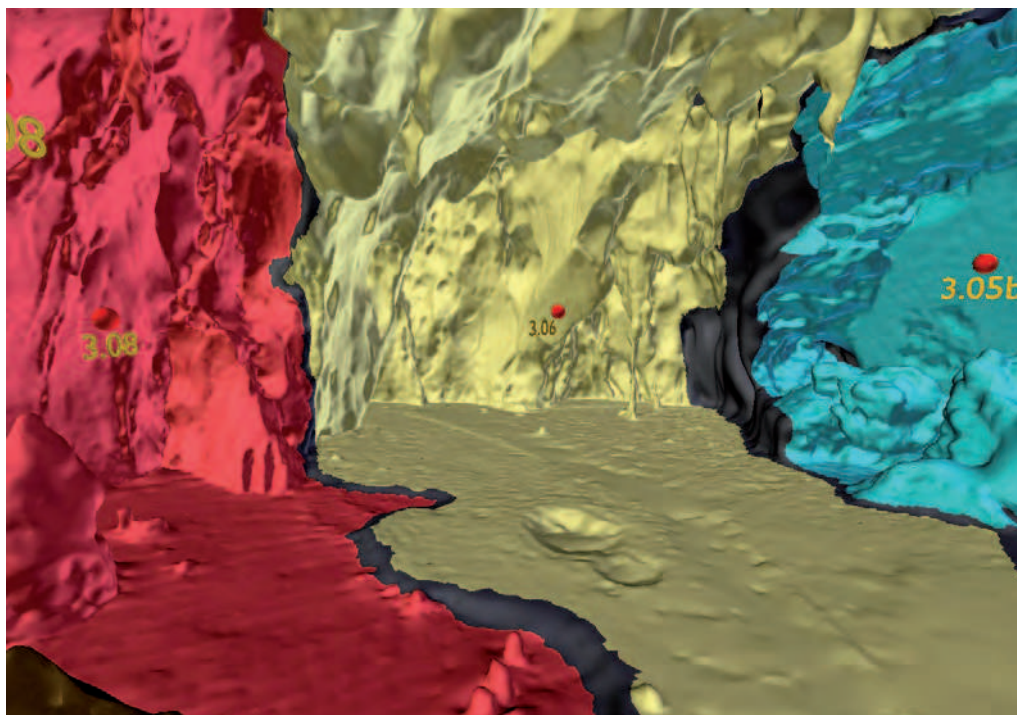


Figure 3.8
Extrait du modèle 3D de l'ERGC. Vue de la station 3 vers le panneau du pendant des points (objet 3.06). On distingue sur cette vue 4 écailles différentes raccordées par une surface de couture modélisée en 3D. La résolution du maillage (triangle de 3cm de côté) permet de distinguer des objets du paysage souterrain (soutirage, concrétion, etc.).

Figure 3.9

Extrait du modèle 3D de L'ERGC. Vue de la station 3, avec et sans la passerelle qu'emprunteront les visiteurs, vers le panneau du pendant aux points. Chaque couleur représente un faciès différents. Des figurés ponctuels ont été représenté en présence de micro formes particulières (impacts de gouttes sur l'argile) ou pour spécifier la présence d'écoulements permanents (goutte à goutte sur les spéléothèmes ou ruissellement) afin de prévoir les moyens techniques pour leur réalisation.

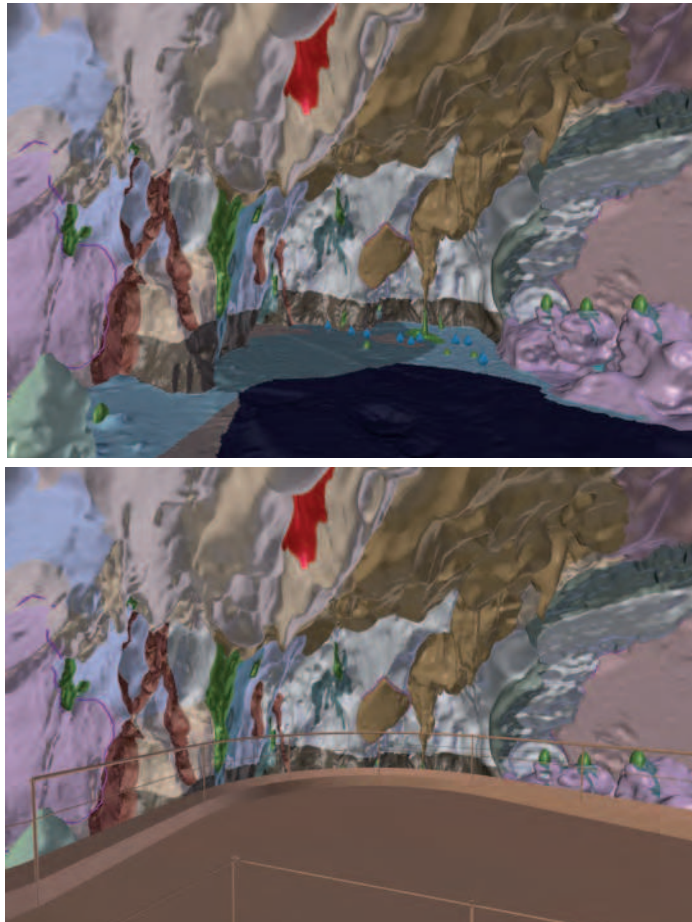
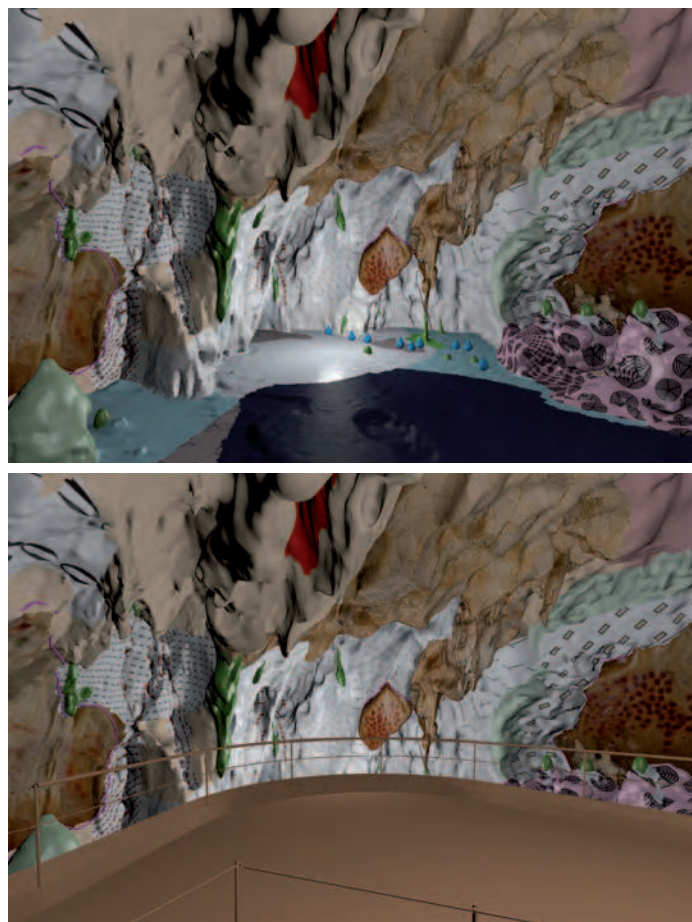


Figure 3.10

Extrait du modèle 3D de L'ERGC (in Delannoy et al., 2013). Vue de la station 3, avec et sans la passerelle qu'emprunteront les visiteurs, vers le panneau du pendant aux points. Chaque portion du modèle segmentée par faciès est texturée d'un code couleur afin de faciliter sa lecture. Les panneaux ornés sont texturés avec des photographies afin d'augmenter le réalisme.



et 3.10 permettent d'illustrer la localisation des différents faciès sur le modèle 3D de l'ERGC.

Cette étape d'identification et de segmentation du modèle 3D en fonction du faciès des sols, de parois et de plafonds à représenter dans le fac-similé a ainsi permis aux différents corps de métiers, de constituer un cahier des charges réaliste pour la réalisation de la restitution de la grotte Chauvet. Au delà de cette dimension (cahier des charges), c'est plus une prise de conscience de la diversité des faciès à représenter qui est importante et moteur. A la suite de cette opération, une dernière étape fut nécessaire pour compléter ces informations de faciès et de nature des sols : l'élaboration d'une bibliothèque spatialisée des couleurs de la grotte Chauvet. C'est dans ce but qu'une série de relevés colorimétriques a été effectuée à l'intérieur de la grotte (Delannoy et al., 2011).

3.3.2. Identification colorimétrique des écailles de l'anamorphose de la grotte Chauvet

L'objectif était ici de spatialiser sur le modèle 3D, les différentes zones avec leurs propres caractéristiques colorimétriques. Cette spatialisation repose en partie sur les caractéristiques géologiques et géomorphologiques de la cavité puisque ces dernières sont fondamentales pour identifier les matériaux et leur superposition présents dans la cavité. Tout comme pour la détermination des types de sols, ce sont essentiellement les principales aires géographiques des teintes dominantes qui ont été identifiées. Pour chaque zone identifiée, un code couleur a été fourni sur la base du code Munsell (Munsell soil color charts). Les relevés ont été faits directement sur le terrain. Lorsque la zone à identifier n'était pas directement accessible, un code «similaire» a été identifié à proximité du secteur d'intérêt. Ce travail a fait l'objet d'un rapport complet (Delannoy *et al.*, 2011) afin d'accompagner la maîtrise d'œuvre dans la réalisation de l'anamorphose de la grotte Chauvet. Pour sa réalisation, un protocole de mesure spécifique à l'identification colorimétrique a été mis en place.

Pour chaque écaille de l'anamorphose, le protocole de relevé colorimétrique consistait à :

- identifier des zones à colorimétrie homogène ;
- déterminer le code couleur extrait de la charte de couleur «Munsell». Quand cela fut possible, l'identification de la couleur a été faite sur plusieurs points du secteur.

Afin de tester la subjectivité de la méthode, puisque contrôlée par l'œil, plusieurs relevés ont été fait par 3 opérateurs différents sur un même secteur. La similarité des résultats a montré la démarche était viable.

De plus, afin de comparer ces relevés avec des données plus objectives, un protocole de mesure a été aussi réalisé en utilisant un spectrophotomètre. Ainsi, pour 5 sites différents répartis dans la cavité, et pour 5 objets à chaque fois (concrétion, gours, sol, ...), environ 10 à 15 mesures ont été réalisées. L'ensemble des sites a été choisi en bordure de passerelle et la mesure a été réalisée en limitant la surface de contact (figure 3.11). L'appareil utilisé était un spectrophotomètre Konica CM 2300 et les données ont été extraites puis traitées sous le logiciel Spectra Magic Nx Lite.



Figure 3.11

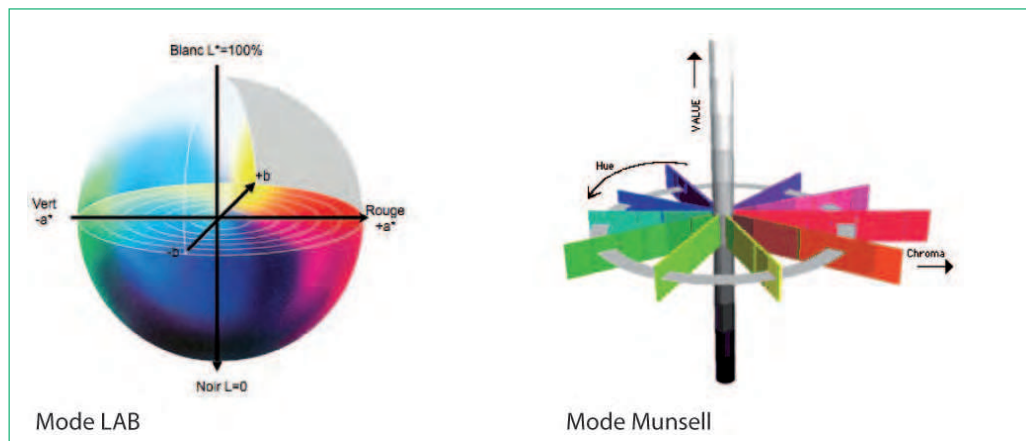
Le travail consiste à mesurer sur le terrain la couleur avec un spectrophotomètre (entre 10 et 15 mesures) et à relever la valeur avec un code Munsell (Soil color charts). Ci-dessus, mesure sur calcite claire, dans la salle Hillaire (cliché Stéphane Jaillet).

Les deux techniques de mesure utilisent des unités de mesures différentes (figure 3.12) et il n'est donc pas possible de les comparer directement. C'est la conversion des valeurs Lab dans une échelle Munsell HVC (Hue, Value, Chroma) et dans une échelle multichromatique qui a permis d'appréhender la convergence des résultats (figure 3.13).

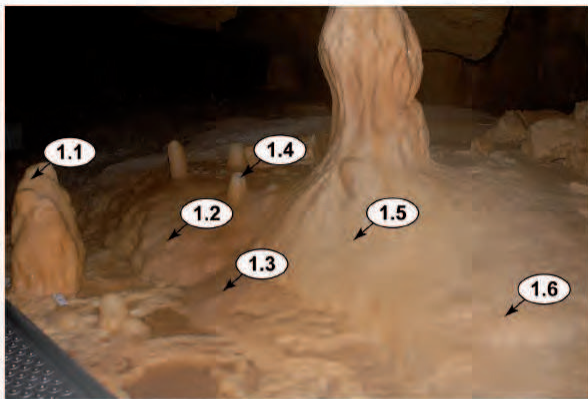
La comparaison des données terrain (Munsell Soil Color Chart) et des mesures au spectrophotomètre montre une convergence rassurante des résultats (figure 3.13).

Figure 3.12

Echelle de valeur colorimétrique relevée par spectro-photomètre (code LAB) et avec le code Munsell. Les valeurs $L^*a^*b^*$, avec L^* la clarté, qui va de 0 (noir) à 100 (blanc) ; a^* la gamme de l'axe rouge (valeur positive) à vert (négative) en passant par le gris (0) et b^* la gamme de l'axe jaune (valeur positive) à bleu (négative) en passant par le gris (0). Le code Munsell, est composé de Munsell C (Hue, Value et Chroma).



SITE n°1 – Salle Hillaire – zone calcite en vis-à-vis du crâne d'ours calcité



Site 1 – Localisation des points de mesure.

Objet 1.1 :

Concrétion jaune/blanc - N° mesure 115 à 130 - 10YR/5/2

Objet 1.2 :

Calcite jaune/blanche lisse, surface sèche - N° mesure 131 à 146 - 10YR/4/2

Objet 1.3 :

Calcite jaune/blanche lisse, surface humide active - N° mesure 147 à 162 - 10YR/4/2

N° mesure	Clarté L*(D65)	Chrominance a*(D65)	Chrominance b*(D65)	Munsell C Hue	Munsell C Value	Munsell C Chroma
Objet 1-1						
115	45,09	2,88	12,12	2,1Y	4,41	1,8
118	43,05	2,22	9,84	2,1Y	4,21	1,46
117	45,33	3,97	13,59	1,1Y	4,44	2,09
115	45,65	2,45	10,14	1,8Y	4,23	1,51
119	45,64	2,42	10,08	2,1Y	4,40	1,83
120	42,74	2,25	10,4	2,2Y	4,18	1,53
121	45,62	2,38	10,54	2,0Y	4,40	1,57
122	44,44	2,54	12,9	2,8Y	4,35	1,89
123	45,63	1,37	10,33	3,4Y	4,40	1,49
124	43,7	2,1	10,24	2,4Y	4,27	1,51
125	44,93	3,31	12,75	1,5Y	4,4	1,93
126	45,07	2,97	12,09	1,7Y	4,41	1,81
127	44,12	4,26	14,23	1,0Y	4,33	2,19
128	44,27	2,95	11,15	1,9Y	4,33	1,96
126	45,02	1,73	10,34	2,6Y	4,4	1,51
130	39,72	0,84	7,56	3,6Y	3,88	1,14
Objet 1-2						
131	37,85	1,39	6,68	2,6Y	3,7	0,98
132	31,88	1,89	7,38	2,2Y	3,13	1,17
133	38,76	2,02	7,92	2,0Y	3,6	1,21
134	39,12	1,77	7,43	2,2Y	3,54	1,14
135	38,24	1,59	7,1	2,4Y	3,74	1,06
136	34,36	1,97	8,43	2,3Y	3,37	1,31
137	37,18	1,52	6,65	2,3Y	3,83	1,01
138	37,85	1,92	7,37	2,0Y	3,87	1,12
139	38,55	1,89	7,25	2,3Y	3,59	1,1
140	38,95	1,45	6,42	2,4Y	3,61	0,97
141	38,18	1,67	7,7	2,4Y	3,74	1,15
142	37,66	1,43	6,79	2,5Y	3,69	1,02
143	38,3	1,69	7,33	2,2Y	3,75	1,1
144	35,06	2,04	8,67	2,4Y	3,83	1,37
145	38,71	1,31	6,78	2,8Y	3,78	1
146	39,67	1,68	7,65	2,6Y	3,69	1,2
Objet 1-3						
147	38,57	3,19	10,65	1,3Y	3,89	1,66
148	31,47	3,7	9,33	0,3Y	3,1	1,59
146	31,75	4,35	10,44	10,0YR	3,13	1,77
150	32,73	3,88	9,99	0,3Y	3,22	1,56
151	35,43	3,48	10,38	0,9Y	3,48	1,65
152	38,32	3,22	10,49	1,1Y	3,76	1,62
153	30,27	3,9	9,52	0,1Y	2,99	1,62
154	31,32	4,01	9,61	10,0YR	3,09	1,63
155	38,16	3,19	10,4	1,1Y	3,74	1,61
156	33,02	3,29	10,41	1,2Y	3,25	1,88
157	34,22	1,22	5,56	2,6Y	3,35	0,89
158	31,55	3,47	9,98	0,3Y	3,11	1,45
159	34,03	3,82	11,43	0,9Y	3,35	1,94
160	32,05	4,25	10,23	10,0YR	3,18	1,73
161	38,67	3,18	10,14	1,0Y	3,79	1,57
162	39,26	3,14	9,84	0,9Y	3,85	1,52

Figure 3.13

Comparaison des valeurs colorimétriques obtenues à chaque point d'un secteur par lecture du code Munsell (valeurs inscrites sous la photographie) et par mesure au spectrophotomètre (valeur du tableau). On voit après conversion des valeurs LAB et valeurs HVC que celles-ci convergent vers les mêmes résultats (extrait rapport Delannoy et al., 2011).

Cependant la validation d'une méthode par l'autre reste délicate. Par exemple, l'utilisation du code *Munsell* reste soumise aux variations d'éclairage et à l'œil de l'opérateur. Pour l'utilisation du spectrophotomètre, la nature des matériaux présents dans le karst, et provoquant une très forte dispersion de la lumière lors de la mesure peut entraîner de très fortes distorsions dans les résultats obtenus. Cette méthode bien que perçue comme plus objective dans d'autres situations, ne permet cependant pas d'obtenir un référentiel colorimétrique indiscutable. Dans ce travail, vu la forte convergence des observations des différents opérateurs, ce sont les résultats obtenus par lecture du code *Munsell* qui ont été retenus lorsque qu'une dispersion chromatique apparaissait trop importante pour un objet.

In fine, il fallait établir un document qui puisse être lisible par l'ensemble des intervenants concernés par le projet. C'est pourquoi la restitution des ces mesures a été réalisée pour chaque écaïlle (figure 3.14) avec une grille de lecture fournie. Ce document permet d'appréhender facilement la disposition et les surfaces concernées pour chaque dominante colorimétrique repéré au sein de la cavité de couleur.

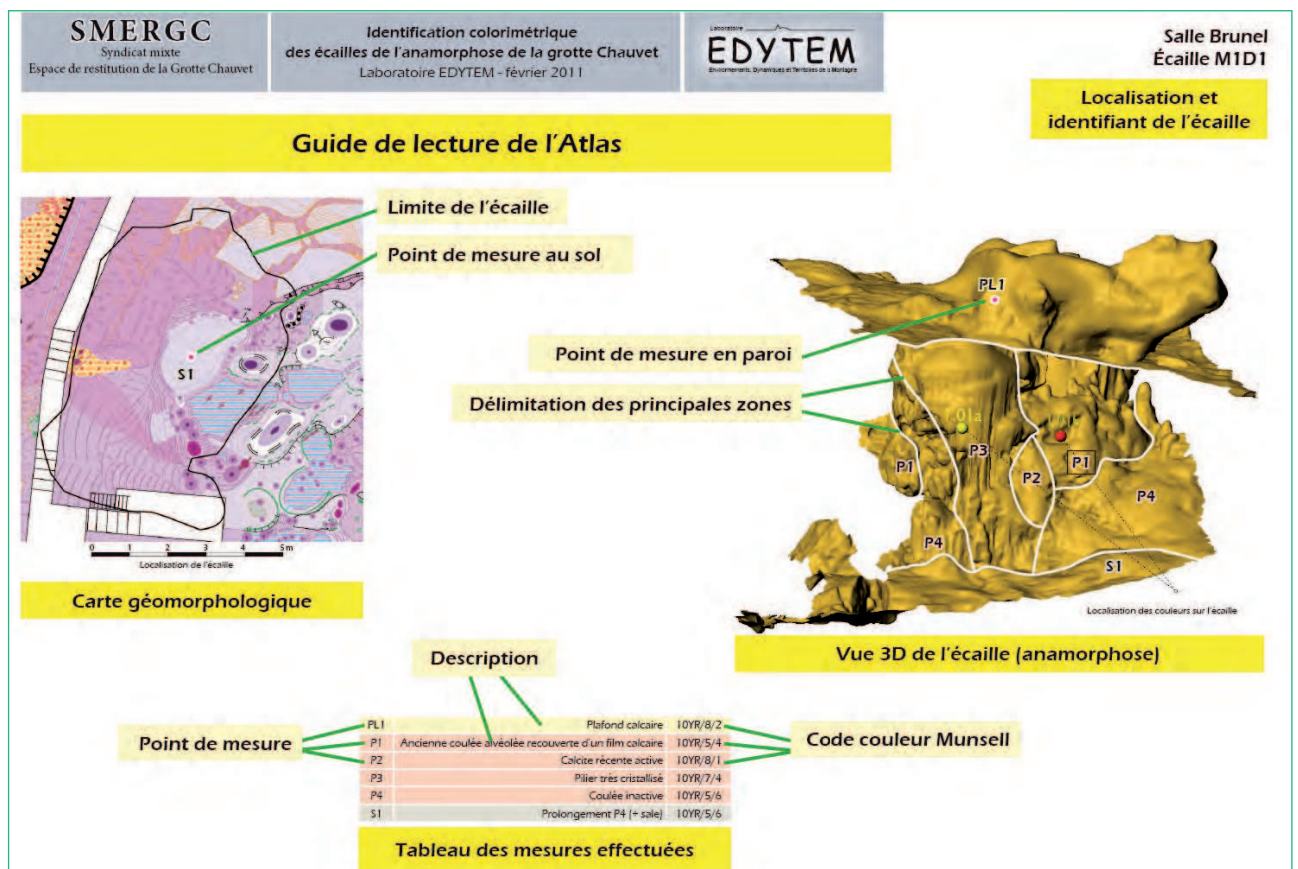


Figure 3.14

Fiche restituant les informations colorimétriques pour chaque écaïlle. Chaque dominante chromatique a été délimitée sur l'écaïlle 3D de l'anamorphose. Son emprise a été redessiné sur la carte géomorphologique (en haut à gauche) Les points de mesure indique la où le spectrophotomètre et/ou le code Munsell a été apposé.

CONCLUSIONS

Ce chapitre avait pour objectif de présenter le bénéfice que pouvait apporter l'intégration des connaissances géomorphologiques inscrites dans un modèle 3D dans la réalisation d'un fac-similé comme celui en cours pour la grotte Chauvet. Les dimensions de cette cavité, son accès restreint pour respecter son intégrité, a abouti à un projet de restitution originale : une anamorphose spatiale. Ce mode de restitution a permis ainsi d'élaborer un projet de restitution dans lequel toute la grotte apparaît mais sans la nécessité de la reproduire intégralement ce qui réduit considérablement la surface utile à restituer : environ 3000 m² pour le projet de l'espace de restitution de la grotte Chauvet. Pour répondre aux exigences de ce projet, un découpage de plusieurs portions de la grotte ainsi que leur réorganisation spatiale a été nécessaire. Cette première étape dans la construction du plan de l'ERGC a été modélisée en trois dimensions en utilisant comme modèle de référence le modèle 3D de la grotte Chauvet. La segmentation de ce modèle et le déplacement des différentes écailles et la création de surface de raccordement ont été réalisées en tenant compte des choix iconographiques imposés par la commission scientifique et les scénographes du projet. La complexité spatiale de ce projet, sur laquelle s'ajoute un temps de présence restreint dans la cavité, ont rendu indispensable la constitution d'une bibliothèque de connaissances sur la physionomie de la cavité. La description de cette physionomie, intimement liée à la géologie et la géomorphologie de la cavité, a donc été intégrée dans le modèle 3D qui sert aujourd'hui de support à l'aide et à la décision pour les différents acteurs du projet. La réalisation de ce travail a nécessité plusieurs opérations : (1) la détermination des objectifs en concertation avec les différents corps de métiers engagés dans le projet, (2) l'acquisition de données spécifiques sur le terrain et/ou l'adaptation de support scientifique déjà existants et (3) l'intégration des données dans le modèle 3D. Sans être véritablement un système d'information géographique en 3D, cette base de données spatialisée permet déjà un rendu réaliste du futur espace de restitution de la grotte Chauvet et constitue le pivot méthodologique des nombreux intervenants du projet. A l'instar du fac-similé de la grotte ornée d'Altamira (Espagne), la modélisation 3D du projet dans sa globalité a permis (1) une meilleure connaissance de l'objet à copier, (2) de réaliser un état des lieux des différentes formes et formations à reproduire, de les décrire, de les quantifier et organiser la planification des tâches pour rendre possible et optimiser la construction de l'Espace de Restitution de la Grotte Chauvet.

CONCLUSIONS DE LA PARTIE I

En augmentant notre capacité d'observation et en ouvrant la voie à l'analyse quantitative de données dans un milieu naturel où la géométrie est intrinsèquement en 3D, l'utilisation des outils de représentation et d'analyse 3D semble être pertinent pour répondre aux problématiques actuelles en géomorphologie karstique. De plus, au travers de l'exemple de l'espace de restitution de la grotte Chauvet Pont-d'Arc il a été montré que ces outils pouvaient aussi se décliner en un bon outil de transmission des connaissances nécessaires à sa réalisation.

Cependant, la mise en œuvre de l'utilisation d'outils 3D demande que certaines conditions préalables soient remplies en particulier au niveau des problématiques posées et des données existantes. En effet, comme cela a été montré, la construction géométrique (densité et traitement des données) de modèles 3D doit être réalisée en fonction d'une problématique précise pour que l'analyse spatiale des données puisse être pertinente.

En prenant ces aspects en considération, il a été choisi d'utiliser ces outils pour étudier l'évolution géomorphologique des gorges de l'Ardèche afin de répondre aux questionnements portant sur la morphogenèse, la karstogenèse et l'évolution paléogéographique de ce secteur.

PARTIE II

LES APPORTS DES MODÈLES 3D À LA CONNAISSANCE DE LA KARSTOGENÈSE ET DE LA MORPHOGE- NÈSE KARSTIQUE

INTRODUCTION

Cette deuxième partie a pour objet de présenter (1) les résultats de l'utilisation des outils 3D de représentation et d'analyse dans l'étude de la spéléogenèse et de la karstogénèse des gorges de l'Ardèche et (2) d'intégrer ces résultats dans une approche géomorphologique dont le but est d'enrichir le scénario d'évolution paléogéographique connu de cette région.

Le premier chapitre de cette partie (chapitre 4) fait un état des connaissances géomorphologiques et des hypothèses paléogéographiques portant sur la genèse et l'évolution du canyon de l'Ardèche et des cavités environnantes. Cet exercice permet de confronter les différents scénarios actuels, parfois contradictoires, et d'identifier les points encore en discussion qui nécessitent l'apport de nouvelles informations qui permettraient de trancher voir d'unifier les différents modèles d'évolution en vigueur. A l'issue de ce bilan, nous proposons une stratégie de recherche basée sur l'intégration des outils d'analyse 3D pour étudier l'endokarst ainsi que les emboitements entre les objets de surface et souterrains.

Le deuxième chapitre (chapitre 5) se focalise sur les formes élémentaires de l'endokarst qui ont été identifiées comme essentielles à la compréhension de la spéléogenèse du secteur. La description du terrain et de ses spécificités morphologiques a conduit à l'utilisation des outils 3D. En améliorant notre capacité d'observation, l'acquisition de données 3D a permis des traitements analytiques inédits et a ainsi contribué à apporter des éléments de réflexion de premier ordre pour (1) valider des hypothèses sur les processus morphogéniques intervenant dans le façonnement des paysages souterrains et (2) raffiner voir construire de nouveaux scénarios d'évolution spéléogénique pour chacune des cavités étudiées.

Enfin le dernier chapitre de cette partie (chapitre 6) porte sur les questionnements karstogéniques et géomorphologiques à l'échelle du massif karstique et plus largement des gorges de l'Ardèche. L'utilisation des outils de représentations 3D a permis (1) de caractériser l'ensemble des facteurs intervenant dans les processus de karstification et de comprendre l'agencement de la géométrie des réseaux endokarstiques puis (2) de saisir l'ensemble des emboitements géomorphologiques entre les objets endokarstiques et ceux situés à la surface du relief. Enfin, la compréhension de ces emboitements géomorphologiques et l'intégration des scénarios spéléogéniques a permis d'élaborer de nouvelles hypothèses sur l'évolution des gorges de l'Ardèche et du Bas Vivarais calcaire depuis le Miocène jusqu'à l'actuel.

CHAPITRE 4

SPÉLÉOGENÈSE, KARSTIFICATION ET PALÉOGÉOGRAPHIE DES GORGES DE L'ARDÈCHE

ÉTAT DES CONNAISSANCES ET QUESTIONNEMENTS

Les gorges de l'Ardèche constituent un élément majeur dans le paysage et un trait structurant pour la l'organisation du drainage tant de surface que souterrain. Ces gorges comme toutes vallées majeures sont issues d'une longue histoire géomorphologique et ont été l'objet de plusieurs recherches dans lesquelles géomorphologie, hydrogéologie et géologie ont souvent été liées puisque l'étendu des résultats d'une discipline déborde sur la compréhension des autres disciplines.

L'objectif de ce chapitre est de dresser un état des connaissances sur l'évolution géomorphologique du Bas-Vivarais calcaire et ainsi d'identifier les principaux questionnements à propos de la morphogénèse des formes élémentaires du karst, de la mise en place des (paléo) structures karstiques et de leur évolution en lien avec l'évolution paléogéographique des gorges de l'Ardèche et au-delà, de la vallée du Rhône.

Dans ce travail, nous considérons l'endokarst comme un vecteur d'information paléogéographique majeur pour restituer la genèse et l'évolution des gorges qui entaillent profondément (jusqu'à 300 mètres) les plateaux calcaires du Bas Vivarais. L'importance des réseaux endokarstiques, dans la réalisation de cet exercice a très vite été pris en compte et plusieurs modèles ont émergé en fonction des paradigmes du moment et des connaissances de la paléogéographie rhodanienne. Actuellement trois modèles d'évolution paléogéographique coexistent et font ressortir l'influence de la crise de salinité messinienne sur l'agencement du relief tant en surface topographique qu'en profondeur (endokarst). A partir de la discussion de chacun des ces modèles, un ensemble de questionnements ainsi que des hypothèses sur l'évolution paléogéographique des gorges sera posé. Enfin, la stratégie de recherche est déterminée et repose essentiellement sur l'acquisition de connaissances supplémentaires de certains objets géomorphologiques dans le but de vérifier certaines de ces hypothèses. Cette stratégie fait appel à la méthodologie de recherche qui repose sur l'intégration et l'utilisation des modèles 3D dans la réflexion géomorphologiques.

4.1. LES GORGES DE L'ARDÈCHE :

LE RÉSULTAT D'UNE LONGUE HISTOIRE GÉOMORPHOLOGIQUE

4.1.1. Le contexte topographique et géologique des gorges de l'Ardèche

Les gorges de l'Ardèche sont incisées dans les vastes plateaux calcaires du Bas Vivarais. Ces plateaux s'étendent du massif des Coirons au nord jusqu'à la plaine de Barjac au sud ; ils sont bordés par la vallée du Rhône à l'est et par les Cévennes à l'ouest ; la superficie de ces plateaux est de l'ordre de 5000 km² (figure 4.1) Cet ensemble de plateaux se développe à des altitudes comprises entre 250 mètres (rebord de la vallée du Rhône) et 700 m (secteur de la Dent de Rez). Pour l'essentiel, ces plateaux se déve-

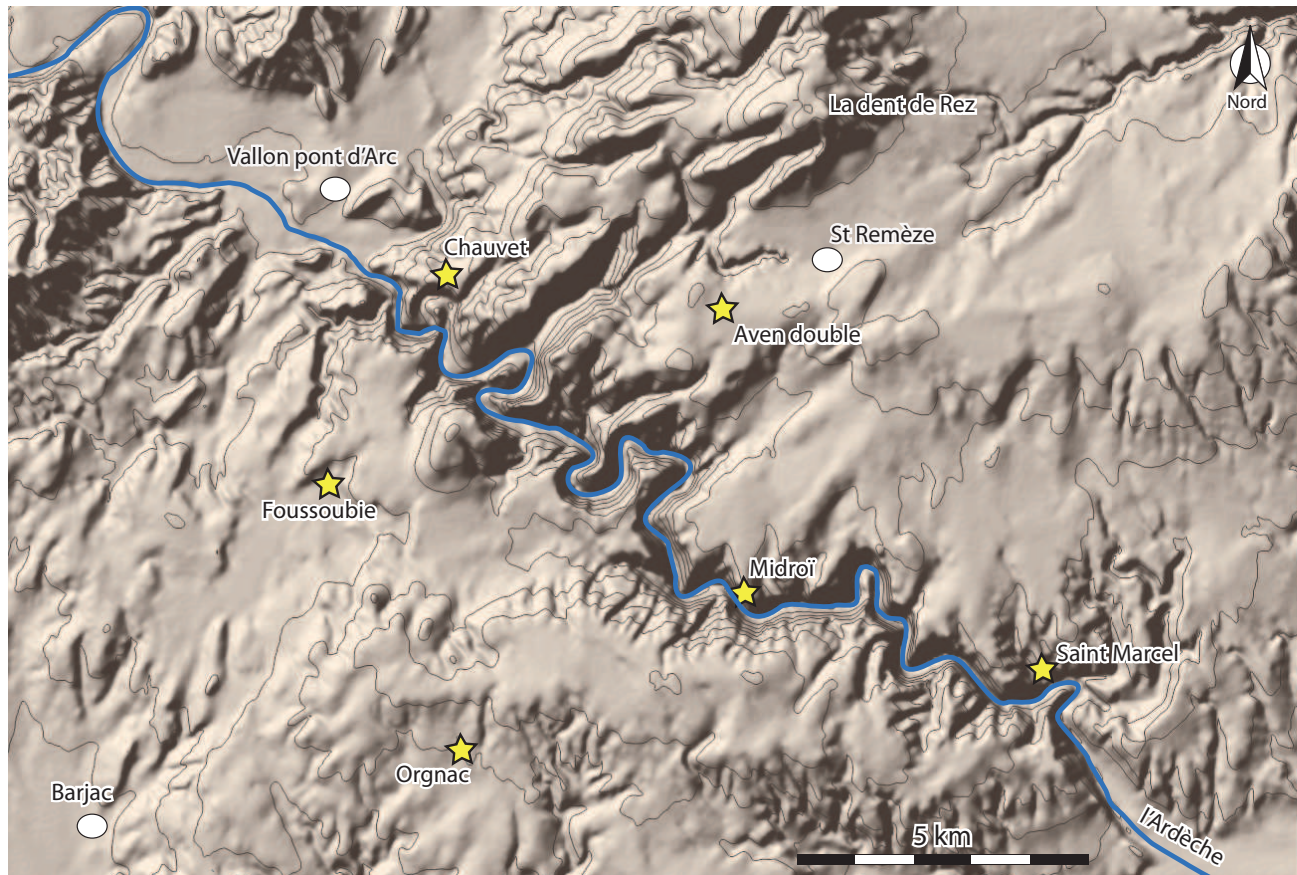


Figure 4.1

Localisation des cavités décrites sur une représentation du relief du Bas Vivarais calcaire. Les courbes de niveaux ont une équidistance de 50 mètres. Les ronds blancs représentent des lieux dits, les étoiles jaunes localisent les entrées des cavités les plus importantes de ce secteur et dont certaines sont décrites et étudiées dans ce travail.

loppent autour de 400 m d'altitude, altitude qui a très tôt été associée à une surface d'érosion (Blanc, 1994).

Les gorges de l'Ardèche, qui incisent ces plateaux, se matérialise par un canyon de 32 km de long et profond de 200 à 300 mètres environ avec des escarpements très abrupts témoignant de la résistance des terrains recoupés. Au pied de ces escarpements, des talus dont la taille dépend essentiellement de la correspondance spatiale entre le talweg et des vires marneuses, se développent (figure 4.2). De nombreuses cavités karstiques sont visibles sur les versants des gorges ; celles-ci furent autrefois connectées à des circulations karstiques en lien avec l'Ardèche ou qui le sont encore pour certaines d'entre-elles.

Le canyon se caractérise par son parcours méandrique, dont certains ont été recouverts et fossilisés (figure 4.2) ; l'origine de ce parcours sinueux se serait mise en place sur une paléo-surface (Nicod, 1997) qui aurait conservé ses sinuosités à mesure de son encaissement dans la masse calcaire (Martini, 2005).

Dans cette géométrie incisée par les gorges, de nombreux vallons secs aux écoulements indigents ou non pérennes sont perchés pour la plupart au dessus du talweg de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres ; seuls certains d'entre eux se raccordent au fond des gorges (vallon du Rieussec, combe de Chasserou).

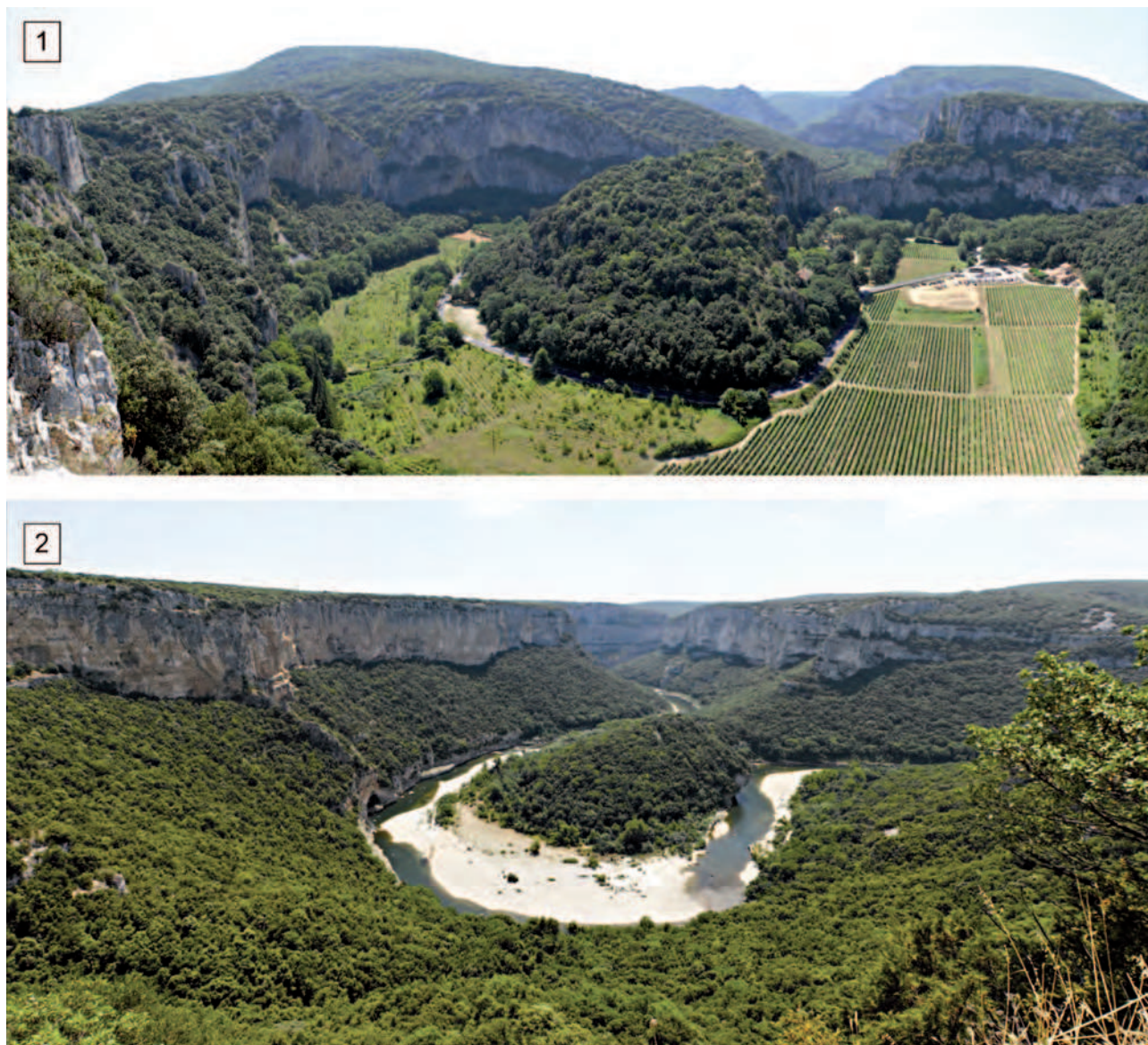


Figure 4.2

Vue de méandre fossile de la Combe d'Arc (1) et du cirque de la Madeleine (2) dans les gorges de l'Ardèche (clichés : Stéphane Jaillet)

4.1.2. Le contexte géologique

Les plateaux du Bas Vivarais se développent dans les assises calcaires du Crétacé inférieur à faciès urgonien (Lafarge 1978 ; Bellier *et al.* 1987 ; Pascal *et al.* 1989). Ce plateau est encadré par les terrains du socle des Cévennes à l'ouest, les calcaires du Jurassique au Nord et la vallée du Rhône à l'est, constituée pour l'essentiel de terrain non karstifiable (figure 4.3). La puissance totale des assises calcaires de ce secteur est de l'ordre de 500 mètres. Des intercalations marneuses métriques à décamétriques affectent cet ensemble calcaire et se marquent dans le paysage par des vires, ou des baumes (abri sous roche). Les assises à faciès Urganien reposent sur les marnes et marno-calcaires hauteriviens. Dans les gorges de l'Ardèche, ces marnes sont visibles à l'affleurement uniquement dans la pseudo-reculée karstique du Tiourre.

Cet ensemble géologique est déformé par de lourds plis à grand rayon de courbure, d'axe SE/NW, hérités de l'orogénèse pyrénéenne. Cette structuration en plis est bien

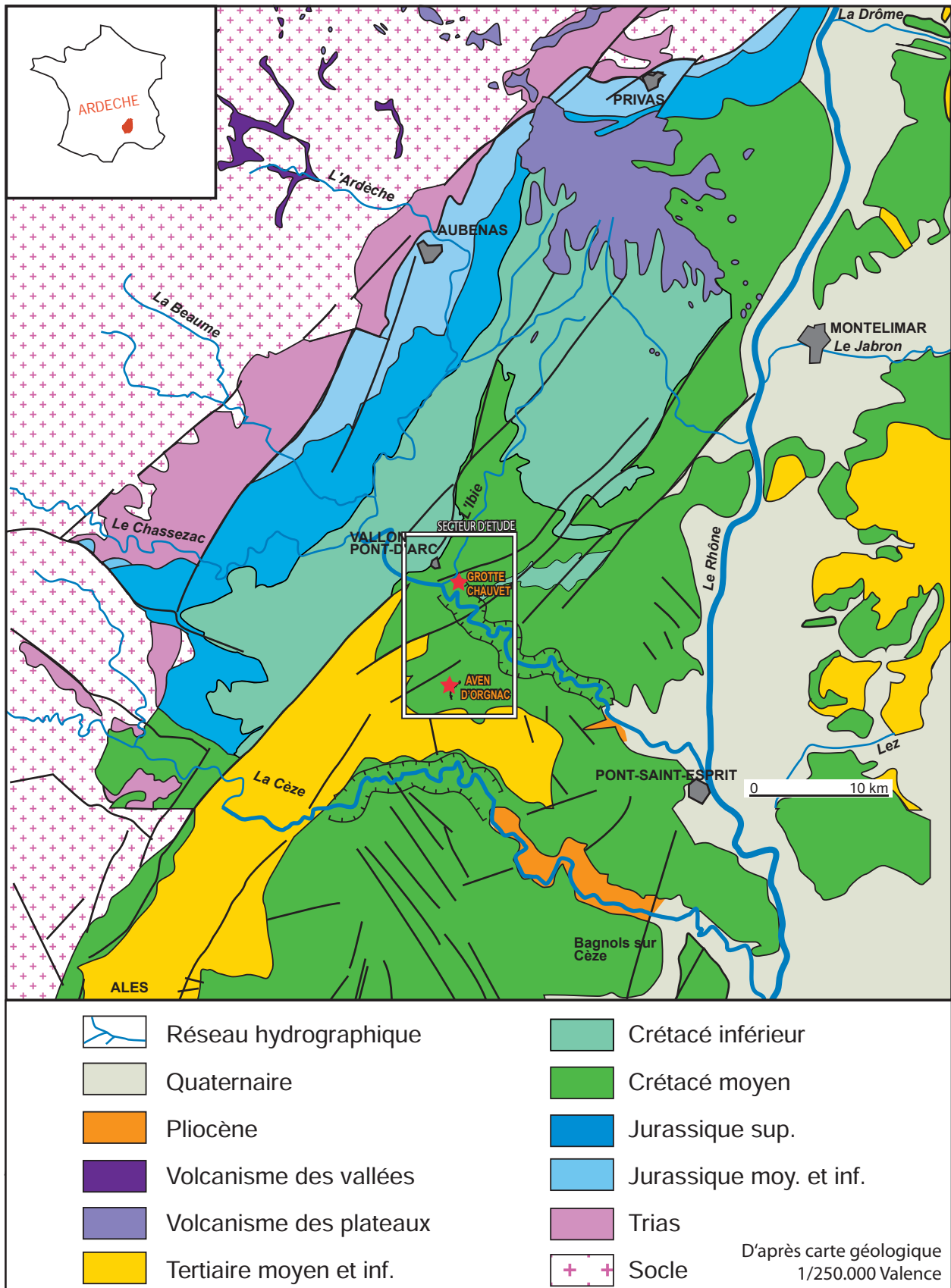
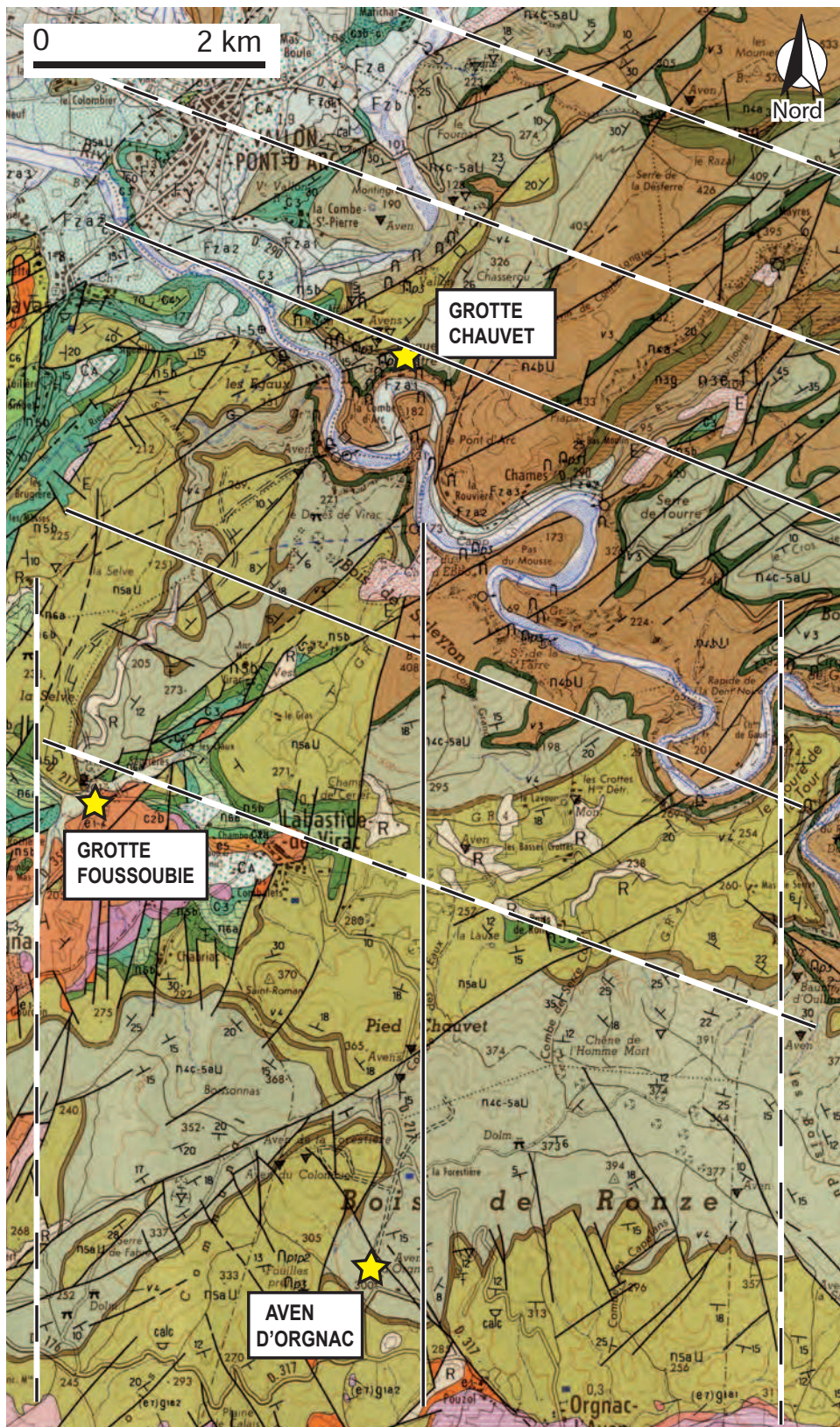


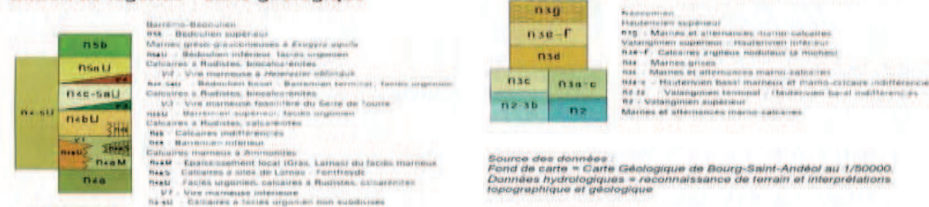
Figure 4.3 (ci-dessus et ci-contre)

Extrait de la carte géologique au 1/250000 (Rouire et al., 1980) et au 1/50000 (Pascal et al., 1989). L'ensemble des traits (noir et pointillé) représente les profils géologiques à partir desquels ont été modélisées les surfaces géologiques 3D. Les profils en pointillés correspondent aux profils géologiques présentés en figure 4.4



- ★ Cavité
- Coupe géologique
- - - Coupe géologique intégrée au modèle 3D

Extrait de légende - carte géologique



visible en rive droite de l'Ardèche : les reliefs du Bois de Ronze et du Saleyron correspondent à des anticlinaux entre lesquels se développe le synclinal de Labastide (Cornet, 1996 ; Sabaut, 2005 ; Delannoy *et al.*, 2007). En rive gauche des gorges de l'Ardèche, ce dispositif est moins perceptible du fait de la fracturation mais est pourtant bien présent, et les plissures s'étalent sur plusieurs kilomètres (figure 4.4). En rive gauche, la dépression du plateau de saint Remèze correspond à un synclinal (Guérin, 1973).

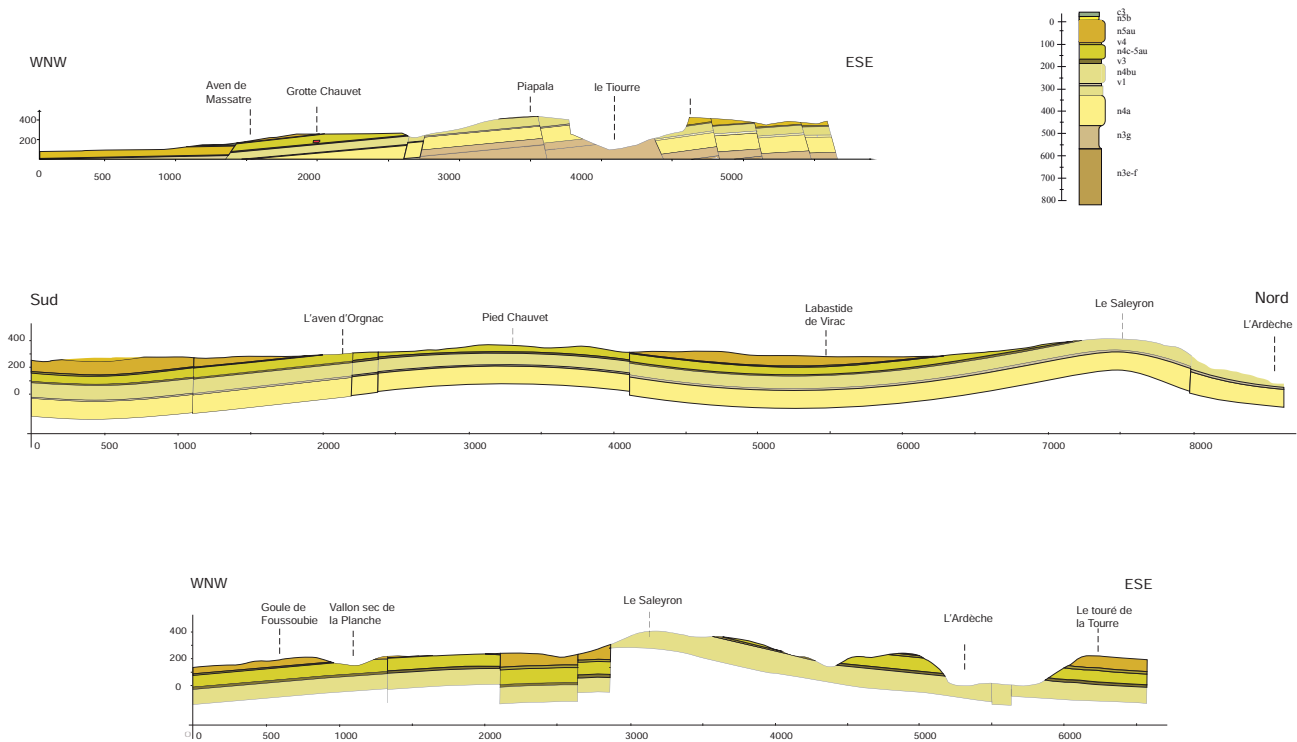


Figure 4.4.

Coupes géologiques illustrant la structure plissée à grand rayon de courbure affectant les terrains du secteur d'étude (localisation des profils en figure 4.3)

Les plateaux du Bas Vivarais calcaire sont affectés par deux grands faisceaux de failles. Le premier, dans la partie occidentale jouxtant les Cévennes, est orienté SW - NE. Le second, se localise dans la partie orientale du Bas Vivarais et est orienté NW - SE. Ces accidents décrochants senestres, ont pour origine la phase compressive pyrénéenne (Lafarge, 1978 ; Bellier, 1987). Ils ont rejoué lors de la phase de distension oligo-miocène (jeu en failles normales) puis dans une moindre mesure, durant la phase compressive alpine (Guérin, 1979 ; Pascal *et al.*, 1989).

Au nord du canyon de l'Ardèche (rive gauche), les déformations anticlinales et synclinales sont beaucoup moins marquées (figure 4.4) ; le dispositif géologique s'apparente plus à un découpage des terrains carbonatés en compartiments à la structure relativement simple recoupé par des failles décrochantes senestres. Ces accidents ont été exploités par les écoulements : cf. creusement de vallons (aujourd'hui non pérennes) comme celui de Combe Longue, localisé à 500 mètres à l'est de la grotte Chauvet. En rive droite et à mesure que l'on s'approche de la vallée du Rhône, l'axe des plis change légèrement de direction et devient sub-parallèles à l'Ardèche.

Il faut relever l'influence du bassin d'Alès avec la présence de sa terminaison septentrionale à l'ouest. Cette unité se marque dans le paysage par la présence de terrains du Crétacé supérieur positionné en discordance sur les terrains sous jacents. On note la

présence de ces terrains jusqu'à la colline de Montingrand (Vallon-Pont-d'Arc). Ces terrains qui représentaient avant leur dégagement une couverture non karstifiable, ont pu influencer le processus de karstification, notamment au niveau de Labastide-de-Virac et de la vallée du Rieusset.

L'incision des calcaires par l'Ardèche a été un des moteurs de la karstification qui aujourd'hui marque le modelé et l'hydrologie de ce secteur. La composante souterraine est ici majeure si on se réfère au nombre de réseaux spéléologiques . et à leur développement qui dépasse les 100 km ; ces 100 km sont du même ordre que la longueur des gorges et de ses affluents aériens.

4.1.2.1. Les réseaux karstiques souterrains : une composante majeure du bas-Vivarais calcaire

Les nombreuses cavités, actives ou non, qui débouchent dans la vallée de l'Ardèche, témoignent du degré important de karstification. Parmi les plus importantes, la grotte de Saint Marcel d'Ardèche qui s'ouvre en rive gauche des gorges aval, développe plus de 50 km de galerie. Cette cavité a été l'une des plus étudiée (Gombert, 1988 ; Debard, 1988 ; Belleville, 1985 ; Mocochain *et al.* 2002, 2006, 2007, 2009) et a constitué jusqu'ici un témoin privilégié pour l'étude de l'évolution géomorphologique du canyon de l'Ardèche. Le réseau du système Rochas Midroï, situé au cœur des gorges, développe environ 15 km de galeries, encore peu étudié du fait de la récente découverte de la plupart d'entre elles et d'un accès peu facile au réseau Mambo. A l'amont des gorges de l'Ardèche, le réseau de la goule de Foussoubie représente le deuxième plus long réseau de galeries de la région étudiée avec plus de 23 km de galeries (Leroux, 1984 ; Callot, 1979 ; Gombert, 1988 ; Belleville, 1985 ; Mocochain *et al.*, 2008 ; Jaillet *et al.*, 2010, 2011, 2012).

A quelques kilomètres des gorges de l'Ardèche, en position d'interfluve entre l'Ardèche et la Cèze, la cavité de l'aven d'Orgnac se démarque plus par le gigantisme des volumes de ses galeries que par son développement linéaire (Renault, 1967, 1968 ; Jaillet *et al.*, 2004, 2005a, b ; 2007 ; Delannoy *et al.*, 2007) ; il constitue, néanmoins, un réseau important de la basse Ardèche et un témoin majeur dans la compréhension de la géodynamique régionale (Jaillet *et al.*, 2005 ; Delannoy *et al.*, 2007).

L'ensemble de ces cavités, les plus connues des gorges de l'Ardèche, présentent une grande diversité géométrique et morphologique auxquelles il faut adjoindre la grotte Chauvet découverte en 1994. Cette cavité est essentiellement connue pour sa dimension préhistorique (peintures vieilles de 36 000 ans) ; elle possède cependant des mémoires paléogéographiques de premier plan (Delannoy *et al.*, 2004).

4.1.2.2. Une diversité topographique marquée

La connaissance spéléologique est intimement liée aux découvertes et à l'exploration d'un secteur. Dans les gorges de l'Ardèche, et partout ailleurs, cette connaissance est liée à l'activité des spéléologues qui mettent à disposition l'inventaire des cavités explorées et topographiées. Ces documents sont la « matière première » de tout travail scientifique en karstologie. Dans le cadre de ce travail, toutes les topographies (papiers

ou numériques) utilisées proviennent du Comité Départemental de Spéléologie ardéchois (CDS07) et en particulier du Spéléo club d'Aubenas, du Spéléo club du Césame et du Groupe de Recherche biospéléologique. Ces trois clubs sont, ou ont été, particulièrement actifs et réalisent encore aujourd'hui un très grand nombre d'explorations dans le secteur amont des gorges de l'Ardèche

L'ensemble des cavités proches du canyon de l'Ardèche, se marque par une forte diversité topographique et morphologique. Une partie d'entre elles présente d'importants développements horizontaux qui révèlent des niveaux de stabilité du niveau de base comme cela est communément admis dans les modèles spéléogéniques (Ford *et al.*, 1978, 1988 ; Delannoy, 1983, 1997 ; Palmer, 1989 ; Maire, 1990). Dans le secteur des gorges de l'Ardèche, il est possible de recenser parfois jusqu'à 6 étages dans un même réseau karstique (Gombert, 1988 ; Mocochain, 2006). Ces étages karstiques sont disposés sur plus de 400 m de dénivellation et couvre ainsi la totalité de l'histoire des gorges de l'Ardèche telles qu'elles apparaissent aujourd'hui dans le paysage. Enfin, une des caractéristiques est l'étagement bien marqué des cavités dans ce secteur. Les principaux niveaux karstiques marqués par des drains sub-horizontaux au développement kilométrique ou infra kilométrique se situent respectivement à 300 m, 220 m, 180 m, 120 m, 50 m, 20 m au dessus du lit de l'Ardèche. Enfin, un dernier étage se développe à environ 10 mètres en-dessous du lit actuel de l'Ardèche et constitue les drains actifs du karst (figure 4.5). Ces différents étages se retrouvent tout au long des gorges de l'Ardèche, même si ils sont mieux exprimés dans certains secteurs des gorges que dans d'autres.

Un autre ensemble de drains peut être distingué : les conduits verticaux. Le caractère vertical de ces réseaux (ou tronçons de réseaux) et leur relative dépendance vis-à-vis du canevas de fracturation indiquent qu'ils répondent à une autre logique morphogénique que les conduits à développement horizontal. Ils constituent (1) soit des conduits de raccordement entre différents étages karstiques et sont alors l'expression d'un creusement soumis à un abaissement et/ou à un rehaussement du niveau de base karstique (Mocochain, 2006), (2) soit à des galeries trépanant des galeries préexistantes. Ces conduits verticaux marquent dans tous les cas une réorganisation majeure du système de drainage et constituent une clé importante pour comprendre comment le système de drainage karstique s'est agencé et s'est restructuré au cours du temps et des événements géologiques et/ou géomorphologiques (Delannoy, 1997 ; Audra, 2007).

Du point de vue morphologique, cette diversité se marque par la présence de plusieurs formes élémentaires du karst qui témoignent de fonctionnements différents. En effet, selon les cavités, il est possible de relever la présence de formes témoignant d'un fonctionnement ou d'un paléo-fonctionnement vadose, épinoyé ou noyé, parfois dans une même niveau de galeries, parfois dans des galeries différentes mais au sein d'un même étage. Cette diversité témoigne d'une histoire géomorphologique et d'un modèle paléogéographique complexe qui a contrôlé leur mise en place et laisse présager un agencement non linéaire de ces systèmes de drainage karstique (Hauselmman 2000 ; Audra, 2007).

L'ensemble de ces cavités constitue de véritables vecteurs d'informations pour étudier et comprendre l'évolution géomorphologique des gorges de l'Ardèche comme l'at-

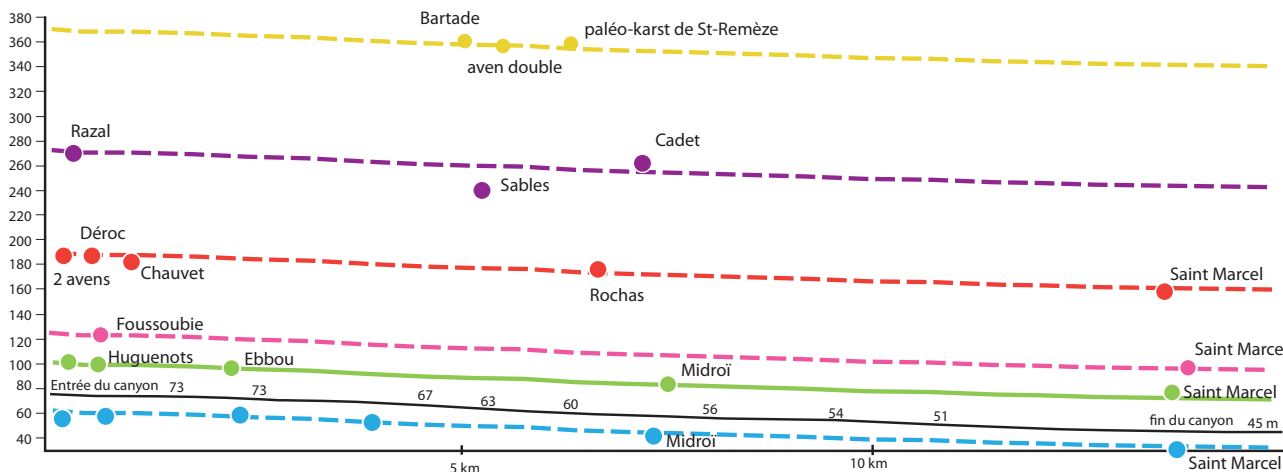


Figure 4.5
 Etagement des cavités dans les gorges de l'Ardèche. Le trait noir représente le profil topographique projeté du talweg de l'Ardèche avec une pente moyenne de 0,1%. Il apparaît que les cavités s'organisent sur le niveau de l'Ardèche stabilisé.

teste les études déjà réalisées sur plusieurs d'entre-elles (Belleville, 1985 ; Gombert, 1988 ; Delannoy *et al.*, 2001, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009).

L'ensemble des formes et des formations superficielles et endokarstiques ont été l'objet de travaux géomorphologiques mais aussi géologiques qui vont être détaillés dans la suite de ce chapitre. En l'état actuel des recherches, plusieurs hypothèses concernant la mise en place du relief décrit et entourant les gorges de l'Ardèche coexistent. L'objectif et l'enjeu de la partie suivante est d'identifier les différentes variantes et les observations de terrain qui soutiennent ou non les divergences observées.

4.2. LES CONNAISSANCES ACTUELLES DE L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET DE LA MORPHOGENÈSE KARSTIQUE ASSOCIÉE AUX GORGES DE L'ARDÈCHE.

La question du creusement et de l'évolution des gorges de l'Ardèche et des reliefs environnants, et de la part de la karstification a été abordée dans plusieurs thèses et de nombreuses publications, et ce depuis plusieurs décennies (Mazellier, 1971 ; Guérin, 1973 ; Blanc, 1976 ; Blanc *et al.*, 1975 ; Callot, 1979 ; Belleville, 1985 ; Debard, 1988 ; Gombert, 1988 ; Debard *et al.*, 2000, Delannoy *et al.*, 2001a ; 2001 b ; 2004 ; 2005, 2007 ; Debard *et al.*, 2002 a ; 2002 b ; Perroux, 2005 ; Mocochain *et al.*, 2006, 2009 ; Jaillet *et al.*, 2007). La relation entre la karstification (étagement des réseaux endokarstiques) et le creusement des gorges de l'Ardèche a été au centre des questionnements. Plus récemment, de nouvelles connaissances sur l'évolution géodynamique du bassin méditerranéen et de la vallée du Rhône ont permis d'appréhender l'évolution de la karstification des massifs périméditerranéens avec de nouveaux éclairages (Bini, 1996 ; Blanc, 1997 ; Delannoy, 1997 ; Camus, 2003 ; Gilli, 2004 ; Bruxelles 2001 ; Audra, 2007) et de construire des nouvelles hypothèses sur la genèse de certaines formes élémentaires du karst (Jaillet *et al.*, 2007) ou sur la position géographique de certaines cavités (Delannoy *et al.*, 2004, 2007 ; Mocochain *et al.*, 2006, 2009).

Avant d'aborder les apports des différents complexes souterrains, une attention particulière a été portée aux surfaces qui marquent les plateaux du Bas Vivarais.

4.2.1. Une géométrie marquée par l'emboîtement de surfaces d'aplanissement et de vallons secs. Etat des connaissances et questionnements géomorphologiques.

4.2.1.1. Les surfaces d'aplanissement

Le relief des plateaux calcaires du bas Vivarais de part et d'autre des gorges de l'Ardèche est fortement marqué par la présence de deux surfaces d'aplanissement qui se démarquent très facilement dans le paysage et leur distribution altimétrique (400 m et 250 m - figure 4.6)

La surface sommitale à 400 m NGF (SA1) tronque les différentes voûtes anticlinales et recoupe les assises géologiques quelque soit leur pendage. Cette surface est l'expression d'un aplanissement qui s'est mis en place dans un contexte paléogéographique totalement différent de l'actuel (Delannoy, 1997, 2003). Les aplanissements en domaine calcaire sont associés à un contexte géographique de faible gradient topographique avec absence de gradient hydraulique. En rive gauche de l'Ardèche, cette surface est morcelée et seuls quelques lambeaux subsistent sur le pourtour de la dépression de Saint Remèze ainsi que sur la plaine de Piapala. En rive droite de l'Ardèche, on retrouve cette surface sur les voûtes anticlinales du Saleyron et du bois de Saleyron.

Décrite par Baulig (1928), cette surface est citée par les différents auteurs ayant travaillé dans le Bas-Vivarais (Belleville, 1985 ; Gombert, 1988 ; Debard, 2000 ; Delannoy *et al.*, 2004 ; Martini, 2005, Mocochain *et al.*, 2006 ; Delannoy *et al.*, 2007). Elle se prolonge au sud vers le plateau de Méjannes de Clap (Fabre, 1980)

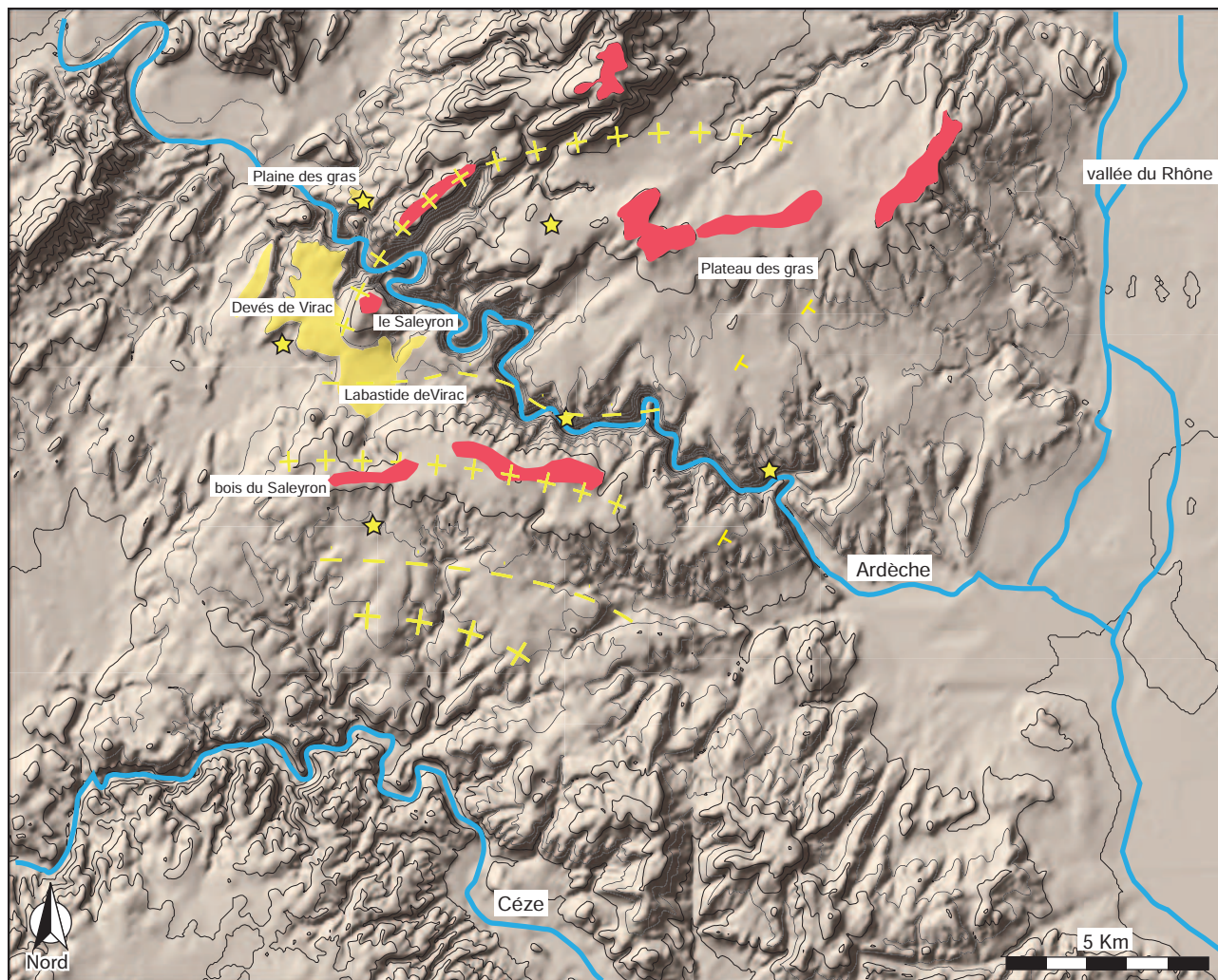


Figure 4.6

Localisation des surfaces d'aplanissement du Bas Vivarais calcaire. La surface d'aplanissement à 400 m NGF est reportée en rouge, celle située à la cote 250 m NGF est reportée en jaune. Les étoiles matérialisent la position des entrées des cavités les plus importantes. Les lignes en tiret jaune trace les voûtes synclinales et les lignes en croix tracent les voûtes anticlinales.

Cette large emprise spatiale s'explique par l'échelle temporelle de sa mise en place qui couvre presque toute le Miocène inférieur si on se réfère aux précédents travaux. Clauzon (1982) rapporte cette surface à la surface pré-évaporitique, précédant la crise de salinité messinienne. Cet âge repose sur plusieurs éléments : (1) le raccordement topographique de cette surface aux cailloutis de Saint-Restitut (340 m : surface corrigée de l'érosion) qui ont été datés de cette période (fini Miocène) ; l'identification d'un paléo karst à proximité de Saint Remèze (380 m) se raccordant géométriquement à la surface de Saint-Restitut et contenant de la micro-faune datée de 5-6 Ma (Martini, 2005).

La paléogéographie attribuée à ce contexte géomorphologique est un relief à faible gradient hydraulique et un réseau hydrographique (paléo-Ardèche) peu incisé (Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009 ; Delannoy *et al.*, 2007 ; Martini, 2005).

Si ce schéma est le plus souvent admis, reste posé le caractère synchrone de la réalisation de la surface d'aplanissement SA1 et du (paléo) karst : ces deux modelés requièrent, en effet, des conditions morphogéniques très différentes. En effet, le premier suppose un contexte de faible gradient hydraulique alors que second suppose l'existence d'un gradient hydraulique à l'origine d'une structure de drainage souterrain et de la réalisation d'un karst. De plus, le temps (et la dimension spatiale) nécessaire à la réalisation de

ces deux objets renforcent leur caractère diachrone. En effet plusieurs millions d'années sont nécessaires à la réalisation d'une surface d'aplanissement (Delannoy, 1997, 2003 ; Peulvast *et al.*, 2005) alors que quelques centaines voire dizaines de milliers d'années suffisent à la mise en place d'un karst. Au delà de cette association surface/paléokarst qui reste à notre sens à discuter, il est nécessaire également de bien poser la nature des différents repères paléogéographiques caractérisés par leur altitude : certains sont « corrigés de l'érosion » (exemple de la surface de cailloutis de saint-Restitut), d'autres ne sont pas affectés par l'érosion de surface mais peuvent être tronqués et décapités par l'érosion (paléo karst) et enfin d'autres n'ont pas été corrigés de l'érosion (surface d'aplanissement).

La seconde surface d'aplanissement (SA2), emboîtée dans la première se situe vers 260 m d'altitude NGF. Cette surface, reconnue aussi par de nombreux auteurs (Belleville, 1985 ; Gombert, 1988 ; Debard, 2000 ; Delannoy *et al.*, 2004, Martini, 2005 ; Mocochain *et al.*, 2006 ; Delannoy *et al.*, 2007), est particulièrement visible dans la dépression de Labastide-de-Virac en rive droite de l'Ardèche ainsi qu'en rive gauche au niveau de la plaine des Gras (Sabaut, 2005 ; Delannoy *et al.*, 2007). Dans ce secteur, cette surface tronque plusieurs cavités à développement vertical (70 et 100 m de profondeur actuelle) (figure 4.7).

Plus en aval, à l'extrémité des gorges on retrouve des lambeaux de cette surface en bordure de la vallée du Rhône (Mocochain *et al.*, 2004, 2006) ; elle se développe à une moindre altitude moins aux alentours de 220/230 m NGF. Sur cette surface, du matériel allochtone (granite) a été retrouvé piégé dans des dolines de taille moyenne. D'une dimension bien moins importante que la surface SA1, elle est considérée comme un niveau repère majeur du relief. Selon les auteurs, plusieurs cadres morphogéniques ont été avancés. Pour certains, elle est rapportée à la fin du Pliocène (surface d'abandon pliocène : Mocochain *et al.*, 2009, et Tassy *et al.*, 2013), ou à un héritage paléogéographique élaboré au Tortonien (Gombert, 1988). Quelque soit son âge, il est intéressant de constater que cette surface se développe sur les rebords est et ouest de la voussure anti-

Figure 4.7

Le Saleyron et les gorges de l'Ardèche au droit du Pas de Mousse. Vue vers le sud-ouest depuis la route touristique des gorges. On voit la structure anticlinale des assises calcaires (pendage en rouge) compliquée par le jeu tectonique des failles des terminaisons septentrionales du fossé d'Alès (en jaune). Les surfaces de 400 et de 260 m sont identifiées. Les flèches bleues matérialisent l'hypothèse d'un paléo écoulement de l'Ardèche qui contournerait le Saleyron (cliché : Stéphane Jaillet ; in Jaillet *et al.* 2004).



clinale des plateaux du Bas Vivarais et semble absente au sein des gorges de l'Ardèche entre le deuxième et le dernier méandre de l'Ardèche.

Cette seconde surface est l'expression d'un nouveau contexte de faible énergie gravitaire et hydraulique.

4.2.1.2. Les surfaces structurales

Surfaces se développant dans un tout autre contexte morphogénique que les aplanissements, les surfaces structurales sont l'expression d'une érosion différentielle dans un contexte de forte énergie érosive. Dans le relief, ces surfaces semblent relier les surfaces d'aplanissement.

On distingue deux générations principales de ce type de surface. L'équilibre de leur géométrie dépend directement de celle des aplanissements sus et sous jacents. On identifiera ces surfaces ou sub surfaces structurales selon qu'elles soient en strict conformité avec le pendage ou non.

Les deux premières générations (SS1 et SS2) correspondent aux surfaces structurales dégagées entre SA1 et SA2. En rive droite, on les trouve essentiellement sur le flanc bord de l'anticlinal du bois de Ronze et dans une moindre mesure sur le flanc sud de l'anticlinal du Saleyron (Sabaut, 2005 ; Jaillot *et al.*, 2005 ; Delannoy *et al.*, 2007). Sur ces secteurs, on discrimine deux générations de surfaces structurales emboîtées l'une dans l'autre (Sabaut, 2005 ; Delannoy *et al.*, 2007) à la faveur d'une vire marneuse de faible épaisseur (de l'ordre du mètre). En rive gauche, sur l'interfluve Ardèche/Ibie, on ne retrouve que la première génération (SA1).

Le dégagement de ce type de surface suppose des conditions paléogéographiques particulières. Elle suppose l'existence d'un gradient hydraulique suffisamment important pour transporter du matériel érodé et suffisamment long dans le temps pour permettre d'atteindre leur profil d'équilibre. Il est possible que ces conditions fussent réunies au moment où la surface d'aplanissement à 250 mètres se mit en place. En effet, à cette période, il aurait pu exister un gradient de 150 mètres environ entre SA1 et SA2, ce qui aurait alors permis le transport de matériel en surface tout en limitant une karstification en profondeur (Delannoy, 1997, Delannoy *et al.*, 2007). Ici, seules des arguments géométriques permettent d'avancer l'hypothèse chronologique qui situe ces deux surfaces structurales (SS1 et SS2) entre SA1 et SA2.

Enfin, il est possible de discriminer une 3ème génération de surface structurale en rive gauche de l'Ardèche sur le flanc ouest de la surface d'aplanissement de la plaine des gras. Elle connecte la surface SA2 et se prolonge jusqu'à la cote 180 m NGF mais ne rejoint jamais l'actuel talweg situé à 73 m NGF. En effet, le versant devient plus abrupt et ne relève plus de la forme structurale. Ces différentes surfaces d'aplanissement et structurales se démarquent ainsi suffisamment dans le relief en place et sont considérées comme des jalons importants dans la compréhension géomorphologique du secteur.

4.2.2. Les vallons secs : des indicateurs paléogéographiques et du fonctionnement des drains karstiques

Les vallons secs sont des formes relativement fréquentes en domaine karstique. Comme beaucoup de formes en relief calcaire elles portent l’empreinte d’un paradoxe : leur modelé résulte d’un creusement superficiel et leur caractère sec est l’expression d’un drainage souterrain. Ce paradoxe n’est apparent dans le sens où ces deux éléments (creusement et absence d’écoulement) sont l’expression de deux environnements morphogéniques successifs. En effet, l’abandon de ces vallons par les écoulements aériens à l’origine de leur creusement est l’expression de la karstogenèse (capture des écoulements et changement de structuration du drainage). Ce double processus est l’expression « d’un » changement du contexte paléogéographique et « d’une » accentuation du gradient hydraulique dont il reste à définir le moteur (eustatique ou tectonique voir climatique). Le caractère rapide de ces événements, ne permet pas aux écoulements de surface de creuser suffisamment leur lit et l’abandonnent pour suivre un cheminement souterrain en exploitant les faiblesses du substrat rocheux et rejoindre plus rapidement le niveau de base karstique le plus proche (Delannoy, 1997 ; Camus, 2003). L’incompétence des écoulements superficiels à creuser leur lit intervient lorsqu’il y a rupture de l’équilibre entre les forces érosives et la résistance des terrains à l’affleurement.

La présence de telles morphologies dans le relief est donc l’expression de l’incapacité du drainage de surface à inciser pour rester en connexion avec le niveau de base hydrographique régional. Toutefois, il est fréquent que ces vallons soient réempruntés par des écoulements superficiels en cas d’épisodes pluvieux importants et lorsque les drains du karst ne sont pas encore calibrés pour absorber la totalité des eaux de crues (Tricart, 1952 ; Jaillet, 2000 ; Camus, 2003 ; Nehme, 2013).

Sur le terrain étudié, un très grand nombre de vallons secs est présent. Cependant, leur architecture et les relations morphogénétiques qu’ils ont pu entretenir avec le karst profond n’a été que très peu étudié et seuls quelques vallons et combe perchée ont été décrits (Callot, 1979 ; Belleville, 1985 ; Gombert 1988). Pourtant, ces formes d’érosion et leur géométrie par rapport à la position des drains karstiques peuvent constituer des vecteurs d’informations pertinents pour comprendre la morphogenèse régionale (Nehme, 2013). Plusieurs types de vallons peuvent être distingués : ceux connectés aujourd’hui au talweg de l’Ardèche et ceux restés perchés.

4.2.2.1. Les vallons déconnectés de l’Ardèche : marqueurs de la stabilité du niveau de base hydrographique régional

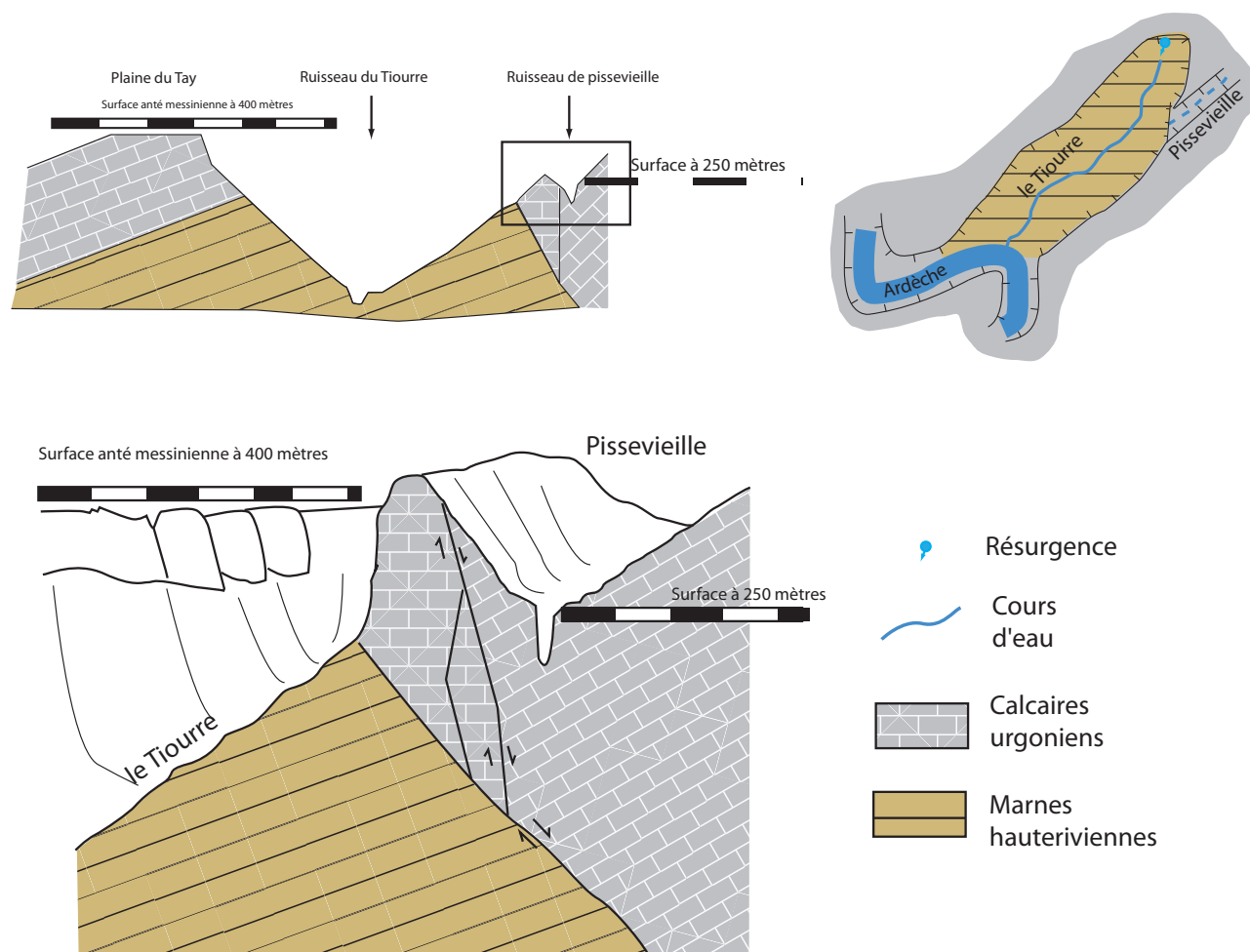
Un premier ensemble de vallons raccorde la surface sommitale SA1 à la surface SA2. Ces vallons ont en général un faible développement longitudinal, sont très largement évasé (profil en U) et depuis leur genèse ont été recouverts de tabliers d’éboulis. Il est intéressant de noter que ces vallons, suspendus à une altitude comprises entre 260 et 270 m NGF sont présents dans toutes les gorges de l’Ardèche et sont donc perchés au

dessus du lit l'Ardèche actuelle même en l'absence de la surface SA2 dans ce secteur (Sabaut, 2005 ; Jaillet *et al.*, 2005).

Le plus bel exemple du raccordement de SA1 et de SA2 est peut être le vallon de Pissevieille qui prend naissance au sud-ouest de Saint Remèze et qui débouche dans la reculée du Tiourre à quelques centaines de mètres de sa confluence avec l'Ardèche (figure 4.8). Ce vallon présente un profil en V et est emprunté exceptionnellement par les eaux lors d'épisodes pluvieux importants. D'une longueur de 4,5 km, le profil en long ne comporte pas de rupture de pente marquée sauf à l'aval où une rupture se marque par le surcreusement net d'une trentaine de mètres de hauteur. Des traçages ont montré que les eaux provenant du bassin versant de ce ruisseau correspondent aux eaux karstiques du Tiourre, aujourd'hui capté. Ce système karstique, barré par les assises hauteriviennes affleurant à 150 m NGF dans ce secteur, est perché par rapport au niveau de l'Ardèche et a une faible capacité d'absorption des eaux de crues (rapport BRGM, 1995) ce qui explique pourquoi le vallon de Pissevieille se remet à couler régulièrement.

On retrouve le même schéma d'évolution pour le ruisseau suspendu de Combe Longue qui débouche dans le cirque d'Estre, 500 mètres à l'est de la grotte Chauvet. A la différence du vallon précédent, celui-ci est suspendu à 180 m NGF c'est à dire à environ 90 mètres au dessus du méandre fossile de la combe d'Arc et une centaine de mètres au dessus de l'actuel talweg de l'Ardèche. D'une longueur d'environ 3 km, son

Figure 4.8
Relevés géomorphologiques dans le secteur du Tiourre et du ruisseau de Pissevieille



tracé révèle plusieurs ruptures topographiques. La reconstitution des profils d'équilibre (figure 4.9) permet d'identifier trois niveaux de stabilité théorique de l'Ardèche à 280 m, 260 m et 210 m NGF. Au droit du méandre fossile de la combe d'Arc, il est possible de distinguer l'emboîtement de trois surcreusements. Le premier se situe à 180 m NGF et marque un niveau stable de l'Ardèche à cette altitude (Belleville, 1985 ; Gombert, 1988). Ce niveau de stabilité semble correspondre au même niveau de stabilité observé sur les hautes terrasses du pléistocène supérieur (Pascal *et al.*, 1989) de la vallée du Rhône. De récentes datations sur de niveaux de terrasses endokarstiques et correspondant à ce niveau de base dans la grotte de Saint Marcel (Tassy *et al.*, 2013) confirment qu'il y a eu à cette période une stabilité suffisante de l'Ardèche pour qu'un tel vallon ait pu se structurer.

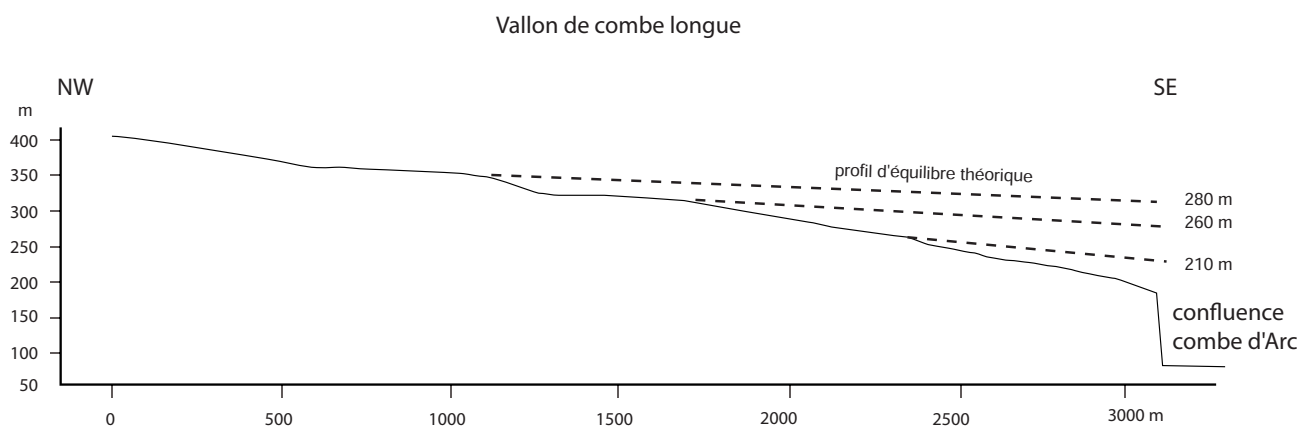
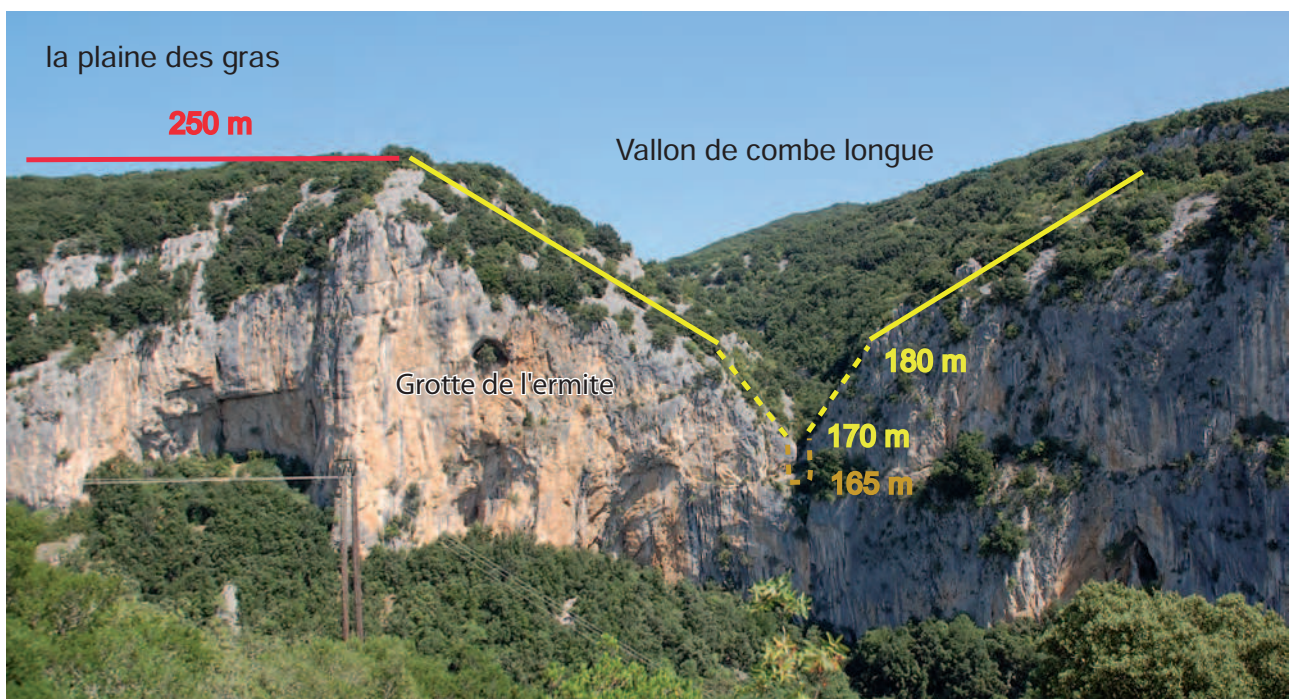


Figure 4.9

Photo illustrant le caractère déconnecté du vallon de Combe Longue par rapport au méandre de la Combe d'Arc. Le surcreusement entre 180 et 170 mètres est attribué à l'érosion consécutive à l'abaissement du niveau de base. Ce surcreusement est lui même entaillé d'un canyon témoignant des remises en eaux temporaires de ce vallon lors d'épisodes pluvieux exceptionnels.

Les deux autres surcreusements semblent être la marque morphogénique des eaux de crues. Le premier situé à 170 m est sans doute la marque des écoulements superficiels conséquents et/ ou fréquents qui ont du avoir lieu suite à l'abaissement du niveau de base. Cet abaissement étant rapide et la restructuration du drainage en écoulements souterrains prenant un certain temps, il devait y avoir une fréquence élevée de l'alternance écoulements superficiels / écoulements souterrains. La rigole de surcreusement à 165 m semble plus définir un fonctionnement très épisodique comme cela l'est actuellement.

Au fond de ce vallon, aucun matériel allochtone n'a été observé. Cependant, des clastes (gélifraacts) sont présents au fond du talweg et peuvent masquer d'éventuels dépôts.

Dans les gorges de l'Ardèche, on relève ainsi de nombreux vallons suspendus qui se situent vers 250 m NGF représentative de la surface SA2. D'autres sont suspendus à 180 m NGF. Ce premier ensemble de vallon connecte essentiellement la surface SA1 à la surface SA2 et s'emboîte parfois dans celle-ci ce qui tend à démontrer leur postériorité vis à vis des deux surfaces d'aplanissement. Un deuxième ensemble de vallons secs est présent et raccordent la surface S2 à l'actuel cours de l'Ardèche.

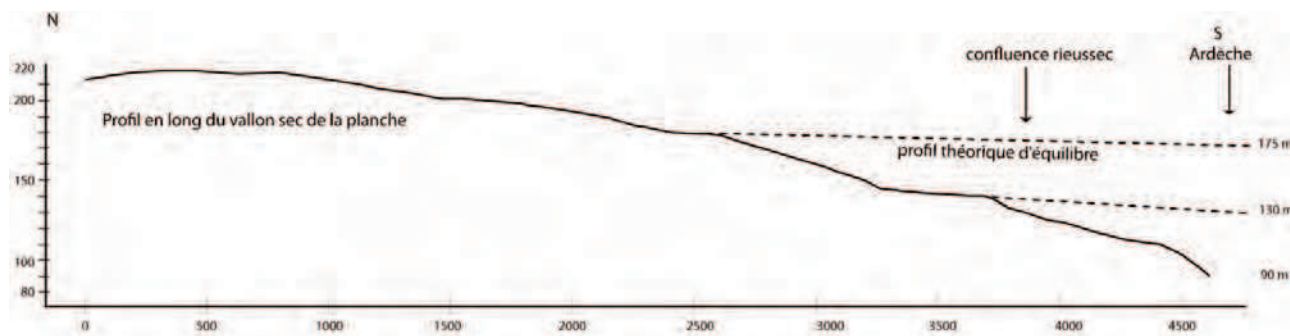
4.2.2.2. Les vallons secs connectés à l'Ardèche

Un nombre important de ce second type de vallons est présent sur le secteur d'étude. Alors que certains peuvent se réactiver en cas d'épisodes pluvieux importants, d'autres apparaissent comme définitivement secs. Ces derniers présentent un développement linéaire assez faible et une très forte pente. Dans le talweg de certains de ces vallons connectés au lit actuel de l'Ardèche, des gouffres de type «vadose» ont été observés mais ce phénomène n'est pas généralisé.

Le vallon sec de la Planche qui conflue avec le vallon du Rieussec qui a un fonctionnement non pérenne, décrit par Callot (1979), Belleville (1985) puis Gombert (1988) se caractérise par plusieurs ruptures de pente le long de son tracé (figure 4.10) ; plusieurs pertes karstiques ont été observées vers l'aval.

A l'amont de cette confluence, le vallon présente deux morphologies distinctes. La première caractérise sa portion amont et comporte un profil évasé en berceau au fond duquel se trouvent des secteurs avec un épais remplissage argilo limoneux ou bien une forte épaisseur de clastes. Un changement morphologique s'opère à partir de sa confluence avec le Rieusset. En aval de ce secteur, le vallon devient plus sinueux, ne

Figure 4.10
 Profil en long du cours d'eau non pérenne de la Planche (à l'aplomb du réseau de Foussoubie) en rive droite de l'Ardèche. La reconstruction du profil théorique d'équilibre de ce vallon permet d'identifier des paléo altitudes de niveau de base stable de l'Ardèche (d'après Gombert 1988, modifié).



présente plus un fond plat et comporte des versants plus abrupts. Le fond du talweg est quant à lui affecté par des marmites de géants, témoins des puissants écoulements l'empruntant encore de façon temporaire. Plusieurs ruptures topographiques peuvent être localisés dont la plus importante se situe à la cote altitudinal 175 mètres. Il est enfin possible de relever le caractère emboité de ce vallon dans la surface d'aplanissement à 250 mètres (SA2)

L'étude du profil en long de ce vallon permet d'identifier un niveau de stabilité de l'Ardèche à environ 175 m NGF qu'il est possible de rattacher à celui identifié précédemment avec l'étude du vallon de Combe longue (Belleville, 1985 ; Gombert, 1988). Il permet d'identifier un niveau de stabilité supplémentaire situé à 130 m NGF. Ce niveau de stabilité est communément rattaché aux terrasses alluviales présentes vers 130 m d'altitude à proximité de Vallon-Pont d'Arc au lieu dit du Moulin à Vent (Labrousse, 1977 ; Gombert, 1988 ; Lafarge *et al.* 1989) ; ces terrasses comportent des niveaux dépôts sableux et argilo-sableux rouges (kaoliniques) à passées de galets variés (quartzites, calcaires et basaltes).

4.3.2. Les enseignements des connaissances géomorphologiques des surfaces

La description d'éléments majeurs du relief des gorges de l'Ardèche permet de poser différentes étapes morphogéniques à l'origine de leur distribution spatiale et géométrique. L'identification de surfaces d'aplanissement et de vallons secs a permis de relever des périodes de faible énergie gravitaire et topographique.

La concordance de ces repères de part et d'autre des gorges permet de poser des repères dans l'évolution paléogéographique de ce secteur. Ceux-ci sont construits à partir de leur emboitement. Un tout premier cadre d'organisation altitudinale peut ainsi être proposé :

- une « première » phase avec un faible gradient topographique et hydraulique propice à la réalisation de la surface sommitale (Belleville, 1985 ; Gombert, 1988 ; Cornet, 1988 ; Debard, 2000 ; Delannoy *et al.*, 2004 ; Martini, 2005 ; Mocochain *et al.*, 2006 ; Delannoy *et al.*, 2007)
- une phase érosive qui a permis de dégager les terrains les plus tendres (Crétacé supérieur), de dégager les surfaces structurales SS1 et SS2 et de percher la surface sommitale (Sabaut, 2005 ; Jaillet *et al.*, 2005 ; Delannoy *et al.*, 2007) ;
- une phase de stabilité qui correspond à l'édification de la surface S2 et de la mise en place des vallons suspendus repérés autour de la cote 250/260 m NGF (Cornet, 1988 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009 ; Delannoy *et al.*, 2007) ;
- une phase d'incision puis de stabilisation de l'Ardèche autour de la cote 180 mètres NGF. En se référant au profil de Combe longue, il est possible qu'il y ait eu une petite phase de stabilité autour de la cote 210 m NGF au cours de cette baisse du niveau de base ;
- cette période de stabilité a duré suffisamment longtemps pour laisser son empreinte morphologique dans les profils longitudinaux des vallons de

Combe longue (rive gauche) et de la Planche (rive droite) ;

- Une nouvelle baisse du niveau de base qui s'est stabilisé vers 130 m NGF.

La lecture géomorphologique a notamment pour objet de reconstituer les différents événements et moteurs morphogéniques qui ont contribué dans le temps à la genèse du relief. Cette démarche permet par ailleurs d'interroger la part des différents moteurs dans la mise en place du relief. Un de ces moteurs est assurément la crise de salinité messinienne (Hsu *et al.*, 1973) qui a affecté le bassin méditerranéen et les reliefs la ceinturant (Clauzon *et al.*, 1982, 1996). Les travaux de Clauzon (1996), Seranne *et al.*, (2002) d'Aunay *et al.*, (2003), Besson (2005) et autres ont apporté de nouveaux éclairages nouveau quant à la morphogénèse et a conduit à un renouvellement des connaissances paléogéographiques des massifs bordant le pourtour méditerranéen dès lors que ces connaissances furent intégrées aux raisonnements géomorphologiques (Delannoy, 1997 ; Bruxelles 2001 ; Camus 2003 ; Mocochain, 2007).

Les premiers travaux qui ont interrogé les impacts de la crise messinienne sur la morphogénèse du bas-Vivarais sont ceux de Belleville (1985) et Gombert (1988) en s'inspirant des travaux réalisés dans la vallée du Rhône où la dynamique des oscillations et leur calage altimétrique a pu être réalisée finement à partir des séquences sédimentaires et la reconnaissance du talweg messinien vers -600 m à Pierrelatte (Clauzon, 1982, 1996 ; Mandier, 1988 ; Baumard, 2001). Cependant, dans les gorges de l'Ardèche, de telles structures sédimentaires n'existent pas. En effet, aucune terrasse sédimentaire composée d'argiles typiques de la transgression pliocène ou d'alluvions pouvant se rapporter à un prisme d'aggradation n'ont pu être identifiées à l'affleurement (Pascal *et al.*, 1989). Bien que les raisons de cette absence n'aient pas encore été déterminées (pas de transgression ou érosion superficielle importante), les investigations géomorphologiques et sédimentaires ont été menées le milieu souterrain mieux protégé de l'érosion mais soumis à d'autres perturbations.

4.3. BILAN DES CONNAISSANCES KARSTOGÉNIQUES ET SPÉLÉOGÉNIQUES EN ARDÈCHE : LES APPORTS DU KARST À LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES GORGES DE L'ARDÈCHE

4.3.1. Les modèles construits avant la découverte de la crise de salinité messinienne

Guérin (1973) est le premier à songer au caractère polyphasé du karst ardéchois en constatant l'étagement des réseaux et des surfaces. Cet auteur propose d'aborder la datation des phases de spéléogénèse sur la base d'une analyse statistique des principales directions d'écoulement des réseaux souterrains. Il part du principe que chaque

grand épisode tectonique est à l'origine d'une direction de fracturation qui peut être utilisée dès lors par les processus de spéléogenèse. Ce modèle, repose sur l'hypothèse que chaque phase tectonique crée une nouvelle direction de fracturation tout en refermant, de manière synchrone, les fractures antérieures favorables à la spéléogenèse. Pour retracer l'histoire karstogénique de la région, il pose l'hypothèse de la contemporanéité d'une famille de fractures et des réseaux karstiques associés. Afin d'étayer cette hypothèse entre les relations existantes entre la karstification et la structure tectonique, les histogrammes de directions préférentielles des systèmes de failles ont été croisés avec les principales directions de développement des réseaux karstiques. Sur cette base, il attribue un âge maximum pour chaque réseau qui dépend de l'âge de la dernière direction de fracture affectant le substratum. C'est la première fois qu'une chronologie sur l'évolution de la karstification en Ardèche est proposée.

A l'issue de ses travaux, Guérin identifie quatre grandes périodes de mise en place :

- - Une première phase de karstification antérieure à la phase pyrénéo-provençale, dont les témoins encore visibles seraient les poches karstiques aux remplissages argileux rapportés au Crétacé et à l'Éocène.
- - Une deuxième phase postérieure à la phase pyrénéo-provençale et antérieure à la phase de distension oligocène. Selon cet auteur, les témoins géomorphologiques ne sont plus visibles en raison de l'abaissement de surface topographique par érosion.
- - Une troisième karstification postérieure à la phase distensive anté-alpine. Cette phase est la plus importante pour l'auteur, il lui attribue l'essentiel des grands réseaux spéléologiques abandonnés et perchés à présent au-dessus de l'Ardèche.
- - Le dernier épisode karstogénique aurait débuté au cours de la phase alpine jusqu'à l'Actuel. Cet épisode terminal correspond à l'essentiel des réseaux actifs émergents à proximité du talweg de l'Ardèche.

C'est sur ce premier modèle karstogénique que s'appuieront par la suite de nombreux travaux sur l'évolution géomorphologique. Il est repris par Blanc (1976) qui relie ces différentes phases de karstification au creusement des gorges de l'Ardèche rapporté au Miocène. Pour arriver à un consensus, cet exercice demande de découpler partiellement certaines étapes de la karstification (l'étagement des réseaux) et de l'incision des gorges de l'Ardèche. J.J. Blanc propose également quatre grandes phases de spéléogenèse :

- - Une première étape située au Tertiaire, responsable de la formation des réseaux horizontaux, les plus hauts en altitude, dont la structuration serait indépendante du creusement des gorges
- - La deuxième phase de karstification, plus récente et située au Miocène inférieur, serait le moteur du creusement des réseaux qui se trouvent en contrebas des précédents. Cette seconde étape est toujours identifiée comme indépendante et antérieure au creusement des gorges de l'Ardèche que l'auteur situe d'ailleurs au Miocène terminal et au Pliocène inférieur sans toutefois apporter d'arguments précis.

- - Une troisième phase en contrebas des deux précédentes et contemporaine du creusement d'une partie des gorges au Miocène terminal et au Pliocène (présence de marnes pliocènes au débouché des gorges de l'Ardèche).
- - Une dernière phase, récente, qui draine le plateau de Saint-Remèze en direction du talweg de l'Ardèche, dont la position est acquise au Quaternaire récent.

Ces deux modèles établissant une chronologie de la karstification du bas Vivarais calcaire ont été formalisés à partir de l'étude altitudinale des réseaux ainsi que de leur orientation. Les travaux géomorphologiques et hydrogéologique se sont attachés à prendre en compte les formes et les dépôts présents sous terre. Les relations entre le karst superficiel et le karst profond apparaissent pour la première fois dans le travail de Y. Callot (1979). Cet auteur effectue l'inventaire des différentes formes de surfaces et remarque des « anomalies » morphologiques au sein des réseaux spéléologiques et notamment dans le réseau de Foussoubie (dans l'aven Cordier) où il observe des formes dont le cadre génétique semblait inconnu qui côtoient des formes relevant d'un contexte syngénétique. Ces formes d'origine « inconnue », étaient en fait déjà décrites par Bretz (1942) et Renault (1968) ; elles étaient rattachées à un fonctionnement paragénétique dans un contexte de creusement « *per ascencum* » en régime noyé. Mais ne sachant pas comment les interpréter, Y. Callot (1979) place une bonne part de la spéléogénèse ardéchoise au sein du Quaternaire, comme d'ailleurs bon nombre de travaux spéléogéniques et karstogéniques de l'époque. Finalement cet auteur reprend en partie la chronologie de Blanc (1976) tout en admettant qu'une meilleure connaissance du niveau de base régional permettrait sans nul doute de mieux appréhender l'organisation géométrique des réseaux. Ses observations dans le karst, l'amène à la conclusion que la position des drains et plus précisément des exutoires sont essentiellement contraints par la position du niveau de base (Mangin, 1975).

4.3.2. Les premières hypothèses identifiant le rôle de la crise messinienne dans la karstification

L'importance du niveau de base dans la karstification d'un massif calcaire est une question récurrente et fondamentale pour la compréhension de la karstification des massifs calcaires (Delannoy, 1981 ; Quinif, 1981 ; Maire, 1983) avec en corollaire les possibilités d'affiner les connaissances de l'évolution paléogéographique régionale. Conscients de ce nouveau paradigme géomorphologique et karstologique, plusieurs travaux ont eu pour objectifs de relier l'étagement karstique en Ardèche avec le contexte géodynamique régional péri-méditerranéen qui a été impacté par les oscillations eustatiques dont la crise de salinité messinienne. D'une façon générale, deux approches se distinguent. La première se base sur la chronologie des niveaux repères à la surface du relief et essaie de caler au mieux l'étagement des grottes en tenant compte, si possible des formes et dépôts endokarstiques. La seconde est basée essentiellement sur une chronologie relative établie à partir des formes et des dépôts karstiques et essaie de corréliser cette chronologie avec les données chronologiques issues de la connaissance géodynamique régionale.

4.3.2.1. Les premiers modèles d'évolution spéléogénique basés sur la géométrie formes et dépôts de surfaces

Une première approche consiste à comparer la géométrie des drains karstiques avec la géométrie des surfaces repères d'anciens niveaux de base à la surface du karst (surface d'aplanissement et/ou terrasses marines et fluviales). Cette relation entre karstification et niveau de base est abordé, dès 1985, par Belleville. La prise en compte des variations du niveau de base pour parvenir à une chronologie cohérente des phases de spéléogénèse l'amène à s'interroger sur le rôle de l'évolution géodynamique régionale. Il est un des premiers à supposer le rôle de la régression messinienne dans la karstification des massifs calcaires ardéchois. Bien que prudent sur ce concept, tout récent à l'époque et sujet à de nombreuses controverses, et face aux difficultés à trouver des indices sur le terrain révélant l'influence de la crise messinienne de salinité, il reprend le modèle de Guérin (1973) en intégrant les stades connus de l'évolution du niveau de base. Il s'appuie pour cela sur les travaux récents qui mettent en lumière les impacts géomorphologiques de la crise messinienne de salinité (Demarcq, 1984 ; Mandier, 1979 ; Clauzon, 1982) dans la vallée du Rhône. Ce faisant, il s'interroge sur l'étagement des galeries dans la vallée de l'Ardèche mais aussi sur l'origine du karst profond au débouché des gorges (goule de la Tannerie et goule de Tourne) reconnue à l'époque à la cote -120 m par rapport à la position actuelle du Rhône. Belleville (1985) est le premier auteur à envisager une spéléogénèse profonde tributaire d'un niveau de base très en contrebas de sa position actuelle, qu'il attribue à la régression marine datant du Messinien. C'est en s'appuyant sur cette idée novatrice que l'auteur insiste sur la nécessité de bien connaître l'évolution du niveau de base régional pour contraindre de manière satisfaisante la chronologie des grandes étapes de spéléogénèse.

Gombert (1988), par ses travaux de recherches hydrogéologiques, complète le modèle «Belleville» en tenant compte du paramètre climatique. Outre la mise en place d'une méthode de calcul de la dissolution du calcaire (Gombert 1988, 1994), il affine la chronologie de l'évolution de la mise en place de l'endokarst en fonction de périodes climatiques plus ou moins favorables à la spéléogénèse en essaie de les corréliser avec des éléments géomorphologiques décrits dans les travaux de Callot (1979). Malgré cet effort, la chronologie qu'il propose finalement diffère assez peu de celle de Belleville (1985).

A partir de cette approche géométrique, ces auteurs proposent un scénario d'évolution de la karstification et du creusement des gorges de l'Ardèche :

- (1) Un creusement des galeries à la cote 340/360 m NGF est rapporté à une phase antérieure au creusement des gorges de l'Ardèche (Miocène supérieur). Ils associent à cette période la genèse la surface d'aplanissement perché à 400/420 m NGF, par ailleurs déjà décrite et rapportée à l'Aquitainien (Blanc, 1994). Le drainage karstique est défini comme indépendant de l'Ardèche considérée comme peu creusée voire inexistante à cette époque. Les auteurs rapportent le creusement de l'aven d'Orgnac à cette période
- (2) Un creusement des gorges jusqu'à la cote 250/300m NGF (plaine des Gras

et Devès de Virac). Puis une période de stabilité qui permet d'établir de la surface d'aplanissement (S2) à cette même altitude qui borde l'amont des gorges de l'Ardèche. Cette phase est rapportée au Tortonien inférieur (Belleville, 1985 ; Gombert, 1988).

- (3) Un creusement des cavités vers la cote 180/200 m NGF est situé au Tortonien supérieur, précédant la crise Messinienne. Les auteurs rapportent cette période le creusement d'une partie des réseaux de Saint Marcel et de la goule de Foussoubie.
- (4) Un creusement intégral des gorges de l'Ardèche au cours de la crise de salinité messinienne (Belleville, 1985 ; Gombert, 1988). De façon synchrone, il place l'épisode de la karstification profonde marqué par les réseaux profonds de la goule de Tourne et de la Tannerie à Bourg Saint Andéol, à quelques km au nord de la confluence de l'Ardèche et du Rhône.
- (5) Une dernière phase qui correspond au drainage actuel du plateau qui émerge à proximité immédiate du talweg de l'Ardèche. Les auteurs datent de cette dernière phase au Plio-Quaternaire sans davantage de précision.

Ce modèle, fondé uniquement sur la corrélation géométrique de formes de surfaces et de formes souterraines permet *a priori* de relier sur un critère uniquement altimétrique, la genèse et l'étagement des réseaux et ainsi restituer des étapes d'évolution paléogéographiques. Les quatre premières étapes ne peuvent être confirmées en raison de l'absence totale de dépôt sédimentaire corrélatif du Tortonien, du Messinien et du Pliocène dans les gorges de l'Ardèche ; par ailleurs, cette démarche s'appuie sans les informations géomorphologiques issues de l'endokarst.

4.3.2.2. Les modèles d'évolution construits à partir de la géomorphologie de l'endokarst

Pour surmonter les écueils des modèles précédents, plusieurs travaux géomorphologiques fondées sur l'étude de l'endokarst ont été menés dans le sud de l'Ardèche dans plusieurs cavités des abords des gorges de l'Ardèche et notamment dans la grotte Chauvet (Delannoy *et al.*, 2001a ; 2001 b ; 2004 ; Debard *et al.*, 2002 a ; 2002 b), à l'aven d'Orgnac (Delannoy *et al.*, 2007, Jaillet *et al.* 2007) en position d'interfluve entre l'Ardèche et la Cèze et enfin dans la grotte de Saint Marcel d'Ardèche (Mocochain, 2002, Mocochain *et al.* 2006, 2007, 2009), à l'aval des gorges de l'Ardèche dans l'avant dernier méandre du canyon .

4.3.2.2.1. Les apports des recherches géomorphologiques dans l'endokarst pour des modèles d'évolution paléogéographique

Plusieurs travaux en géomorphologie endokarstique se sont attachés à intégrer les connaissances sur la géodynamique du bassin méditerranéen et du couloir rhodanien (Clauzon, 1982, 1996) en lien avec le méga-cycle eustatique messino-pliocène (Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon *et al.*, 1982, 1996), et par extension des oscillations du niveau de l'océan mondial (Haq *et al.*, 1987) qui permet désormais de d'attribuer un cadre général

à l'évolution du niveau de base puisque une lecture éclairée du modèle proposé par Haq (1987) puis par Miller (2005) permet de connaître la part de la variation du niveau de base et de la tectonique dans ces oscillations.

En s'appuyant sur ces connaissances, plusieurs auteurs ont mis en évidence que le karst était un bon enregistreur de ces variations du niveau de base et de la surrection tectonique des massifs karstifiés mais aussi qu'il était possible d'affiner, voire de réviser, des connaissances sur ces variations de niveaux de base par le biais de l'étude géomorphologique du karst. Ainsi, Delannoy (1997) a montré que les karsts de la Cordillère Bétique occidentale (Espagne) ont bel et bien enregistré la double influence tectono-eustatique dans leur géométrie en analysant les formes et dépôts karstiques. Camus (1997, 2003) et Séranne (2002) ont pu rattacher le début de la karstification des massifs calcaires de l'Hérault au Miocène moyen, et à partir de niveaux repères du karst, quantifier la part de la surrection dans le creusement des vallées, et l'influence de la crise messinienne dans la structuration de certains drains. Dans le massif des Corbières, le début de la karstification et du creusement des vallées a pu être rattaché au Tortonien inférieur (Aunay *et al.*, 2003). Enfin, l'intégration des connaissances du cycle eustatique messino-pliocène a permis de comprendre la genèse du karst profond comme celui de la Fontaine de Vaucluse (Gilli *et al.*, 2004 ; Blavoux, 2010), et plus récemment de Port-Miou et sa résurgence sous marine (Cavalera *et al.*, 2010) à proximité de Marseille.

Dans les gorges de l'Ardèche, de tels travaux ont aussi été engagés et ont été porteurs de résultats en permettant de comprendre une partie de la structuration des drains karstiques et de revisiter la connaissance de certaines formes de l'endokarst sur le fonctionnement et leur contexte de genèse.

Ainsi, l'analyse de l'emboîtement des formes et des dépôts endokarstiques dans la grotte Chauvet (Delannoy *et al.*, 2001, 2004) a permis d'identifier plusieurs phases d'enneolement et vadoses de la galerie à partir du modelé endokarstique et de l'emboîtement de différentes générations de dépôts (Delannoy *et al.* 2001, Delannoy *et al.* 2004). En accord avec les morphologies noyées des parois de la cavité, ces auteurs en ont déduit l'existence de plusieurs oscillations du niveau de base que le karst a enregistré. Dans ce modèle, ces auteurs ont pu rattacher le creusement de cette galerie situé à 180 m NGF, appartenant au niveau de karstification perché de 120 m au dessus de l'Ardèche (figure 4.5), à l'étape 3 du modèle de Belleville et Gombert et y adjoindre pour la première fois dans cette région une étape supplémentaire (figure 4.11) : le ré-enneolement des galeries lié à la transgression Pliocène qui avait été jusqu'alors identifié uniquement dans la vallée du Rhône par Cluzon (1982). C'est cette étape qui est à l'origine de la corrosion massive des spéléothèmes de ce niveau de karstification.

4.3.2.2.2. Les apports des connaissances du cycle messino/pliocène à la connaissance fondamentale des formes élémentaires du karst : implications spéléogéniques et paléogéographiques

L'identification d'une longue phase noyée reliée à la transgression pliocène et du ré-enneolement des vallées creusées durant la crise messinienne a conduit plusieurs auteurs à s'interroger sur la spéléogenèse des cavités aux abords des gorges de l'Ardèche.

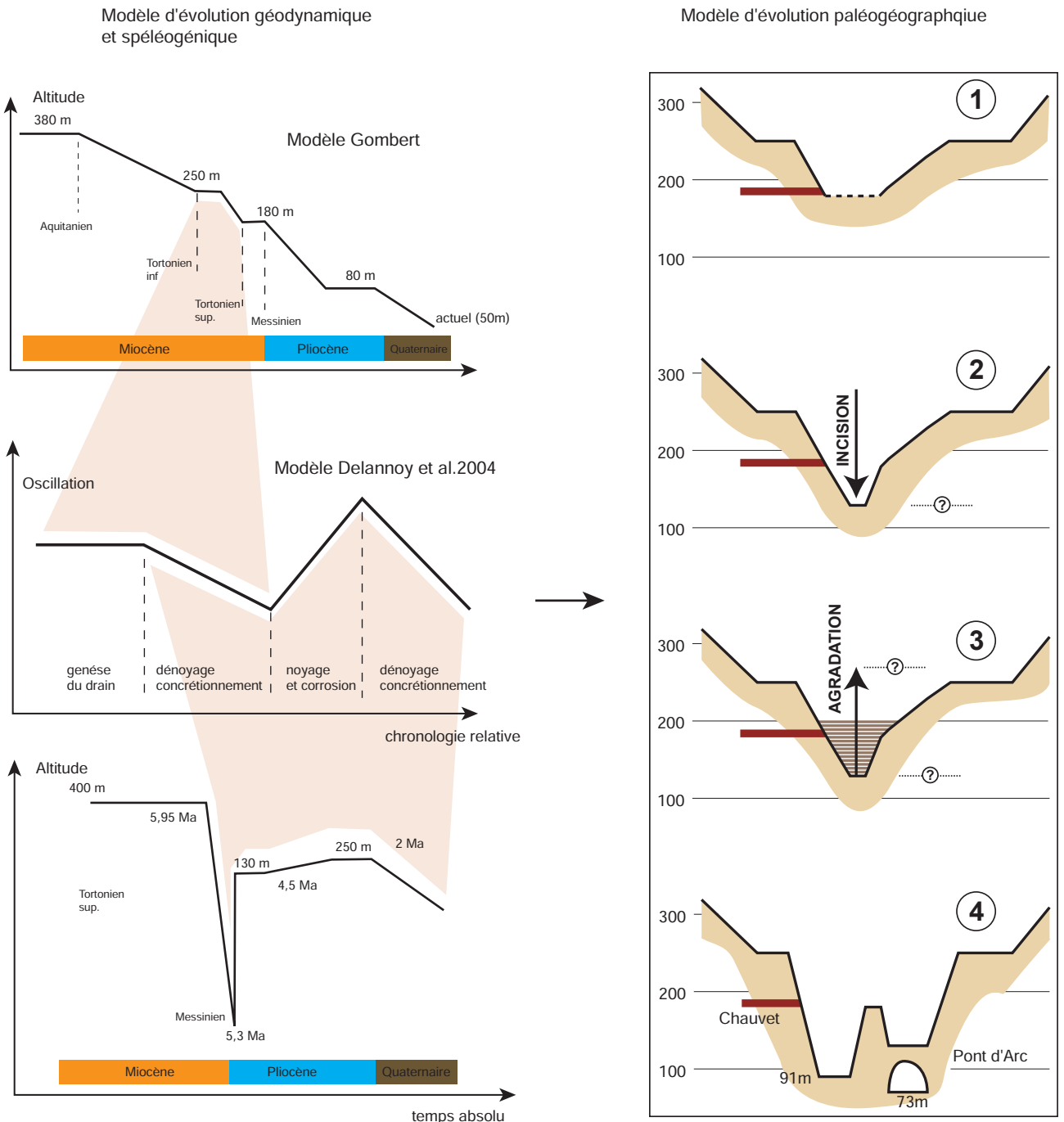


Figure 4.11
 Corrélation des modèles géodynamiques des gorges de l'Ardèche (Gombert, 1988) et de la vallée du Rhône (Clauzon, 1982) avec le modèle spéléogénétique issu de l'étude géomorphologique de la grotte Chauvet (Delannoy et al. 2004).

A l'aven d'Orgnac, cavité aux dimensions gigantesques (cf. infra), structurée autour d'un « seul » étage se développant sur plusieurs dizaines de mètres de hauteur, la prise en compte du cycle géodynamique a permis de poser un cadre précis aux formes pariétales et plus particulièrement aux banquettes limites de remplissages. Cette morphologie très particulière, était jusqu'alors associée à une genèse en contexte noyé et durable (Renault, 1967). Le nouvel éclairage des connaissances sur la géodynamique régionale, couplées à de nouvelles recherches intégrant des outils de relevés topographiques en 3D par lasergrammétrie, ont permis de proposer un cadre morphogénétique (paragénétisme), un modèle de fonctionnement et de travailler sur l'étagement régulier de ces formes sur plusieurs dizaines mètres de dénivellation et ce dans toute la cavité (Jaillet et al., 2005,

2007, 2011). Ces travaux ont permis de les associer à une dynamique de remontée du niveau de base. La continuité des formes endokarstiques paragénétiques sur plusieurs dizaines de mètres, l'absence d'étagement de drains du karst notamment souligne une continuité de la remontée du niveau de base sur un temps très long de plusieurs millions d'années pouvant correspondre aux conditions engendrées par la transgression pliocène.

L'intégration de ces différentes connaissances a permis de poser un cadre cohérent à la genèse de certaines formes endokarstiques et de le rattacher à un cadre géodynamique faisant sens. Il est important de souligner, que l'utilisation des outils de relevés en 3D dans l'aven d'Orgnac a été déterminante pour comprendre la géométrie des banquettes limites de remplissages (Jaillet *et al.*, 2007, 2011).

Dans la grotte de Saint Marcel d'Ardèche, l'intégration du cycle messino-pliocène a permis d'étayer des hypothèses sur le fonctionnement d'une autre morphologie : le puits-cheminée. Cette morphologie, est reconnue par Camus (1997, 2003) dans les karsts de l'Hérault sont des galeries verticales qui témoignent d'importantes mises en charge au sein des réseaux karstiques. Ces morphologies peuvent être liées soit à des battements de nappe de grande ampleur soit à des remontées de niveau de base durable. Elles marquent donc une circulation ascendante des eaux de drainage ce qui relève d'une logique inverse du creusement des gouffres généralement connue dans lesquels l'eau circule de haut en

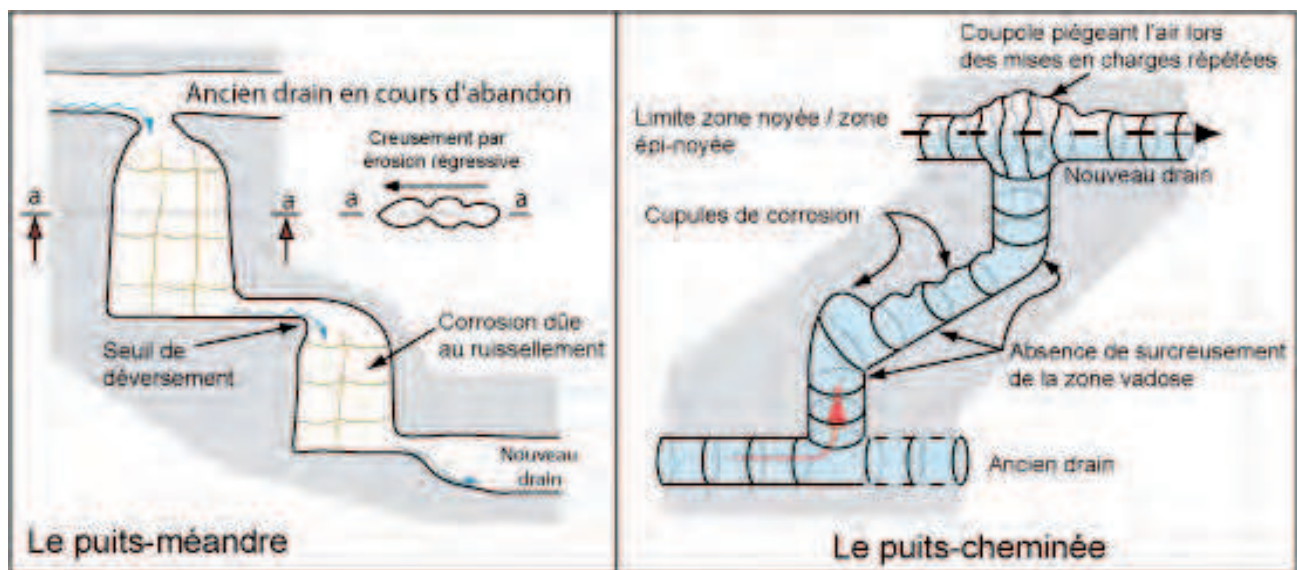


Figure 4.12
Différence de fonctionnement d'un puits vadose (puits méandre) et d'un puits-cheminée (in Mocochain *et al.*, 2006).

bas (figure 4.12).

Mocochain *et al.* (2004, 2006, 2011) a porté une part importante de ses travaux sur la hiérarchisation des conduits verticaux du karst. Cette hiérarchie des réseaux associés à un fonctionnement ascendant, et couplée avec des observations similaires à celles effectuées dans la grotte Chauvet par Delannoy *et al.* (2004) à propos des spéléothèmes corrodés, ont conduit à la construction d'un modèle d'évolution permettant de situer le creusement des différents étages de cette cavité selon une logique ascensionnelle baptisée «per ascencum» (figure 4.13).

Le creusement et la structuration de l'étagement d'un réseau karstique se fait ici du bas vers le haut c'est-à-dire de l'altitude la plus basse vers l'altitude la plus haute.

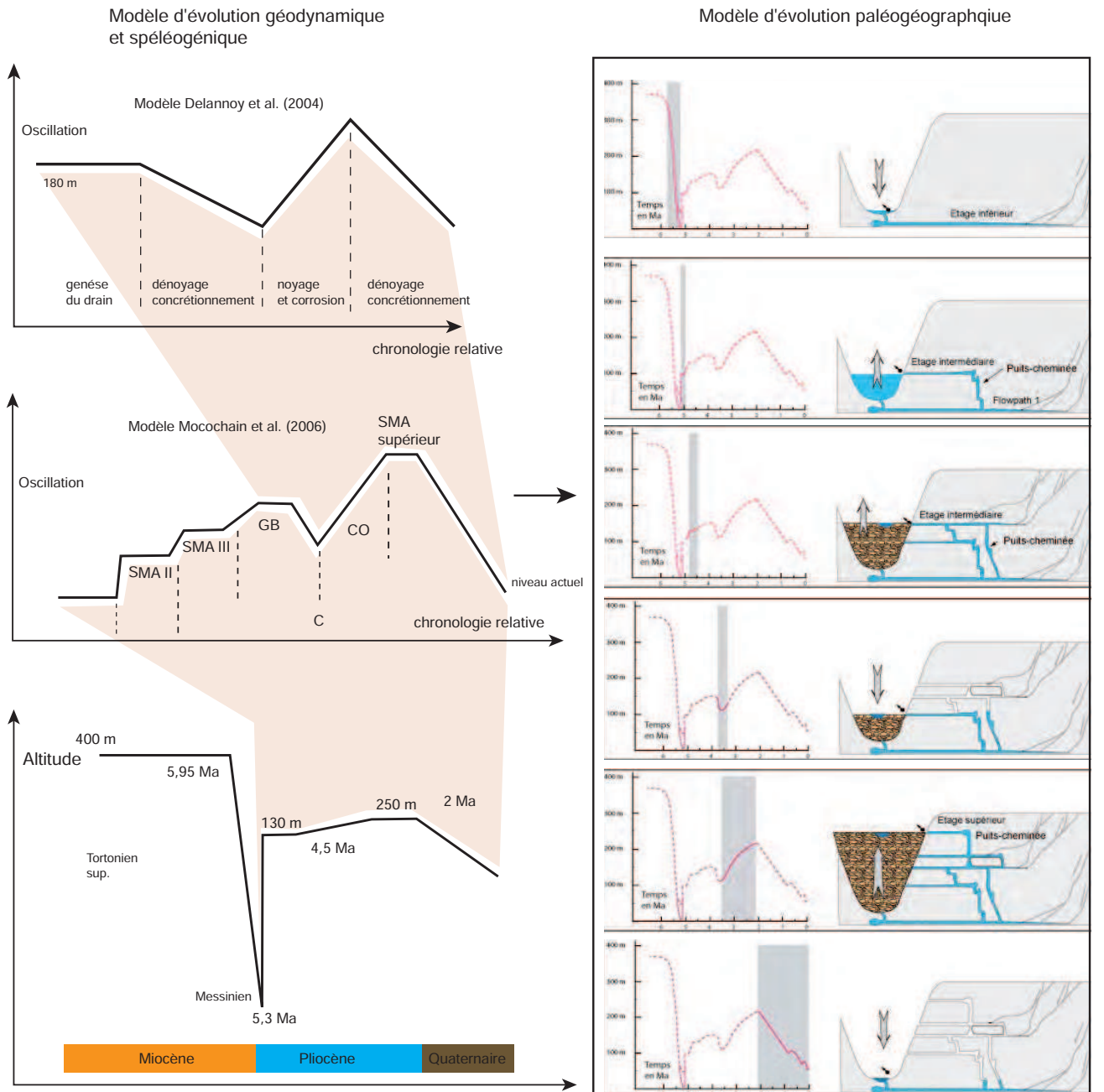


Figure 4.13
 Corrélation du modèle d'évolution spéléogénique de Mocochain (2009) avec les modèles existant et le modèle géodynamique du Rhône (Clauzon, 1982, 1996). Les différents niveaux de stabilité du niveau de base dans le modèle Mocochain ont été définis à partir des altitudes des réseaux de Saint Marcel d'Ardèche (SMA) I et II, réseau de la grande boucle (GB) et le réseau supérieur (SMA supérieur)

Cette définition est différente de celle proposé initialement par Renault (1967) pour décrire l'évolution d'une section de galerie par corrosion à la voûte (paragénéisme). Dans la suite de ce mémoire, nous utiliserons le terme per ascensum pour se référer au modèle de Mocochain (2004, 2006a, b, 2009 ; Tassy *et al.*, 2013) et nous utiliserons le terme «paragénéitique» pour définir un creusement d'une galerie qui s'effectue à sa voûte comme cela a été observé à l'aven d'Orgnac, ceci bien que Renault ait employé et introduit, certes à de rares occasions, le terme de « per ascensum » pour le creusement paragénéitique qu'il avait identifié.

Enfin, ces auteurs (Mocochain 2004, 2006a, b, 2009 ; Tassy *et al.*, 2013) rattachent ensuite leur modèle d'évolution de la spéléogénèse et du creusement des gorges de l'Ardèche avec le cycle d'oscillation du niveau de base messino-pliocène. Ce calage permet aux auteurs d'enrichir la courbe d'évolution du niveau de base en révélant des petites

oscillations au cours de la transgression pliocène. Ainsi, la démarche fondée sur l'analyse géomorphologique de l'endokarst permet de renouveler des connaissances sur la spéléogenèse des formes élémentaires et des drains du karst, mais aussi d'enrichir des modèles géodynamiques existants.

Comme l'illustre la figure 4.13, le modèle de spéléogenèse «per ascensum» permet d'unifier le modèle établi à la grotte Chauvet (Delannoy *et al.*, 2004). Ce dernier n'intégrant alors plus le modèle de Gombert ce qui ne semble pas poser problème puisque celui-ci était fondé sur des hypothèses et non sur des observations factuelles intégrées dans une chronologie absolue. Cependant, le modèle de Mocochain, qui couvre tout le cycle Messino-Pliocène, ne correspond pas avec un troisième modèle d'évolution spéléogénique, construit à partir des études géomorphologiques de l'aven d'Orgnac (Jaillet *et al.*, 2007, Delannoy *et al.* 2007). En effet, dans ce modèle aucun stade intermédiaire de stabilité ou d'oscillation n'a été identifié au sein de la période correspondante à la transgression pliocène.

Il y a donc certaines interférences puisque aucun des modèles proposés ne semblent pouvoir répondre à l'ensemble des observations réalisés par les différents auteurs. En effet, le premier modèle repose sur l'existence d'un creusement polyphasé des gorges l'Ardèche avec l'établissement de niveaux karstiques correspondant aux différentes phases de stabilité du niveau de base en lien avec les étapes de creusement de l'Ardèche. Les morphologies souterraines sont alors remaniées par la corrosion lors de de ré-ennoyages dus aux oscillations du niveau de la rivière. Le second modèle (Mocochain) implique un creusement des gorges monophasé, compris dans une période d'environ 500 000 ans entre 5.8 et 5.3 Ma et situe la spéléogenèse de chaque niveau de grotte avec chaque étape du comblement du canyon, et identifie des oscillations intermédiaires au sein de la transgression pliocène. Enfin, le troisième modèle établit une karstification profonde puis une remontée lente et continue du niveau de base conformément au modèle rhodanien sans pour autant donner d'indication sur le creusement des canyons environnants.

Pour tenter de rendre plus robuste leur modèle d'évolution, certains auteurs ont par la suite tentés de dater l'étagement des réseaux spéléologiques.

4.3.3. L'approche croisée de la géomorphologie et de niveaux repères souterrains et de surfaces : validation du modèle d'évolution «per ascensum» de la spéléogenèse des gorges de l'Ardèche ?

L'absence de témoins sédimentaires du cycle messino-pliocène à la surface des gorges de l'Ardèche et ses abords a conduit à la recherche de terrasses fluviatiles dans le domaine endokarstique pour utiliser les outils de datations radiométrique, pour dater de tels objets. La datation de l'enfouissement des sédiments alluviaux (mesure du rapport de production des isotopes cosmogéniques Béryllium / Aluminium) au sein du karst (Gosse *et al.*, 2001 ; Granger *et al.* 2001, 2006) a en effet permis des avancées importantes dans la datation des systèmes karstiques (Granger *et al.*, 1997, 2001 ; Hauselmänn

et al., 2007 ; Hobléa et al., 2011) en dépassant les géo-chronomètres habituellement utilisés limités à 40 000 ans (C14), 400 000 ans (U/Th) ou un million d'années (U/Pb) (Drysdale et al., 2008) (paléomagnétisme) (Audra et al., 2001).

De récents travaux (Mocochain et al., 2006, 2007, 2009) se sont attachés à identifier de telles terrasses dans l'endokarst ardéchois pour les dater via la méthode des isotopes cosmogéniques (Tassy et al., 2013) afin d'élaborer un modèle du creusement des gorges de l'Ardèche calé, à la fois, sur les marqueurs chronostratigraphiques de l'Ardèche (Tassy et al., 2013) et de la vallée du Rhône (Clauzon, 1982, 1996). A partir des datations obtenues, ces auteurs transposèrent et calèrent le modèle de spéléogénèse précédemment obtenu (Mocochain, 2006) sans que cela nécessite de révision : le creusement de l'Ardèche est associé à la phase de régression messinienne (entre 5,8 et 5,26 Ma) et l'étagement des réseaux karstiques s'est effectuée «per ascensum» au rythme du remblaiement pliocène de la vallée du Rhône jusqu'à - 1,9 Ma BP démontrant ainsi une trajectoire jusque là inédite dans la littérature (figure 4.14).

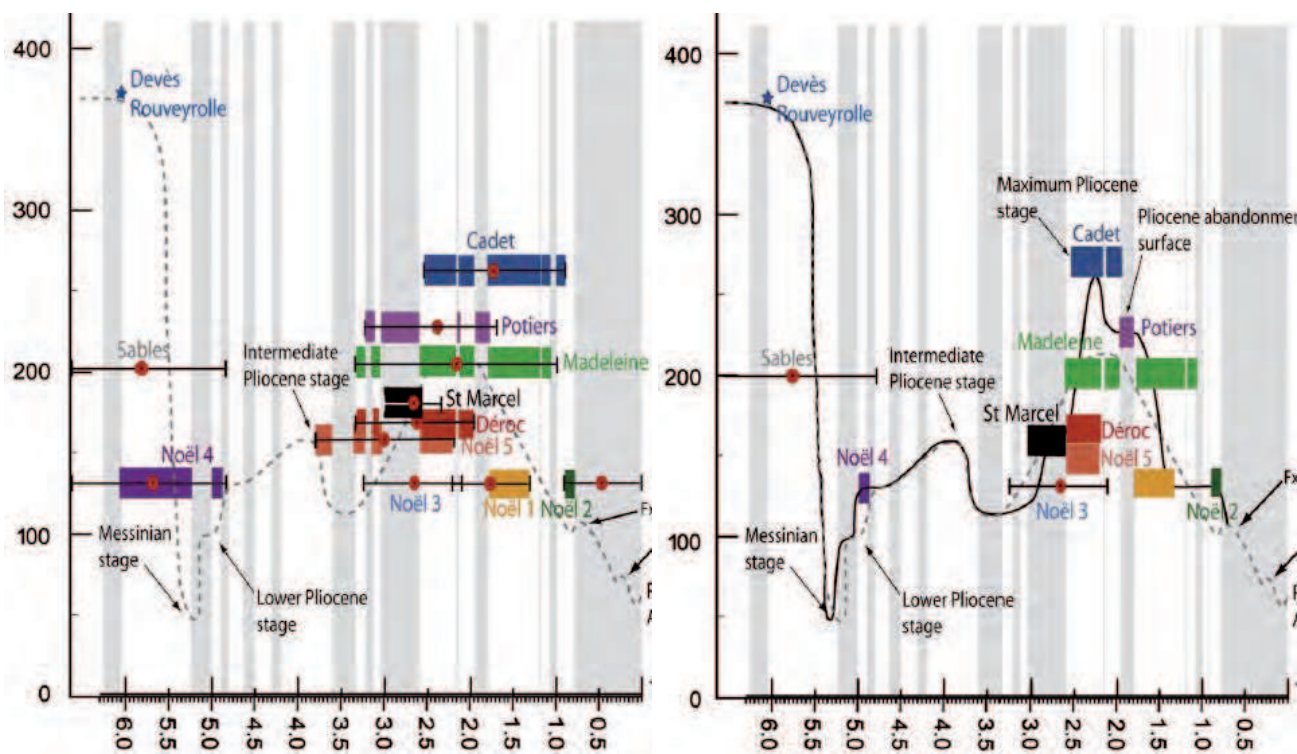
L'intégralité de la structure géométrique des réseaux karstiques serait d'après ce modèle hérité de cette période (Mocochain et al., 2004, 2006 a et b ; 2009, Tassy et al., 2013). En lien avec la spéléogénèse, ces auteurs identifient donc le canyon actuel de l'Ardèche comme intégralement hérité du Messinien, fossilisé au Pliocène puis exhumé durant le Quaternaire suite au déblaiement des remplissages Pliocènes.

Cependant, la courbe de variation de niveau de base calibré sur les datations peut être discuté :

- Les incertitudes de chaque date, bien que réduite par un croisement méthodologique (paléomagnétisme), laissent ouvertes la possibilité de plusieurs âges pour chaque réseau dispersé sur un ou deux millions d'années. Alors que le processus de datation est sensé donné l'âge au sédiment (et à la grotte qui

Figure 4.14

Courbe d'évolution du niveau de base (modèle Mocochain en tiret noir) calibré par les datations d'enfouissement des sédiments échantillonnés dans chacun des étages karstiques. Les points rouges correspondent aux datations d'enfouissement assorties de leur barre d'erreur. Les colonnes grises et blanches correspondent aux périodes paléomagnétiques normales et inverses. L'intersection des périodes paléomagnétiques de chaque échantillon avec la barre d'erreur de son âge donne la possibilité de plusieurs périodes restreintes pour chaque échantillon. Par exemple l'échantillon de l'aven du Cadet a 4 périodes chronologiques possibles. L'image de droite correspond à la courbe d'évolution calibrée (en trait plein noir) et les âges retenus pour chaque échantillon (d'après Tassy et al.2013).



- le contient) pour valider la courbe d'évolution, c'est l'inverse qui se produit puisque c'est à partir de la courbe que la tranche d'âge est retenue.
- On note l'absence d'échantillon pour certains étages (messinian stage, lower pliocene stage). Les échantillons Noël 1, 2 et 3 proviennent de la même terrasse située à 130 m et on constate la dispersion des âges pour ce même échantillon. Il est étonnant qu'un même échantillon ait servi pour caler deux périodes différentes de la courbe.
 - On note l'absence d'échantillons correspondant à certains stades de l'évolution (Messinian stage, lower Pliocene stage) pourtant validés dans le modèle final.

4.4. DISCUSSION SUR L'ORIGINE DES PROBLÈMES RENCONTRÉS POUR LA CORRÉLATION DES MODÈLES ISSUS DE L'ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE DE L'ENDOKARST ET DES MODÈLES GÉODYNAMIQUES DE SURFACE

La corrélation chronologique entre les modèles issus de l'analyse géomorphologique de l'endokarst et des modèles géodynamiques issus de l'identification des niveaux repères à la surface du relief butte encore, selon nous, sur différents écueils pouvant se rapporter aux modèles spéléogéniques et aux reconstitutions paléogéographiques qu'ils impliquent.

L'étape qui consiste à caler un modèle d'évolution chronologique relatif (modèle géomorphologique) aux modèles géodynamiques qui sont eux-mêmes calés dans un référentiel temporel absolu s'effectue donc en identifiant des points communs dans les scénarios d'évolution. Cette «mise à l'échelle chronologique» à partir de points homologues calés avec des niveaux repères connus et datés s'avère problématique en l'absence de ces derniers, comme c'est le cas dans le secteur étudié. Dans ce cas, les calages chronologiques des modèles géomorphologiques se font sur trop peu de points homologues et il est facile de faire «glisser» un modèle vers un période ou vers un autre comme cela a pu être fait (cf. figure 13).

Un autre aspect de la difficulté à corréler les modèles entre eux concerne la résolution temporelle du modèle à caler par rapport à la résolution du modèle de référence. Par exemple, il a été montré que le modèle «Delannoy» se corréle bien au modèle «Belleville/Gombert» tout en l'enrichissant ou encore que le modèle «Mocochain» enrichissait le modèle Messinien du Rhône. Mais en l'absence de marqueur chronologique, comment savoir si la courbe de spéléogénèse est à étirer sur plusieurs millions d'année ou à compacter en 0.5 millions d'années. Dans les deux cas, on peut avoir l'impression que les modèles se corrélaient bien. Et il a été montré aussi que même en utilisant des outils de datations fiables, les barres d'erreurs et la complexité de l'organisation spatiale des échantillons, l'interprétation finale pouvait être discutée.

Un troisième aspect de ce problème de corrélation provient de l'analyse géomorphologique de l'endokarst qui a abouti à trois modèles d'évolution géomorphologiques différents, rattachés chacun à un modèle géodynamique différent qui de surcroît peuvent être en contradiction ?

En effet, le scénario d'évolution géomorphologique de Delannoy *et al.* (2004, 2008) se rattache en partie :

- Au modèle de Gombert en mettant à jour un niveau de creusement précoce des gorges ce qui est contraire au modèle Messinien qui situe des niveaux repères à des altitudes beaucoup plus haute (340 m NGF au débouché des gorges). De plus, même si des travaux récents sur l'architecture du bassin du Rhône mettent en avant une série de creusement/remblaiement pré-messinien en lien avec des soulèvements tectoniques, les paléo altitudes calculés pour le Rhône (Besson, 2005) ne permettent pas de situer un creusement de l'Ardèche à 180 m NGF avant le Messinien ou avant la transgression miocène (Tortonien supérieur) qui précéda la crise Messinienne
- Au modèle de Clauzon en mettant en évidence l'impact de la transgression pliocène dans les grottes. Le modèle paléogéographique issu de l'étude de la grotte Chauvet se cale alors très bien avec la seconde partie du modèle messinien.

De plus, ce modèle d'évolution paléogéographique de l'Ardèche issu de l'analyse géomorphologique de la grotte Chauvet est cohérent avec celui élaboré par les mêmes auteurs à l'aven d'Orgnac. Cependant, l'étude de cette dernière a permis de construire un modèle uniquement pour la période du Pliocène et n'a pas pu donner d'informations supplémentaires pour la période antérieure.

Le second modèle, élaboré par Mocochain *et al.*, est rattaché au modèle de l'évolution du Rhône messinien de Clauzon (1982). De fait, il exclut totalement l'existence d'un creusement de l'Ardèche antérieurement à la crise messinienne et place l'ensemble de la karstification au Pliocène. Ce modèle spéléogénique pose quelques difficultés de cohérence avec :

- le modèle de Clauzon qui n'identifie pas d'oscillation du niveau de base dans la vallée du Rhône
- le modèle d'évolution d'Orgnac qui n'identifie pas non plus d'oscillation au cours du Pliocène

En outre, le modèle d'évolution paléogéographique qui place un creusement complet des gorges de l'Ardèche, se confronte à deux problèmes majeurs : l'absence de témoins sédimentaires ou d'autre nature dans le canyon. Pour répondre à ce problème, les auteurs invoquent l'érosion superficielle ce qui paraît surprenant rapporté au fait que tous les objets (canyon et vallée) ayant subi l'influence du cycle érosion/remblaiement ont gardé des traces sédimentaires ou des perforations de lithophages dans les entrées de cavité (Delannoy, 1997 ; Gilli *et al.*, 2004, Audra, 2007, Jolivet, 2008). Le second problème concerne la logique de structuration des cavités. Bien que nous pensons que le modèle per ascensum soit cohérent, il se confronte au profil topographique des gorges

de l'Ardèche autour duquel se structure l'étagement karstique. En effet, dans ce modèle, les cavités se sont structurées le long du profil topographique de l'Ardèche en cours de remblaiement. Mais pour aboutir à l'organisation actuelle des cavités, il fallait que le canyon soit au moins creusé jusqu'à niveau actuel selon le même profil d'équilibre. Et c'est en effet, le résultat majeur du modèle de ces auteurs : au cours du Messinien le canyon de l'Ardèche avait la même physionomie qu'à l'actuel. Or de nombreux travaux ont montrés que le profil topographique d'un cours d'eau en période d'érosion a tendance à adopter une forte pente pour «rattraper» la baisse du niveau de base. L'exemple le plus spectaculaire est celui du paléo-Rhône qui pouvait adopter des pentes jusqu'à 8 % à son aval et 1,7 % à son amont (Clauzon, 1982, 1996). Bien que suspendu 300 m au dessus du Rhône, le cours de l'Ardèche ne devait pas déroger à cette règle au cours de son creusement. Il suffit d'ailleurs d'observer les profils topographiques des vallons suspendus présent dans les gorges de l'Ardèche pour observer une telle configuration. Ainsi, même en appliquant une pente comprise entre 1 et 2% au canyon de l'Ardèche (similaire à ce qui est observé dans les vallons suspendus dans les gorges de l'Ardèche) et en partant du principe que l'aval des gorges de l'Ardèche était bien creusé jusqu'à l'actuel, on obtient un niveau altitudinal de 280 m NGF pour le creusement des gorges à Vallon pont d'Arc à la fin du Messinien ce qui est peu compatible avec les résultats proposés par Mocochain *et al.* (2006, 2009) ; ce niveau serait plus en accord avec l'hypothèse concernant la genèse de l'aven d'Orgnac qui place une paléo surface (poljé de Labastide) vers cette altitude qui aurait permis d'alimenter le karst durant tout le cycle messino-pliocène (Jaillet *et al.*, 2005, Delannoy *et al.*, 2007) sans pouvoir toutefois la justifier. Dans ces conditions l'Ardèche n'aurait pas creusé son canyon durant le Messinien mais aurait été un cours d'eau aveugle, se perdant en plusieurs points au contact des terrains marneux et du crétacé supérieur dans la région de Vallon-Pont-d'Arc jusqu'au paléo poljé de Labastide de Virac (Delannoy *et al.*, 2007). La surface à 260 marquerait ainsi un trottoir de dissolution le long des points de perte de l'Ardèche Messinienne.

4.5. L'APPORT DES CONNAISSANCES GÉOMORPHOLOGIQUES DE L'ENDO ET DE L'EXOKARST POUR RÉPONDRE AUX QUESTIONNEMENTS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES GORGES DE L'ARDÈCHE

En fonction des paradigmes géomorphologiques et géodynamiques établis au cours du temps, les connaissances sur la mise en place du relief de surface et souterrains ont évolué.

La première étape de cette évolution a été de ne plus associer systématiquement la karstogenèse à une cause tectonique et d'introduire un modèle attribuant un rôle structurant à la position du niveau de base et à la mise en place d'un gradient hydraulique comme moteur de la structuration des réseaux karstiques.

Un consensus existe désormais au sein des différentes communautés scientifiques à propos de l'impact de la crise de salinité messinienne sur l'agencement des reliefs karstiques péri-méditerranéens et plus particulièrement ceux qui bordent la vallée du Rhône. Mais, l'examen des modèles d'évolution de la spéléogénèse et du contexte paléogéographique rattaché à chacun d'entre eux met en évidence des incohérences chronologiques et géométriques dans l'agencement des formes des reliefs souterrains et de surface.

Ce constat laisse donc penser que les connaissances géomorphologiques, tant au niveau de la géométrie des paléo-structures karstiques que des morphologies des formes élémentaires, sont encore insuffisantes pour relier toutes les informations entre elles et tendre vers un modèle qui permettrait de prendre en compte les données de terrain et leur calage chronologique. Un apport de connaissances supplémentaires apparaît nécessaire pour répondre à ces questionnements en les introduisant dans des modèles géométriques et les outils de la 3D.

- 1/ Le premier concerne l'existence de processus de karstification asymétrique entre les niveaux karstiques de la rive droite et la rive gauche de l'Ardèche et de l'interfluve Ardèche/Cèze. Les travaux conduits à l'aven d'Orgnac mentionnent que la mise en place du drain se réalise dans un contexte paragénétique et s'est effectuée de manière continue et lente (Jaillet *et al.* 2007, Delannoy *et al.* 2007). Ces résultats s'appuient sur l'identification d'un unique drain, dans lequel figurent un empilement, sur environ 120 mètres de dénivelé, de banquettes limites ainsi que les formations sédimentaires associées, témoins privilégiés d'un fonctionnement paragénétique. Or le modèle «*per ascensum*» (qui repose entièrement sur la connaissance des puits cheminées), de l'étagement des galeries en rive gauche de l'Ardèche fait appel à une aggradation rapide interrompue par des périodes de longue stabilité favorisant la genèse des galeries karstiques horizontales (Mocochain 2006a, b, 2009). Comme une vitesse d'aggradation différentielle est peu probable d'une rive à l'autre de l'Ardèche, l'explication de cette dissymétrie doit être recherchée. Dans ce cas, une connaissance plus fine des formes élémentaires du karst (banquettes limites, puits cheminées, formes noyées du karst) permettraient de mieux comprendre les conditions de leur mise en place ainsi que le fonctionnement auquel elles se rapportent et devrait ainsi éclaircir leur lecture géomorphologique.
- 2/ Le deuxième questionnement concerne l'organisation des paléo-structures de drainage souterrain mais aussi à la surface du karst (Ardèche et vallon perché). Comme cela l'a été énoncé, et c'est notre hypothèse de travail, il est possible que le canyon de l'Ardèche se soit creusé très partiellement au cours du Messinien en adoptant une pente plus forte qu'à l'actuel. Dans ce cas à quoi correspond l'étagement spéléologique structuré selon le profil topographique actuel de l'Ardèche ? Pour répondre à cette hypothèse, cela suppose que cette organisation relate bien la réalité d'un niveau de base et non d'hor-

zons d'inception sur lesquels se structurent parfois les niveaux karstiques, amoindissant le rôle du niveau de base (Filiponi *et al.*, 2007, 2009). Une fois la relation niveau de base/étalement établie, il sera fécond d'étudier la relation entre les paléo-structures de drainage superficielles (vallon) et les paléo-structures karstiques afin de voir si ces dernières sont conformes ou non à l'orientation du drainage superficiel actuel. De même, il sera intéressant de comprendre les emboitements des paléo-structures karstiques entre elles et vérifier si une filiation existe entre certaines cavités comme le propose le modèle «*per ascencum*»

- 3/ Puis à partir de ces connaissances sur la géométrie des paléo-structures karstiques, il conviendra d'analyser le contexte géométrique des sédiments endokarstiques utilisés pour dater certains niveaux de grotte. Pour cela, il est nécessaire de les remettre dans leur contexte topographique et de s'interroger sur l'emboitement de ces dépôts avec les drains horizontaux du karst.
- 4/ Enfin les modèles d'évolution paléogéographiques tels qu'ils sont proposés (Clauzon, 1982, 1996, Belleville, 1985, Gombert, 1988, Mocochain *et al.* 2006, 2009, Delannoy *et al.*, 2007) font tous appel à la position altitudinale des surfaces d'aplanissements comme surfaces-repères majeures ; ici, SA1 et SA2 pour se caler chronologiquement ou altimétriquement. Or, le fait de comparer directement des structures endokarstiques, protégées de l'érosion avec des morphologies exokarstiques soumises aux processus d'érosion, depuis des centaines voire des millions d'années peut induire des erreurs ou des ambiguïtés. En effet, alors que la position altimétrique d'une structure endokarstique (en partant du principe que c'est le drain originel qu'on observe) ne varie pas, les structures superficielles sont elles, soumises aux processus érosifs qui ont pour effet d'abaisser la surface topographique tout en conservant leur géométrie globale d'origine (concept de « l'immunité karstique » in Delannoy, 1997, 2003). Par exemple, pour deux surfaces d'aplanissement d'âges différents, la géométrie d'origine sera conservée de façon plus ou moins similaire mais la surface la plus ancienne sera plus éloignée de sa position d'origine que la plus jeune. Dans ces conditions, il faudra veiller à prendre en compte autant que cela soit possible d'un point de vue quantitatif, l'érosion de ces surfaces avant de les comparer avec l'étalement des paléo structures karstiques.

En tenant compte de ces remarques et objectifs, nous avons focalisé nos investigations sur le secteur amont des gorges de l'Ardèche où se situent plusieurs cavités, ayant déjà fait l'objet de recherches et dans lesquelles la méthodologie de travail présenté dans la première partie de ce mémoire permettra d'acquérir des connaissances supplémentaires. Malgré tout, nous n'excluons pas d'aller si besoin, chercher des informations ponctuellement hors de ce secteur. Celui-ci est présenté dans la figure 4.15.

Le choix de ce terrain d'étude repose :

- 1/ Sur la présence de formes décrites comme étant paragéométriques dans de nombreuses cavités de ce secteur (Aven d'Orgnac, grotte de Cayre-crêt,

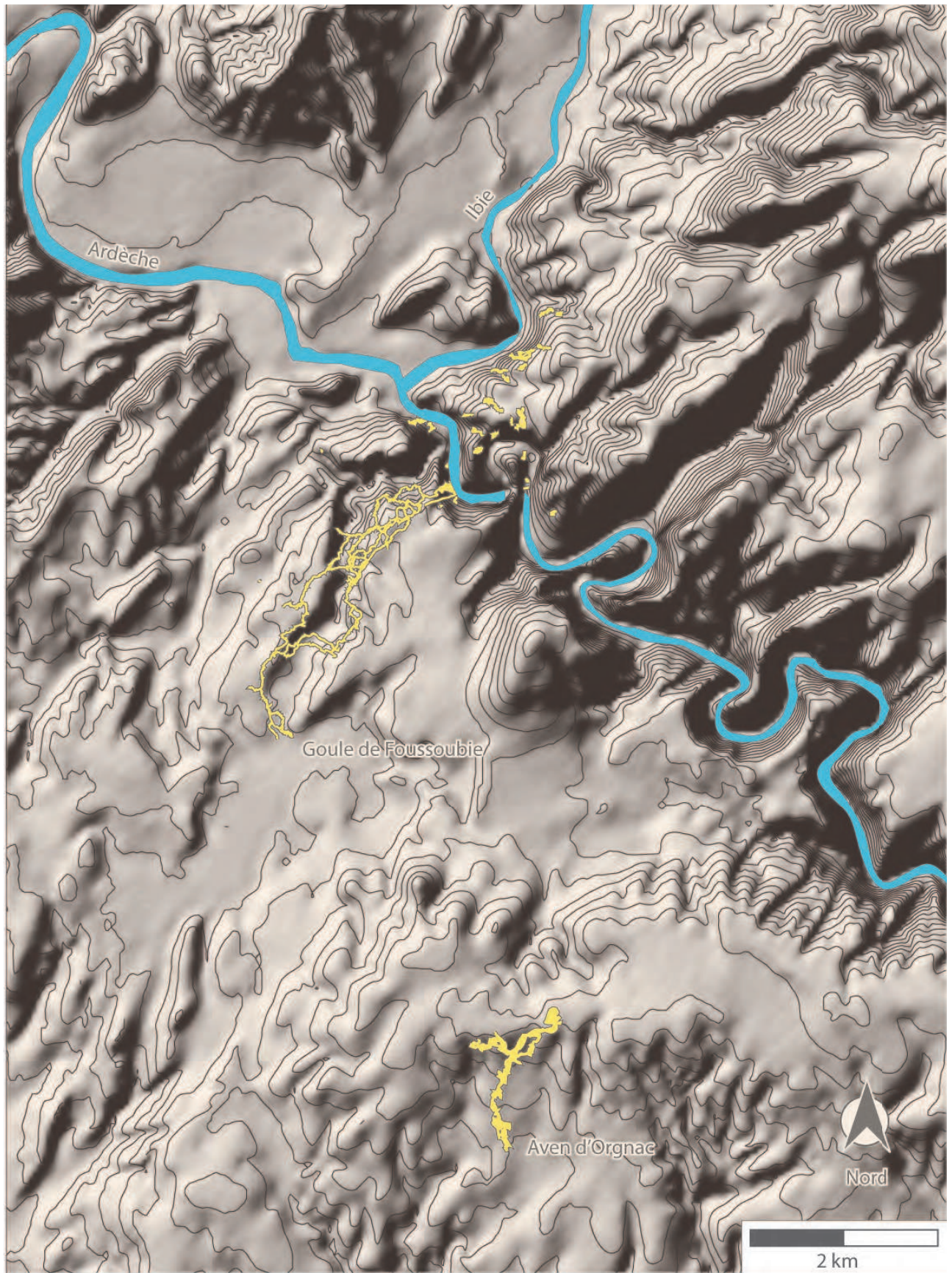


Figure 4.15

Topographie et localisation des réseaux karstiques qui ont fait l'objet de recherches géomorphologiques 3D dans ce mémoire de recherche.

grotte Chauvet). Ce concept morphogénique (Bretz, 1942 ; Renault, 1968 ; Lauritzen, 2000 ; Jaillet et al., 2007 ; Pasini, 2009), est bien reconnu malgré un effort récent de comprendre et de quantifier le fonctionnement qui lui est rattaché en utilisant de nouveaux outils de mesure en lasergrammétrie. C'est dans cette voie que nous avons inscrit nos recherches et avons apporté des éléments supplémentaires aux hypothèses du contexte général de la karstification dans la basse Ardèche,

- 2/ La richesse de l'emboîtement des formes et des dépôts au sein d'une même cavité et l'enjeu de leur corrélation avec les cavités environnantes. Cette étape est fondamentale pour établir une chronologie relative de leur mise en place. C'est pourquoi il est indispensable de bien saisir la position dans l'espace de chacun des objets (Delannoy, 1997, 2004, 2007). La cartographie reste un des moyens le plus pertinent pour saisir et appréhender l'ensemble des informations spatiales. C'est aussi dans ce secteur que les dépôts endokarstiques ont été datés. La représentation 3D des ensembles morpho sédimentaires permet de mieux comprendre leur architecture.
- 3/ La présence d'un système karstique qui possède des caractéristiques spéléogéniques différente des autres réseaux spéléologiques : le réseau spéléologique de la goule de Foussoubie. L'étude de ce réseau, couplée aux structures de drainage non pérenne (vallons perchés) vise à éclairer les étapes d'incision quaternaire des gorges, effacées devant l'engouement du modèle Messinien.

L'objectif de cette partie était de faire un état des connaissances géomorphologiques, spéléogéniques et paléogéographique de cette région de l'Ardèche : plusieurs modèles paléogéographiques et morphogéniques ont été distingués. Chacun de ces modèles ne répond que partiellement à l'ensemble des observations menées sur le terrain et ne correspond pas toujours aux modèles géodynamique, chronologique et paléogéographique définis dans la vallée du Rhône, le niveau de base régional. Les incohérences identifiées lors de la confrontation des différents modèles en vigueur ont permis de soulever des questionnements à propos de l'organisation des paléostructures karstiques et sur la connaissances de certaines formes élémentaires de l'endokarst sur lesquelles s'appuient ces modèles. La réponse à ces questionnements demande de renouveler la vision et les méthodes d'investigation et d'analyse jusqu'alors utilisées. C'est dans ce but que des objets déjà étudiés vont de nouveau l'être en utilisant d'autres outils d'acquisition et d'analyse de données : la représentation 3D.

CHAPITRE 5

SPÉLÉOGENÈSE DES CAVITÉS DES GORGES DE L'ARDÈCHE

LES APPORTS DE L'ANALYSE 3D POUR L'ÉTUDE DES FORMES ÉLÉMENTAIRES DE L'ENDOKARST

Les formes et les formations endokarstiques constituent une empreinte des écoulements souterrains qui ont parcouru les drains du karst et l'étude de leur structure (au sens d'organisation) morphologique, géométrique et spatiale permet d'appréhender le fonctionnement qui a prévalu à leur morphogénèse. Il est admis qu'elles constituent un témoin privilégié d'un contexte spéléogénique qui peut être associé à un contexte géographique ou paléogéographique (Klimchouk *et al.*, 2000 ; Palmer, 2007). L'étude de la morphogénèse karstique est donc un vecteur particulièrement pertinent pour élaborer des modèles d'évolution spéléogénique des conduits karstiques. L'étude des formes et des formations endokarstiques consiste d'une part à identifier les différents processus et les moteurs morphogéniques et d'autre part à caractériser leurs emboitements spatiaux afin de comprendre les principales étapes de leur mise en place. C'est à partir de ce travail géomorphologique qu'il est ensuite possible de restituer l'histoire spéléogénique d'une grotte et d'associer un fonctionnement à chaque étape de celle-ci. Enfin, le scénario spéléogénique d'une cavité peut être croisé avec ceux des autres cavités réseaux ainsi qu'avec les connaissances sur la géodynamique locale et/régionale afin de lui attribuer un cadre chronologique ou au contraire de nourrir ce cadre par les études réalisées. L'objectif de ce chapitre est d'apporter des éléments supplémentaires à la connaissance morphogénique des formes et des dépôts endokarstiques présents dans le secteur d'étude, afin de mieux comprendre les étapes de leur mise en place. Pour cela, nous nous proposons d'appliquer une méthode de recherche basée sur la topographie 3D qui permet d'optimiser l'observation sur le terrain et d'étendre les possibilités d'analyses cartographiques et statistiques.

La connaissance de la morphogénèse karstique a fait l'objet de nombreuses recherches qui ont permis de dresser une typologie précise des morphologies endokarstiques et le plus souvent d'associer pour chacune d'entre elles un processus morphogénique (Bretz, 1942 ; Curl, 1966, 1974 ; Ford *et al.* 1989 ; Lauritzen 2000 ; Farrant, 2004, 2011 ; Pasini, 2009). Depuis peu, les travaux développés autour de la fantômisiation ont quelque peu bousculé ces schémas en complétant le champ des interprétations génétiques possible, basé pourtant sur une analogie de forme (Quinif *et al.*, 1993 ; Vergari, 1998 ; Kaufmann *et al.*, 1999). Les formations sédimentaires constituent aussi des vecteurs d'informations pertinents dans un large spectre disciplinaire que ce soit dans les études paléoenvironnementales (Perrette 1999 ; Spötl *et al.*, 2002 ; Holzkamper *et al.*, 2005), paléoclimatologique (Spotzl *et al.*, 2002 ; Holzkämper, 2005) et paléogéographique (Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997). En géomorphologie, c'est généralement l'étude de l'association formes/formations qui constitue un vecteur d'information particulièrement puissant pour déterminer les phases d'évolution et les dater (Delannoy, 1997). Afin de rendre compte de la diversité des formes et des formations rencontrées sur le terrain, nous présenterons ici les différentes morphologies qui ont été recensées tout en détaillant les interrogations qu'elles suscitent tant dans leur répartition spatiale qu'à propos de leur morphogénèse. Nous verrons ainsi que ces spécificités morphologiques et que leur situation spatiale gagnent en compréhension par l'utilisation des outils de relevés 3D. Ainsi, à partir des modèles topographiques 3D acquis par lasergrammétrie terrestre,

il a été possible 1/ d'améliorer les observations de terrains notamment en relevant des surfaces jusqu'à présent inaccessibles et 2/ d'élaborer une approche morphométrique pour l'étude des formes (banquettes limites de remplissage et cupules) et de certains processus de décolmatage des galeries (soutirage). Enfin, à partir de l'ensemble de ces connaissances, il a été possible d'élaborer un scénario d'évolution spéléogénique pour chacune des cavités présentes sur le terrain.

5.1. LA MULTIPLICITÉ DES FORMES

ET DES FORMATIONS ENDOKARSTIQUES :

LE REFLET D'UNE ÉVOLUTION SPÉLÉOGÉNIQUE COMPLEXE

Les galeries souterraines investiguées dans ce travail de recherche recèlent un panel riche et varié de formes endokarstiques et de dépôts sédimentaires. Ces formes se situent aussi bien dans des galeries horizontales que verticales. L'étude des morphologies endokarstiques (Bretz, 1942 ; Chevalier, 1944 ; Curl, 1967 ; Renault, 1968 ; Palmer, 1980, 2000, 2007 ; Slabe, 1995 ; Lauritzen *et al.* 2000 ; Farrant, 2004 ; Jaillet *et al.* 2007 ; Pasini, 2009), a permis d'élaborer une typologie assez complète des formes endokarstiques. La formalisation de cette typologie toujours utilisé aujourd'hui pour l'étude des morphologies endokarstiques (Palmer, 1987, 2000, 2007 ; Slabe, 1995 ; Lauritzen *et al.* 2000 ; Farrant, 2004 ; Jaillet *et al.*, 2007 ; Pasini, 2009) permet de distinguer plusieurs processus génétiques : la fantômisiation, le creusement hypogène et les processus (plus classiques) epigéniques (Audra, 2007). C'est dans ce dernier type de genèse (associé à des eaux météoriques froides) que nous nous plaçons et dans lequel sont classiquement identifiés deux grand processus : le syngénétisme et le paragénétisme.

5.1.1. La spéléogenèse syngénétique

Les galeries au creusement dit syngénétique sont issues d'écoulements souterrains assez rapides pour qu'il n'y ait pas ou peu de sédimentation et sont la marque d'un système plutôt transmissif (Renault, 1967 ; Delannoy, 1997 ; Hobléa, 1999). Les galeries ovoïdes (Chevalier, 1944) en sont les témoins privilégiés et peuvent être par la suite surcreusées (galerie en trou de serrure) lors d'un abaissement du niveau de base. Les galeries en conduite forcée, longtemps considérées comme des conduits syngénétiques à régime noyé permanent sont aujourd'hui plutôt interprétés comme des conduits épi-noyés, c'est-à-dire caractéristiques d'un mode d'écoulement temporaires (Audra, 1994 ; Hauselmann, 2010).

5.1.1.1. Les formes syngénétiques

Dans les gorges de l'Ardèche, les morphologies de creusement en relation avec un fonctionnement syngénétiques peuvent être observées dans plusieurs galeries. De larges

cupules d'érosion (coup de gouges) ont par exemple été observées dans la goule de Foussoubie ainsi que dans la grotte de Saint Marcel d'Ardèche (Mocochain *et al.*, 2006), plus grand réseau spéléologique des gorges de l'Ardèche ou encore dans des galeries épi-phréatiques de la grotte de Midroï. Sur notre terrain d'étude, plusieurs de ces morphologies ont pu être observées, en particulier des galeries en canyons ou encore des panneaux de coup de gouges situés sur les parois. Ces deux types de morphologies constituent de véritable clé pour la compréhension de la genèse et de l'évolution des galeries. D'une part parce que ces morphologies pariétales apportent des renseignements pertinents sur la dynamique des flux qui ont prévalu à la mise en place des conduits souterrains (Curl, 1974 ; Slabe, 1995) puisqu'elles peuvent être corrélées au débit (Bird *et al.*, 2003 ; Cailhol, 2011). D'autre part, parce que les morphologies de galeries de type «canyon» ou galerie en «trou de serrure» (figure 5.1), sont des témoins privilégiés de l'abaissement du niveau de base auquel sont connectés les drains karstiques (Delannoy, 1997 ; Audra *et al.*, 2001). En effet, malgré les processus d'érosion en présence, il est souvent possible de retrouver des témoins (terrasses, plancher stalagmitique) des différentes étapes du surcreusement (Ford, 1988 ; Audra, 1994 ; Audra *et al.*, 2001).



Figure 5.1

En amont du Carrefour du 14 juin, dans la Goule de Foussoubie, la galerie SCUCL est un tube d'environ 4 m de diamètre, incisé en trou de serrure. L'incision va grandissante à mesure que l'on progresse vers l'aval et le conduit atteint une hauteur de près de 8 m pour une largeur de 3 à 5 m environ. Toute cette zone est marquée par une dynamique d'incision et d'érosion régressive caractérisée par des morphologies de marmitage et d'abrasion des parois. (Photo S. Jaillet.)

5.1.1.2. Les formations synchrones à l'établissement des formes syngénétiques

Les vitesses plus ou moins importantes dont témoignent les coups de gouges permettent le transport de sédiments de type fluviatiles d'une granulométrie pluri-centimétrique à millimétriques. En effet, il n'est pas rare de trouver de véritables nappes de galets sur les sols des cavités associées à des coups de gouges. Ces sédiments sont remobilisés à chaque remise en charge du système de drainage. Dans le système de la goule de Foussoubie, le comptage de panneau de coups de gouge à la base des puits (Jaillet *et al.*, 2000) a permis de proposer des vitesses d'écoulements à partir de leur analyse morphométrique. Ainsi, dans une section calibrée en amont du siphon 0, la vitesse maximale des écoulements de crue a pu ainsi être évalué à 60 cm. s⁻¹. Ces vitesses s'accordent bien avec les vitesses nécessaires au transport des nappes de galets qui jonchent actuellement le sol de cette cavité (figure 5.2).



Figure 5.2
Nappe de galets dans une galerie de la goule de Foussoubie (photographie : S. Jaillet)

5.1.1.3. Les formations postérieures à l'établissement des formes syngénétiques

Plusieurs types de formations endokarstiques sont susceptibles de se déposer dans les galeries abandonnées par les écoulements souterrains ou en passe de l'être. En effet, la restructuration du drainage karstique suite à une migration du niveau de base se fait sur une certaine durée. Durant le temps nécessaire à l'adaptation et à la calibration de la nouvelle structure de drainage, la structure en cours d'abandon est temporairement

réempruntée par les écoulements de crue. La vitesse de ces écoulements devient de moins en moins importante, transportant alors du matériel de plus en plus fin, jusqu'à l'abandon total de la structure. Sur une coupe sédimentaire, cela se matérialise (Maire, 1990 ; Audra *et al.* 2001 ; Camus, 2003) par une séquence à grano-classement positif avec à la base des galets puis des graviers et enfin des alternances de plus en plus espacées de sables et de particules limoneuses et argilo limoneuses (particules de décantation (Ferrier *et al.*, 2005)). Il en résulte des sols sub-horizontaux correspondant peu ou prou à la géométrie d'un plan d'eau parfois surmontés d'une encoche de dissolution sur les parois de la cavité (Lauritzen, 2000). Dans la Goule de Foussoubie, il est possible d'observer une telle disposition dans la zone du camp de base bien qu'aucune encoche de dissolution n'y ait été repérée. Plus à l'aval dans les gorges de L'Ardèche, il est possible d'observer ponctuellement une organisation similaire des sols dans certaines galeries dans la grotte de Saint Marcel d'Ardèche (Mocochain *et al.*, 2006). Il n'est pas rare de d'observer, surmontant ces dépôts, d'épais planchers ou de massifs stalagmitiques mis en place lors de phase plus sèches.

Les galeries recelant des formes de creusement syngénétiques se mettent en place lorsque le niveau de base se stabilise. Les tubes en conduite forcée ornés de coups de gouges sont les témoins majeurs de cette étape spéléogénique (Curl, 1974 ; Delannoy, 1997). Puis suite à un abaissement du niveau de base, soit les écoulements incisent et surcreusent la galerie, lui conférant alors une morphologie de canyons souterrains (Audra, 1994, 2001), soit les écoulements se restructurent dans de nouveaux drains en-dessous des premiers et entraîne le fonctionnement épinoyé puis l'abandon des précédents drains (Camus, 2003 ; Palmer, 2007). Ce processus de creusement syngénétique témoigne donc d'une évolution par abaissement du niveau de base. Chacune de ces étapes est enregistrée dans l'emboîtement des formes et des formations sédimentaires endokarstiques (Delannoy, 1997 ; Delannoy *et al.* 2001, 2004). De telles morphologies ont largement été observées dans le système de Foussoubie. Mais les formes décrites dans cette partie ne correspondent pas à la majorité des morphologies observées dans les autres cavités de l'interfluve Ardèche/ Ibie et de l'aven d'Orgnac. En effet, une proportion importante des morphologies karstiques du secteur d'étude s'est agencée dans d'autres conditions de spéléogénèse : le paragénétisme.

5.1.2. La spéléogénèse paragénétique

Le processus de creusement paragénétique est caractérisé par une action du creusement du conduit limité à la voûte. Ainsi, contrairement au syngénétisme où la corrosion se fait généralement de façon synchrone sur tout le périmètre de la section mouillée, le creusement paragénétique se singularise par le caractère diachrone de la voûte et des parois (Jaillet *et al.*, 2007) et donc par un processus de corrosion ciblée sur une seule portion du drain qui évolue vers le haut. Ce concept, décrit tout d'abord par Bretz en 1942, fût formalisé par Renault en 1967 et 1968 qui le baptisa « creusement per ascencum » suite à ces observations menées à la grotte de Pecheret (Lot).

5.1.2.1. Les formes paragénétiques

Depuis l'émergence du concept du paragénétisme (Bretz, 1942 ; Renault, 1968), les formes relevant de ce processus de creusement rassemble un très grand nombre de morphologies : les chenaux anastomosés, les chenaux de voûte, les banquettes limites de remplissages, les pendants de voûtes en sont les principaux témoins (Lauritzen 2000 ; Hoblea, 2000 ; Farrant, 2004 ; Jaillet *et al.*, 2007 ; Palmer, 2007 ; Pasini, 2009).

Dans les cavités investiguées, un très grand nombre de formes décrites dans la littérature comme étant issues de ce processus a été observé (figure 5.3). Selon les auteurs, ces formes peuvent témoigner d'un contexte différent.

Pour les uns, de telles morphologies se mettent en place en contexte noyé (Renault, 1968 ; Delannoy *et al.*, 2001, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006 ; Jaillet *et al.*, 2007) et témoignent d'écoulements assez lents pour permettre la sédimentation des particules fines (en général des sables fins, des limons et des argiles limoneuses ; Jaillet *et al.*, 2007). Cette sédimentation fine protège alors le sol de la corrosion. La sédimentation s'opère donc de façon synchrone à la corrosion de la voûte, selon un équilibre dynamique, et permet la conservation d'une section mouillée relativement constante.

Pour les autres (Slabe, 1995 ; Lauritzen *et al.*, 2000 ; Farrant, 2004 ; Palmer, 2007 ; Pasini, 2009) une part de ces morphologies, si elles témoignent bien d'un creusement paragénétique, ne sont pas associées à un contexte noyé mais plutôt à de nombreux cycles de noyage et de dénoyage des conduits du karst. De ce fait, il énonce la possibilité qu'une cavité puisse évoluer par creusement paragénétique (corrosion localisée à la voûte) dans la zone épinoyé du karst. Ces auteurs appellent ce processus «floodwater paragenesis» et se caractérise par des alternances d'écoulements lents et rapides ou bien de phases sèches/ phases d'inondation. Dans ce mémoire de recherche, nous appellerons ce processus creusement paragénétique d'inondation qui sous tendra un contexte de creusement paragénétique dans la zone épinoyé du karst.

Quel que soit le contexte rattaché à ce type de creusement, l'identification de telles formes permet de s'interroger sur le fonctionnement de ces drains et par incidence sur le rôle du niveau de base local ou régional. En effet, dans un contexte noyé, et pour un débit donné, un élargissement ponctuel du drain impliquant une perte de charge peut permettre localement l'apparition de formes paragénétiques (Delannoy, 1997). La présence généralisée de ces morphologies en plusieurs points ou de manière continue dans une galerie souterraine marquerait plutôt une tendance à l'élévation du niveau de base (Jaillet *et al.* 2007). La présence de morphologies karstiques relevant du paragénétisme indique bien un rehaussement général du niveau de base lorsque leur distribution est généralisée au sein d'un même massif karstique.

De nombreuses formes relevant du processus paragénétiques ont été identifiées dans le secteur d'étude notamment à l'aven d'Orgnac (Renault, 1967, 1968 ; Jaillet *et al.* 2007), à la grotte Chauvet (Delannoy *et al.* 2001, 2004), mais aussi dans la grotte des Huguenots, la grotte des tunnels et la grotte de l'aven double. Ces morphologies ont de plus été reconnues dans d'autres secteurs dans les gorges de l'Ardèche, comme à la grotte de Saint Marcel d'Ardèche (Mocochain *et al.*, 2006) et à l'aven des Gras

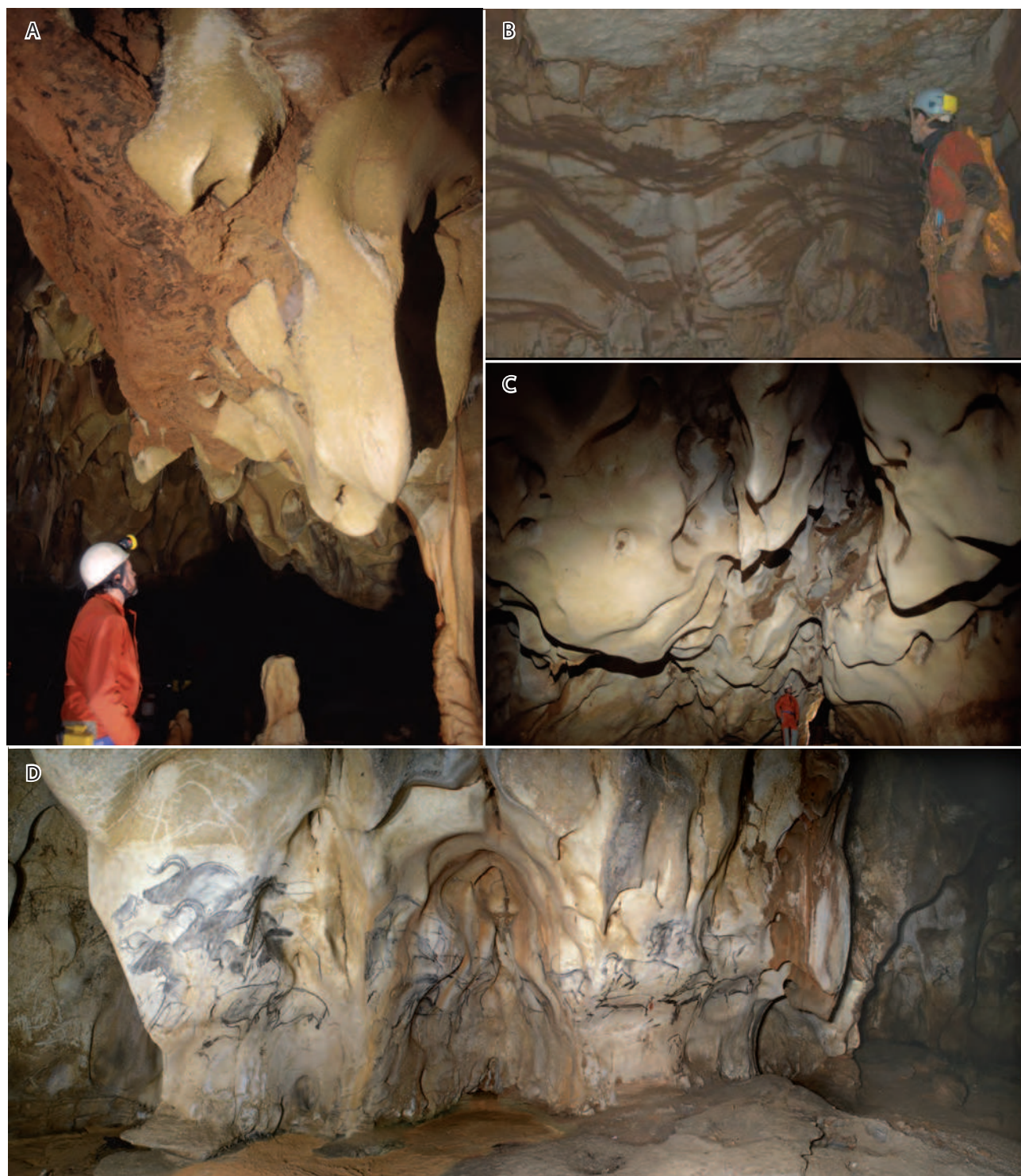


Figure 5.3

Panel de morphologies paragénétiques présentes sur le terrain. Pendant de voûtes spectaculaires (A et C) et formes d'érosion à la topographie « molle » (D). Notez l'étagement des banquettes limites de remplissages (B). (Clichés A et C : S. Caillault, cliché B : S. Jaillot, cliché D : J.M. Geneste)

(Mocochain *et al.*, 2004) ou encore la grotte de Midroï (Bes *et al.*, 2007 ; Jaillet *et al.*, 2011). Les plus emblématiques de ces formes sont les banquettes limites de remplissages (figure 5.3). Ces banquettes sont l’empreinte morphologique des talus sédimentaires qui se mettent en place durant la phase paragénétique (Renault, 1967, 1968 ; Jaillet *et al.*, 2007, 2011) et leur étagement témoigne d’une aggradation sédimentaire ininterrompue bien que probablement saccadée. Notons que l’origine des puits-cheminées en Ardèche est aussi attribuée au processus de creusement paragénétique (Bigot, 2002 ; Mocochain *et al.* 2004, 2006a et b, 2007).

Au contraire des formes syngénétiques, ces témoins d’écoulements lents ne fournissent généralement aucune indication claire et aisément identifiable sur le sens du courant et sur sa vitesse. Cette dernière est toutefois déductible de la granulométrie des formations sédimentaires concomitantes à la mise en place de ces morphologies.

5.1.2.2. Les formations sédimentaires concomitantes au creusement paragénétique

Les faibles vitesses d’écoulements nécessaires à la mise en place des galeries paragénétiques impliquent la sédimentation de particules sédimentaires fines. D’après les observations et recherches de Renault (1967, 1968), en cas d’alimentation allochtone, les sédiments les plus grossiers (sables, graviers) peuvent être soit stockés à l’amont des conduits paragénétiques, soit piégés dès l’entrée de la zone noyée sous forme de «delta Gilbert», donc de dépôts progradants tels ceux observés dans les pièges lacustres ou marins. Les observations directes concernant les dynamiques de sédimentations et de creusement en lien avec le paragénétisme sont assez rares puisque les sédiments en lien avec ce mode de creusement sont souvent remaniés ou partiellement (voir totalement) évadés ce qui donne d’ailleurs des volumes souterrains importants. Les premières hypothèses concernant la géométrie des dépôts sédimentaires synchrones au creusement de la voûte sont émises par Kempe *et al.* (1975) et font part de l’existence de talus dont la pente pourrait atteindre 45° et serait orientée vers le centre de la galerie. La réalité de ces talus est confirmée par les travaux géomorphologiques récents menés à l’Aven d’Orgnac (Jaillet *et al.* 2009, 2011). En effet, à partir de la topographie 3D des banquettes limites de remplissages, il a été possible de reconstruire la géométrie des surfaces correspondant au toit des talus sédimentaires (Jaillet *et al.*, 2011). Le fait qu’il soit possible aujourd’hui d’observer ces morphologies pariétales implique que les sédiments aient été évacués. Ainsi, les volumes de vides actuellement pénétrables spéléologiquement ne sont pas représentatifs de la dimension de la galerie noyée (section mouillée) durant son creusement originel. La remobilisation de ces sédiments peut être due à deux processus distincts (Lauritzen *et al.* 2000 ; Hoblea, 2000 ; Palmer 2007 ; Jaillet *et al.* 2007) :

- La ré-incision des sédiments par des écoulements suffisamment compétents pour remobiliser des particules fines.
- Le processus de soutirage (figure 5.4)

Les observations menées sur le terrain d’étude tendent à désigner le processus de soutirage comme prédominant dans l’évacuation des remplissages paragénétiques

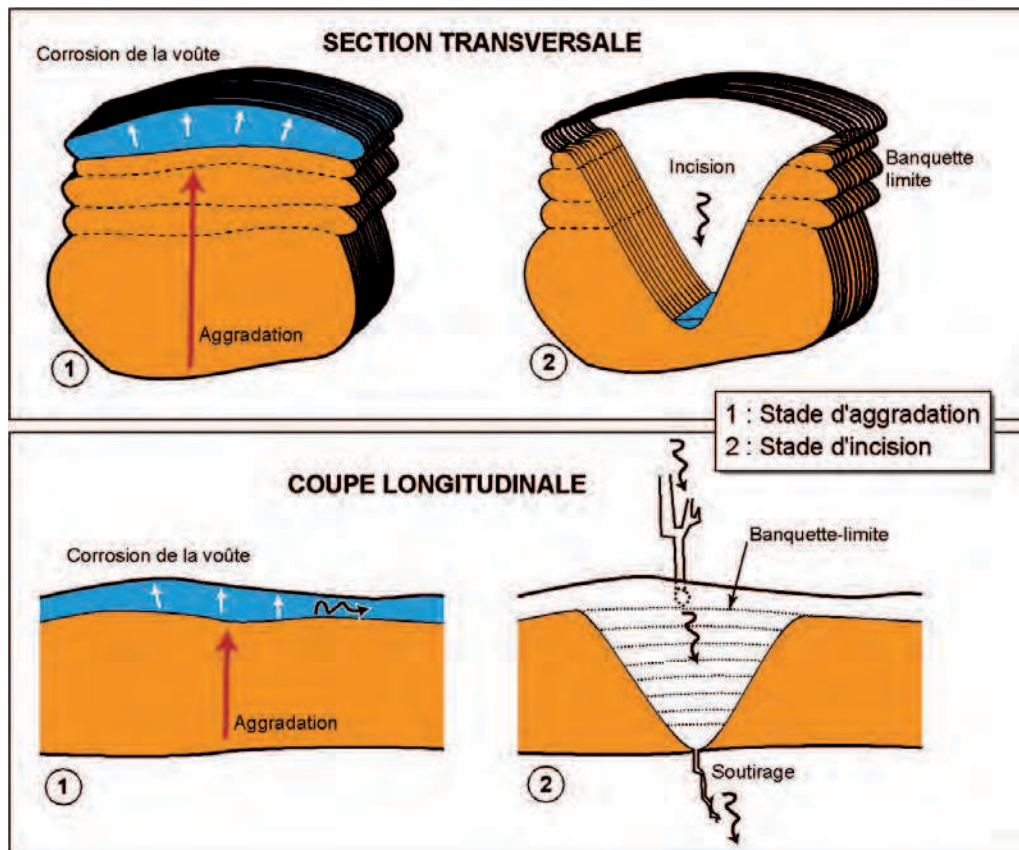


Figure 5.4

Représentation schématique en plan et en coupe du processus paragénétique et des hypothèses de l'évacuation des sédiments accumulés pendant le processus de creusement de la grotte. C'est la combinaison de l'aggradation et de l'évacuation qui génère les grands volumes karstiques aujourd'hui pénétrable (in Jaillot *et al.*, 2007).

(Sadier *et al.*, 2007 ; Jaillot *et al.*, 2007). Ceci permet de comprendre la réorganisation spatiale des dépôts et de s'interroger sur les facteurs nécessaires à la mise en place de ce processus qui semble lié à la réorganisation du drainage karstique (Sadier *et al.*, 2007 ; Nehme *et al.*, 2009). L'étude des processus de remaniement des corps sédimentaires endokarstiques paraît donc nécessaire à la compréhension d'une plus grande partie de l'histoire spéléogénique d'un massif karstique.

5.1.3. La complexité de la répartition spatiale des formes et formations endokarstiques

La description des processus impliqués dans l'élaboration des formes et des formations endokarstiques a permis de souligner des différences notables de fonctionnement puisqu'une première catégorie témoigne d'écoulements souterrains plutôt rapide dans un contexte paléogéographique dans lequel le niveau de base s'abaisse alors que la seconde catégorie reflète plutôt l'existence d'écoulements lents dans un contexte paléogéographiques où le niveau de base s'élève graduellement. Or la répartition spatiale de ces morphologies sur le terrain à l'échelle du drain et du massif soulève de nombreux questionnements.

5.1.3.1. La dispersion des formes paragénétiques et syngénétiques : une dissymétrie rive droite /rive gauche

Le premier questionnement porte sur la répartition spatiale des morphologies syngénétiques de l'endokarst sur les deux rives de l'Ardèche. En effet, les galeries situées

en rive droite de l'Ardèche, dans le système de la goule de Foussoubie, recèle des morphologies exclusivement issues d'un fonctionnement syngénétique, hormis deux puits cheminés situés à l'évent de Foussoubie, alors que la quasi-totalité des morphologies observées en rive gauche sont issues d'un fonctionnement paragénétique.

Alors que la genèse de l'ensemble de ces systèmes karstiques est considérée comme synchrone (Mocochain *et al.* 2006), il est étonnant que des différences morphologiques si tranchées apparaissent d'une rive à l'autre. L'hypothèse d'une réutilisation des drains préexistants mais colmatés par des remplissages pourrait constituer un élément d'explication mais il faudrait alors s'interroger sur les causes qui ont empêchés la réutilisation de l'ensemble des drains paragénétiques observés dans les gorges de l'Ardèche. Des éléments de réponses pourront être apportés en étudiant les modalités d'évacuation des sédiments endokarstiques dans ces cavités. Il est intéressant de relever que cette dissymétrie dans l'organisation des formes d'origine différentes se couple avec celle identifiée et qui concerne l'étagement des galeries (chapitre 4). Enfin il faut aussi relever l'absence de formes témoignant d'un fonctionnement syngénétique du drainage karstique dans les réseaux de l'aven d'Orgnac,

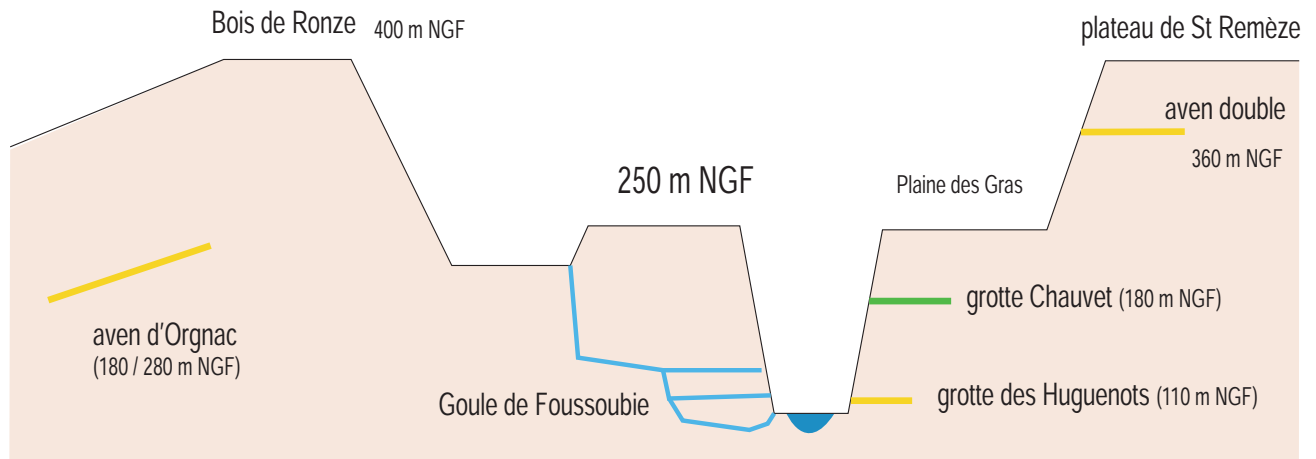
5.1.3.2. Un étagement des morphologies paragénétiques ?

L'ensemble des morphologies paragénétiques observées dans les cavités se regroupent, pour la quasi-totalité dans les limites du terrain investigué, en rive gauche et à l'aven d'Orgnac et il est possible d'identifier une organisation différenciée de ces morphologies entre les différentes cavités.

Tout d'abord, les morphologies des banquettes limites de remplissages sont présentes à l'aven d'Orgnac, puis dans les grottes dont l'entrée se situe autour de 100/110 m NGF (grotte de Cayre cret/grotte des Huguenots et grotte des tunnels) mais dont les formes se développent entre la cote 90 m NGF et 140 m NGF. Il est de plus possible d'apercevoir des banquettes limites de remplissages sur des parois de cavité qui ont été trépanée par la route des gorges à la cote 88 m NGF. Enfin, d'autres banquettes limites de remplissages ont été observées dans la grotte de l'aven double qui se situe entre les gorges de l'Ardèche et saint Reméze et dont l'altitude se situe à 360 m NGF environ.

En revanche, il est possible de relever une absence totale de banquettes limites dans les grottes de l'étage spéléologique situé à la cote 180/210 m NGF. Les morphologies observés dans ces cavités (les grottes de Chauvet, du Déroc, des deux avens et de Louoï) témoignent toutefois bien d'un fonctionnement noyé ou épinoyée comme en témoignent les morphologies présentes : chenaux anastomosés à la voûte, pendant de voûte, formes très évasées mais sans organisation particulière. Cependant, et d'après la terminologie établie (Lauritzen *et al.*, 2000 ; Farrant, 2004, 2011 ; Palmer, 2007 ; Pasini, 2009), ces formes relèvent bien d'un fonctionnement paragénétiques ce qui paraît tout à fait cohérent puisqu'elles se creusent bien à la voûte de la galerie. Cependant, elles ne seraient pas la conséquence d'un ennoisement long et continu de la galerie, mais de plusieurs cycles noyage/dénoyage.

Quelque soit l'origine de ces formes, il est légitime de s'interroger sur l'absence de banquettes limites de remplissage dans un étage spéléologique qui aurait du être largement affecté par l'ennoyage long de la remontée du niveau de base du pliocène (figure 5.5).



Dans l'aven double, malgré l'omniprésence de remplissages carbonatés à la voûte, sur les parois et au sol, il est possible d'identifier un autre type de disposition. Les banquettes limites de remplissages sont étagées sur au moins 20 mètres mais la présence de sédiments ne permet pas de définir le niveau originel de la cavité. Au-dessus de la dernière rangée de banquettes limites se situe la voûte de la cavité dans laquelle se distingue un chenal d'écoulement (chenal de voûte).

Dans l'aven d'Orgnac enfin, les banquettes limites de remplissages sont présentes en plusieurs points de la cavité d'amont en aval (Jaillot *et al.* 2007) s'étagent de façon sub-parallèle dans une fourchette altitudinale comprise entre 180 m NGF et 280 m NGF soit sur environ 100 mètres de dénivellation. Des sondages effectués dans le remplissage argileux (notamment un de 12.5 m dans les Salles Rouges, Jaillot *et al.* 2007 ; Sadier *et al.* 2007) permet d'identifier un étagement des banquettes supérieur à ces 100 m de dénivellation. Au-dessus de la dernière rangée de banquettes limites de remplissages, vers 260 / 280 m NGF, on relève des morphologies de corrosion très évasées, avec des petits niveaux de banquettes entrecroisées. Enfin, un chenal d'écoulement est parfois visible à la voûte de la galerie. Il n'a pas été possible d'identifier des coups de gouge dans ce réseau.

Les disparités dans l'organisation spatiale de ces morphologies paragénétiques aussi bien à l'échelle des galeries que des parois témoignent à la fois de points communs sur le contexte nécessaire à leur mise en place mais témoignent aussi de plusieurs évolutions différenciées. Afin de connaître l'origine de ces différences, il semble nécessaire de mieux connaître les processus de morphogénèse de ces différentes formes : des banquettes-limites de remplissages mais aussi des larges cupules de dissolution sans organisation spatiale apparente comme les pendants de voûte, etc.

Enfin, une dernière série de disparités ont été observés dans l'organisation spatiale et géométrique des remplissages sédimentaires.

Figure 5.5

Représentation schématique en coupe de l'organisation morphologique des cavités investiguées. Les galeries paragénétiques avec banquettes limites sont représentées en jaune, les galeries aux morphologies paragénétiques sont représentées en vert, les galeries présentant des morphologies syngénétiques sont représentées en bleu.

5.1.3.3. La géométrie des formations sédimentaires

Les dépôts sédimentaires, sont omniprésents dans les conduits de la zone d'étude. Dans ce chapitre, seules les formations détritiques sont traitées car elles seules sont représentatives des flux hydrologiques importants et donc du fonctionnement à l'échelle de la cavité. Les dépôts carbonatés, riche en informations sur l'existence de noyage et de dénoyage successifs d'une cavité seront abordés dans la partie 5.3, lors des reconstitutions géomorphologiques et spéléogéniques de chacun des massifs étudiés. Les observations de terrain dans l'ensemble des cavités rendent compte de deux logiques différentes d'organisation des sols.

5.1.3.3.1. Une topographie des sols perturbée : le rôle fondamental du processus de soutirage

La première logique d'organisation des sols correspond à une topographie des sols très perturbée. On retrouve cette organisation à l'aven d'Orgnac, à l'aven double mais aussi dans la grotte de Cayre-Crêt (figure 5.6), c'est-à-dire dans l'ensemble des cavités dans lesquelles existent des banquettes limites de remplissages. Cette perturbation est liée à la remobilisation des sédiments détritiques sous l'effet de vastes soutirages (Sadier, 2004 ; Sadier *et al.* 2007 ; Hajri *et al.* 2009 ; Audra *et al.*, 2010) formant ainsi de vastes entonnoirs évidés dans les argiles. Aucun chenal d'écoulement n'a pu être identifié sur les sols ce qui permet d'exclure la possibilité d'une remobilisation des sédi-

Figure 5.6
Démantèlement des remplissages argileux par soutirage dans la grotte de Cayre cret (A, cliché S. Jaillet), l'aven d'Orgnac (B, cliché : S. Jaillet), et à l'aven double (C, cliché : M. Morvand)



ments par l'action d'écoulements souterrains. De plus, en se référant au diagramme de Huljström (1935), l'érosion de particules fines telles que des limons ou des argiles limoneuses demande une énergie considérable et donc des vitesses d'écoulements compris entre 20 cm.s.-1 et 1 m.s.-1. De tels écoulements, auraient non seulement évacués les remplissages sédimentaires mais auraient aussi laissés des empreintes morphologiques sur les parois. L'absence de telles empreintes permet d'écarter ce mode d'évacuation des remplissages sédimentaires. L'ampleur des vides générés par le processus de soutirage interroge l'observateur sur les vitesses de dégagement des sédiments. La compréhension de la mise en place et des modalités de fonctionnement du processus de soutirage permettrait ainsi de comprendre la restructuration du drainage endokarstique (Jaillet, 2000).

Ponctuellement dans ces cavités ont été d'identifié des portions de sols plus ou moins plans (figure 5.7) dont il est possible de voir que la géométrie n'est en rien conforme avec la géométrie des sédiments correspondant au talus des banquettes limites. Cette géométrie plane résulte de la mise en place de petits bassins de décantation au sein de la cavité. Cette géométrie du sol correspond alors au plan d'eau. L'origine de ces sols résulte en fait de la mise en charge temporaire de la cavité. De telles mises en charge temporaires ont été identifiées à l'aven d'Orgnac dont la plus récente date de 2002 suite à des crues exceptionnelles. Dans cette cavité, de tels événements semblent être la cause de la réactivation des soutirages favorisant ainsi à la fois le dégagement des remplissages à la base de la pile sédimentaire et l'ajout de sédiments au dessus des sédiments paragénetiques (Sadier *et al.* 2007 ; Jaillet *et al.* 2007)

Figure 5.7

Sol plan dans la grotte de Cayre-crêt. La discordance angulaire entre la géométrie du sol et des banquettes limites de remplissages montre leur caractère diachrone, l'un scellant l'autre (cliché : S. Jaillet).



5.1.3.3.2. Une topographie plane des sols : le rôle de mise en charge temporaire des galeries

La seconde logique d'organisation correspond à une topographie des sols quasiment plane ou ayant une très légère pente. Ces sols sont perturbés très localement par des soutirages d'ampleur très modéré par rapport à l'ampleur de ceux observés dans les autres cavités. Cette logique d'organisation, inverse à celle décrite précédemment, est observée à l'échelle de toutes les cavités horizontales de l'étage localisé à 180/210 m NGF en rive gauche de l'Ardèche. Des observations menées à la grotte Chauvet permettent de préciser leur mise en place. Ces sols, composés essentiellement de sables micacés très fins et de particules limoneuses voir argilo limoneuse, sont interprétés comme étant des sédiments de décantation en l'absence de granulo-classement (Ferrier *et al.*, 2005). Cette décantation provient la mise en charge temporaire des réseaux. La présence d'encrustements stalagmitiques assez minces inter-stratifiés dans la pile sédimentaire renforce cette interprétation. Ces mise en charge devaient envoyer tout le réseau comme en témoignent les remplissages sédimentaires parfois laminés présents dans le sommet de petits replats topographiques (figure 5.7 C) ou la présence d'argile dans les galeries supérieures de ces réseaux (galeries du Déroc, cf chapitre 4). Ce type de fonctionnement qui alterne noyage et dénoyage des réseaux est généralement rapporté au passage d'un drain de la zone noyée à la zone épinoyée (Camus, 2003) voir l'abandon de la zone épinoyée. Dès cet instant, les mises en charge régulières du réseau favorisent la mise en place de sols plans de décantation. Dans ce type de galerie, on retrouve donc sur les parois des cupules d'érosion indiquant le sens des écoulements et des sols plans. Or, les galeries dans lesquelles ont été observés les sols plans ne sont pas ornées de telles formes d'érosion.

L'organisation des sols de mis en charge temporaire de toute la galerie (fonctionnement épiphreatique) et l'absence de volumineux talus sédimentaires semblent en contradiction avec l'origine paragénétique des morphologies observées dans ces galeries. Il semble donc nécessaire de s'interroger sur les différents processus qui ont permis dans un premier temps d'évider la cavité puis dans un second temps de générer des sols sub-horizontaux.

Il existe donc des différences importantes entre les différentes formes paragénétiques observées sur le terrain. Alors que certaines semblent clairement témoigner d'un fonctionnement noyé suffisamment continu pour constituer d'épais talus d'argile (morphologie de banquettes limites), le fonctionnement correspondant aux autres morphologies semblent moins clair ce qui pose problème pour définir leur contexte de mise en place. Il semble alors nécessaire de mieux connaître le processus de mise en place des formes présentes dans les cavités investiguées pour comprendre les processus morphogénétiques de mise en place et pouvoir les associer à un fonctionnement et le cas échéant, définir quel a été leur mode d'évacuation.

L'examen de la nature et de la disposition des formes et des formations endokarstiques soulèvent des questionnements majeurs si on rapporte l'ensemble de ces cavités à la même histoire spéléogénique (Mocochain *et al.* 2004, 2006 a et b). L'évidence des

disparités dans l'organisation spatiale des formes et dépôts endokarstiques à l'échelle du massif ou à l'échelle de la grotte, ainsi que l'existence de différentes relations entre elles conduisent à s'interroger sur les conditions et les processus qui furent nécessaires à leur genèse, leur fonctionnement et leur évolution. Au même titre que les coups de gouge, les morphologies des formes paragénétiques sont le témoignage des fonctionnements passés de même que leur corollaire : les formations sédimentaires. C'est dans le but d'améliorer les connaissances actuelles sur ces morphologies que leur géométrie ont fait l'objet de recherches plus approfondies. Afin d'appréhender la géométrie et la répartition spatiale des formes et des dépôts, des relevés topographiques en trois dimensions ont constitués le support privilégié d'analyse géomorphologique.

5.2. LES APPORTS DE L'ANALYSE 3D DE LA STRUCTURE GÉOMÉTRIQUE DES FORMES ET DES FORMATIONS ENDOKARSTIQUES

Décrire et connaître les formes du relief et s'interroger sur les processus responsables de leur mise en place ainsi que le fonctionnement dont elles témoignent est un des aspects fondamental de la géomorphologie. Il est proposé ici d'étudier les morphologies du karst à partir de relevés en trois dimensions avec une haute définition spatiale. L'analyse de ces formes en trois dimensions permet en effet de dépasser les limites de l'observation pouvant être rencontrées sur le terrain (cf. chapitre 1) et qui concernent principalement les difficultés voir l'impossibilité d'atteindre les formes situées sur les parois et à la voûte d'une galerie et donc de les observer convenablement. La très bonne définition des modèles topographiques utilisés dans ce travail par le biais de leur numérisation en 3D permet d'améliorer l'approche visuelle et donc l'observation mais aussi d'introduire une approche quantitative découlant de la possibilité de mesurer les caractéristiques géométriques des morphologies étudiés.

L'utilisation de ces modèles a déjà permis d'apporter des avancées significatives dans la reconnaissance visuelle et la description des banquettes limites de remplissages (Jaillet *et al.*, 2009, 2011) mais aussi d'affiner la connaissance du fonctionnement des coups de gouge en confrontant une approche morphométrique et de modélisation (Bird *et al.*, 2003). Cette partie répond à la nécessité de mieux connaître la morphogénèse des formes telles que les banquettes limites ainsi que les morphologies d'origine phréatique observées dans les grottes Chauvet, du Déroc ou des deux avens. Enfin, l'accent est mis sur le processus de remobilisation des sédiments par soutirage afin d'appréhender dans quel contexte une grotte est vidée de ses remplissages.

5.2.1. Les apports de l'analyse 3D à la connaissance morphogénique des banquettes limites de remplissages.

Les banquettes limites de remplissages ont été identifiées pour la première fois par Philippe Renault à la grotte de Pecheret (Lot) en 1967 (Renault, 1968).

C'est dans la première que ses observations lui permettent d'associer véritablement le remplissage et la morphologie des banquettes pour démontrer le caractère synchrone des deux processus (sédimentation et corrosion de la voûte) et d'élaborer le concept du paragénétisme. En effet dans cette cavité, le toit du remplissage correspond encore à certains endroits, exactement à la lèvre de la dernière banquette de la paroi du conduit. C'est cette concordance entre la géométrie du remplissage et la géométrie de la paroi qui a permis d'associer les deux phénomènes (corrosion et sédimentation). Le concept du creusement paragénétique se caractérise donc par l'ajustement du profil d'équilibre à la voûte de la cavité ce qui peut impliquer un contexte de remontée du niveau de base. A l'aven d'Orgnac, c'est l'omniprésence de l'étagement des banquettes limites dans la cavité qui a permis de retenir l'hypothèse de leur mise en place dans un contexte d'aggradation du niveau de base (Jaillet *et al.*, 2007).

5.2.1.1. Hypothèses sur la morphogenèse d'une banquette limite de remplissage

Ces morphologies sont emblématiques du creusement paragénétique des galeries. Ce creusement se réalise dans la zone noyée du karst avec des écoulements suffisamment lents pour permettre aux particules sédimentaires de se déposer sur le fond de la galerie (Renault, 1967, 1968). Cette sédimentation conduit à deux effets principaux :

- limiter l'effet de la corrosion sur les parois et la voûte
- réduire la section mouillée de la galerie ce qui peut impliquer une augmentation des vitesses et donc de la corrosion à la voûte

Les banquettes limites marquent ainsi la limite supérieure du remplissage argileux. Selon les cavités, ces formes karstiques, qui sont en fait la résultante d'une formation sédimentaire, peuvent adopter des géométries variées allant d'une quasi horizontalité jusqu'à un profil en montagne russe pour lesquelles les pentes peuvent atteindre 45° et dont la longueur d'onde peut varier du centimètre au décimètre. Afin de comprendre d'où provient cette géométrie particulière, il est nécessaire d'appréhender comment un flux hydrologique se comporte dans un conduit complètement noyé (figure 5.8).

L'observation de ce schéma permet de comprendre la mise en place des talus sédimentaire associés aux morphologies pariétales. La répartition spatiale des talus ainsi que leur organisation spatiale repose sur l'interaction de plusieurs facteurs qui dépendent (1) du flux hydrodynamique et (2) des conditions lithologiques. En effet c'est sous l'action conjuguée de ces deux facteurs que se mettent en place des zones de décharge sédimentaire au stade initial du creusement (figure 5.9). Les décharges sédimentaires peuvent ainsi résulter des cellules de convection dans le flux hydrologique mais aussi de zones dans la roche plus soluble qui seraient donc préférentiellement dissoute par les écoulements d'eau. La pente des talus est quant à elle liée à la répartition de l'énergie cinétique de l'écoulement, qui diminue à mesure que l'on s'approche de la paroi à cause des frottements. De plus, elle pourrait aussi signifier le maintien d'une section mouillée plus ou moins ovalisée en fonction de la vitesse d'écoulement. Enfin le parallélisme des banquettes sur une même paroi implique que le processus de sédimentation soit main-

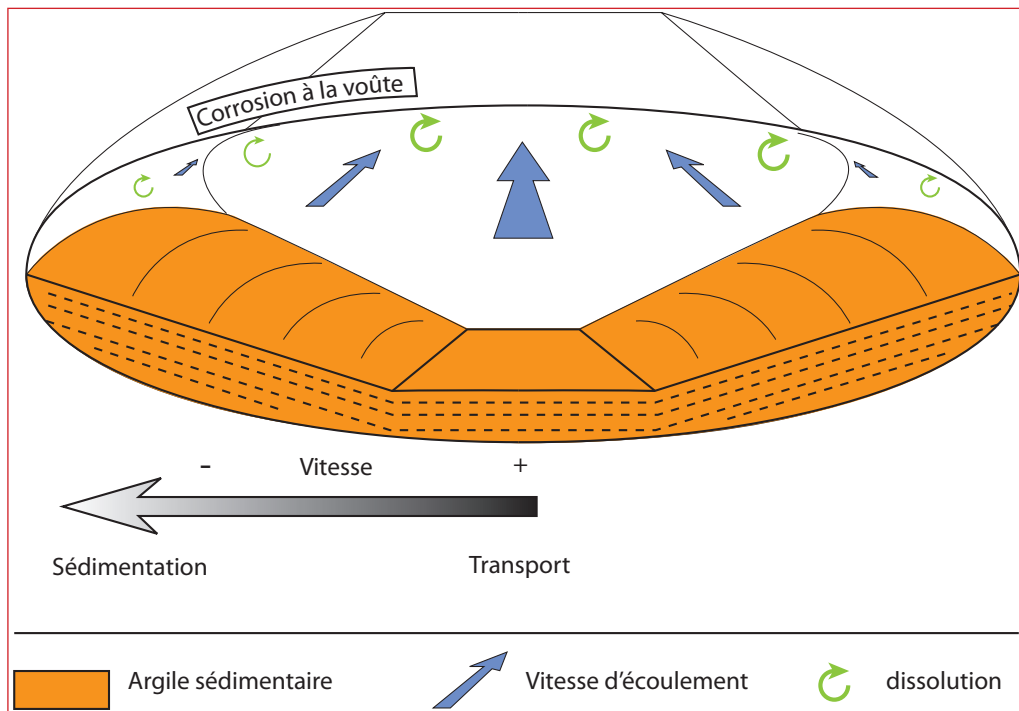


Figure 5.8
Représentation schématique du fonctionnement hydrodynamique d'un drain karstique en milieu noyé. Dans un tube la vitesse v n'est pas constante sur la section S d'un conduit. Sur ce schéma le profil de vitesses ne tient pas compte des boucles de convection. Ce schéma de fonctionnement est construit à partir des hypothèses de Kempe (1975) basé la mécanique des fluides et d'observations en plongée (Jaillet et Lignier, 2010) dans la zone noyée du karst.

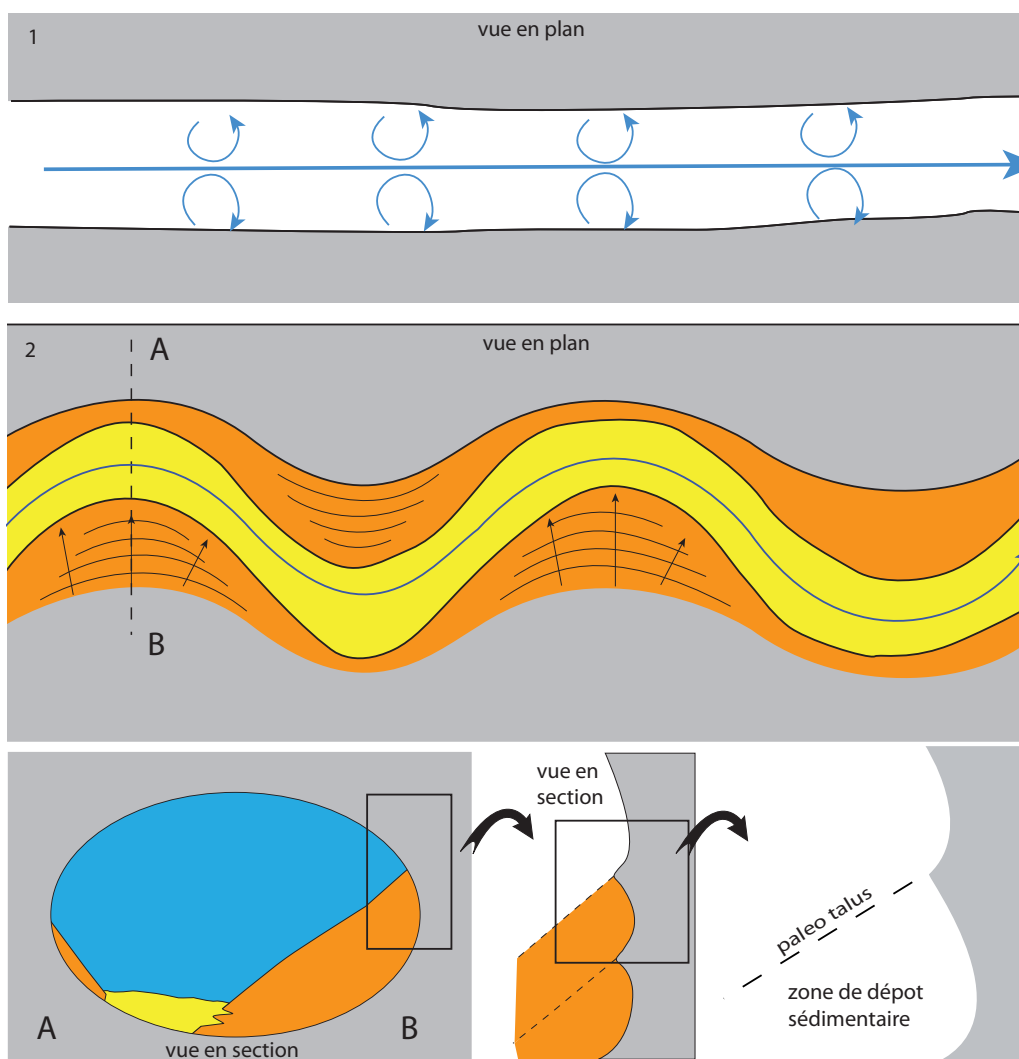


Figure 5.9
Représentation simplifiée en plan et en coupe de la dynamique d'écoulement dans un drain karstique en contexte noyé.

tenu suffisamment longtemps. Ceci pourrait correspondre à une lente aggradation du niveau de base.

Ceci permet d'affiner les hypothèses concernant la genèse de banquettes limites reposant sur l'interaction flux hydrologique/ gabarit du drain / sédimentation. L'objectif de cette partie est de montrer que des relations existent entre la géométrie des dépôts sédimentaires dont témoignent les banquettes limites et la géométrie du drain karstique dans lequel s'écoulaient les eaux charriant les sédiments. Pour montrer ces relations, il est nécessaire d'apporter des éléments vérifiant les deux hypothèses suivantes:

- les banquettes limites sont bien des vestiges de paléo remplissages sédimentaires au contexte génétique noyé avec des écoulements lents.
- il existe une relation géométrique entre le gabarit du drain et les zones de décharge sédimentaire. A priori, c'est dans les zones les plus larges du drain karstique que devraient se trouver les talus les plus importants et donc les banquettes les plus inclinées.

5.2.1.2. La lasergrammétrie : un support pertinent d'analyse géométrique et géomorphologique des banquettes limites

Les recherches et les résultats présentés dans cette partie s'appuient sur l'analyse de plusieurs modèles 3D de deux sites d'études : l'aven d'Ornac et la grotte de Midroï. Ces deux sites ont été retenus pour l'éloquence de leurs morphologies et pour leur bonne continuité spatiale. En effet, si il a été possible d'identifier ces morphologies, leur continuité dans l'espace de la grotte n'existe pas toujours, soit parce que des sédiments détritiques, afférant ou non au fonctionnement des banquettes limites, sont en place et les masquent, soit que celles-ci soient masquées par d'important massifs stalagmitiques. Ces deux sites ont donc été choisis non seulement pour la taille importante de ces formes, qui permettait de s'affranchir des marges d'erreurs relevant des procédures de relevés lasergrammétiques (cf. chapitre 2), mais aussi pour leur disposition spatiale dans la grotte.

La numérisation des secteurs à banquettes limites de remplissage à l'aven d'Ornac a été effectuée avec un laserscan Optech Ilris 3D (dédié longue portée). L'acquisition des données 3D a nécessité une centaine de points de vue différents pour recouvrir l'essentiel des parois investiguées (Bersihand, 2009 ; Jaillet *et al.* 2009, 2011). Utilisant une technologie de temps vol et plutôt dédiée à des relevés sur de longues portée, cet outil induit un bruit gaussien d'environ 1 cm à une distance de 100 mètres (figure 5.10).

Ces artefacts de mesures, intrinsèques à la technologie du temps de vol interdisent toutes mesures des caractéristiques géométriques d'un objet inférieures au centimètre ce qui n'est pas pénalisant ici puisque les formes pariétales étudiées sont décimétriques voir métriques. C'est dans le secteur des Salles Rouges que les relevés ont été réalisés et le travail d'analyse présenté dans ce mémoire se focalise sur un transect d'environ quarante mètres sur lequel il est possible de suivre l'étagement sur l'ensemble de ce tronçon d'au moins trois paires de banquettes limites sur les deux parois. Un chenal de voûte est présent au plafond. Il permet d'évaluer la morphologie du plafond à la fin de la période de creusement paragénetique (figure 5.11).

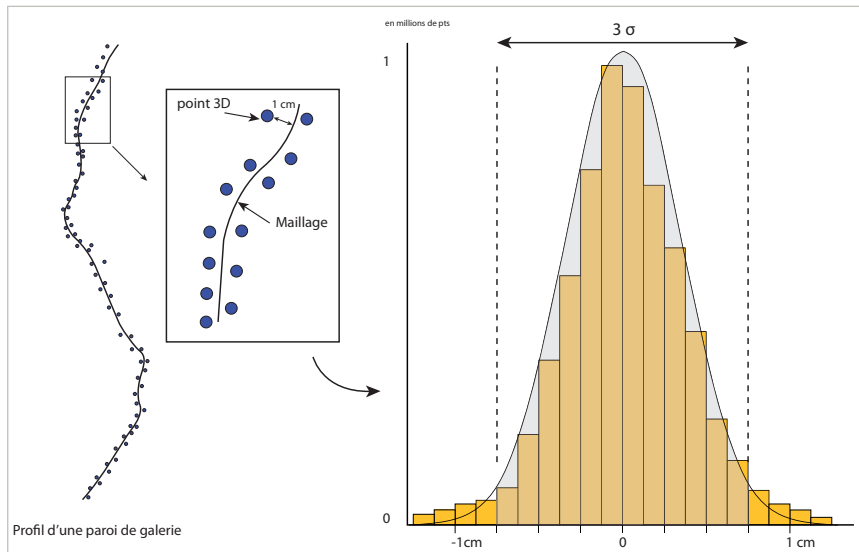


Figure 5.10

Le contrôle géométrique de ce modèle TIN (triangulated irregular network), pour vérifier sa conformité vis-à-vis du terrain, a été réalisé en calculant (1) l'écart type du nuage de point par rapport au modèle triangulé et (2) au moyen de profils topographiques si les triangles se situaient bien au milieu du nuage de points. Sur la carte des écarts du nuage de points, autant de points du nuage se situent de part et d'autre le plan du maillage. Le nuage de points est entaché d'un bruit gaussien.

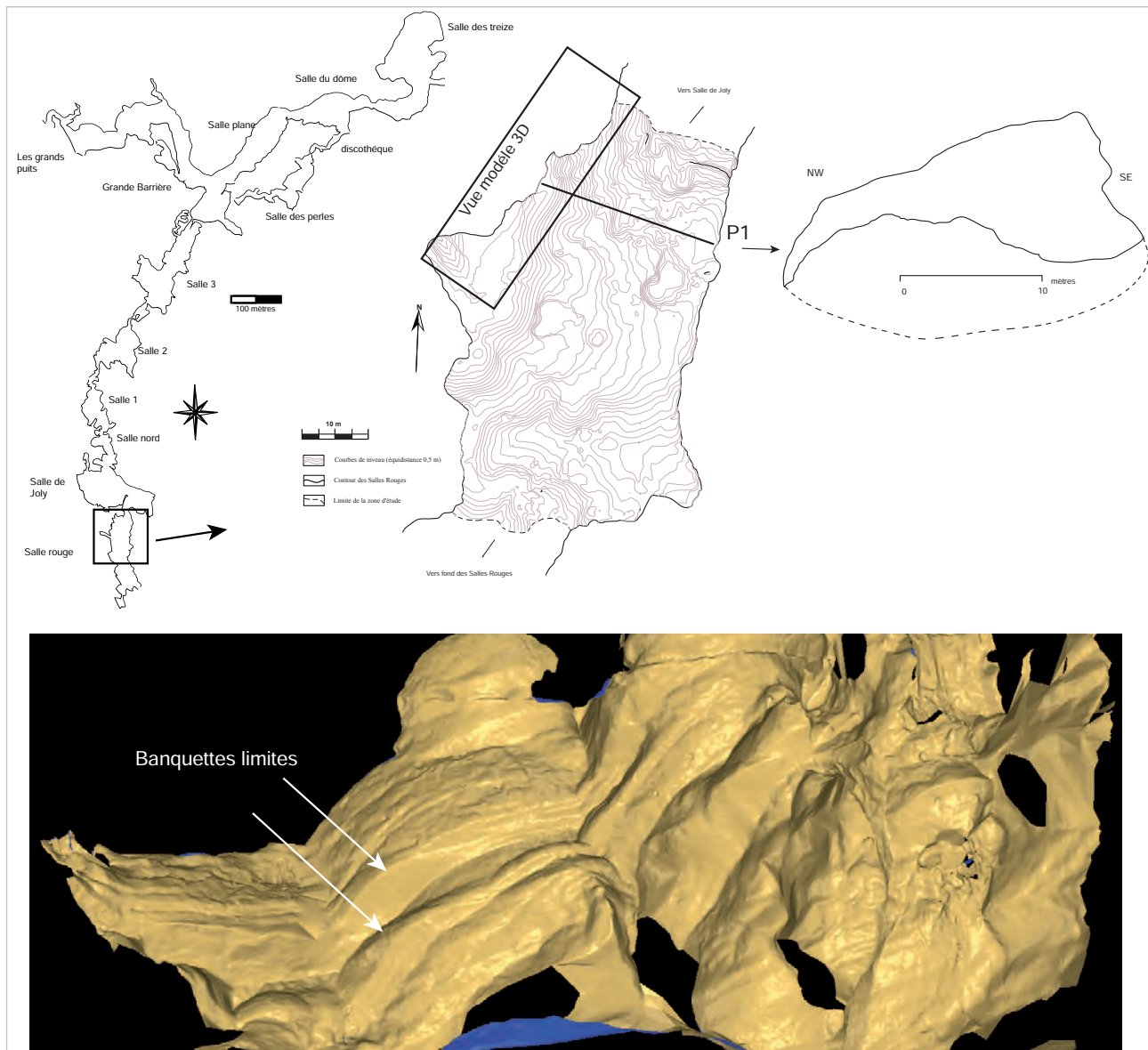


Figure 5.11
Localisation de la zone étudiée dans les Salles Rouges de 'aven d'Orgnac.

Figure 5.12
Banquettes limites dans
la grotte de Rochas-
Midroï (photo : Cazou).



Bien que la grotte de Midroï ne se situe pas dans le secteur d'étude, sa proximité avec les gorges de l'Ardèche et les très belles morphologies de banquettes limites ont fait de cette cavité un lieu de premier choix pour leur étude. En effet, il est possible de suivre les circonvolutions des ces banquettes sur plusieurs dizaines de mètres dans un conduit presque totalement vidé de ses remplissages sédimentaires. D'une taille plus modeste qu'à l'aven d'Orgnac, il a été nécessaire d'utiliser un scanner à la résolution était infra centimétrique pour appréhender la géométrie des banquettes limites (figure 5.12).

5.2.1.3. Les banquettes limites : témoins de paléo remplissages sédimentaire

Le premier résultat de ce travail de recherche géomorphologique a été de vérifier l'hypothèse de Kempe (1975) selon laquelle en régime noyé, les formations sédimentaires prennent la forme de talus avec une pente orientée vers le centre de la galerie. En prenant comme hypothèse que les banquettes limites de remplissages en sont les témoins morphologiques, la géométrie de ces talus peut être reconstruite en ajustant des surface (plan et cylindre, Jaillot *et al.*, 2009, 2011). Cet ajustement a été réalisé à partir de la digitalisation de la ligne de crête des banquettes (figure 5.13).

Cet exercice a permis de montrer que l'ajustement d'un plan peut être réalisé sur des tronçons importants de banquettes. Cette opération, impossible à réaliser sur la simple base de l'observation de terrain montre qu'il existe une relation géométrique en tous points d'une ligne de banquettes limites. L'écart type de l'ajustement d'un plan unique sur une seule rangée de banquettes le confirme. La valeur des écarts type pour les six plans modélisés sont présentés dans le tableau 5.1. Suite à cette première étape, un plan individuel a été modélisé à chaque circonvolution d'une banquette et dans ce cas, il est possible de constater que l'ajustement des plans et des cylindres est bien meilleur

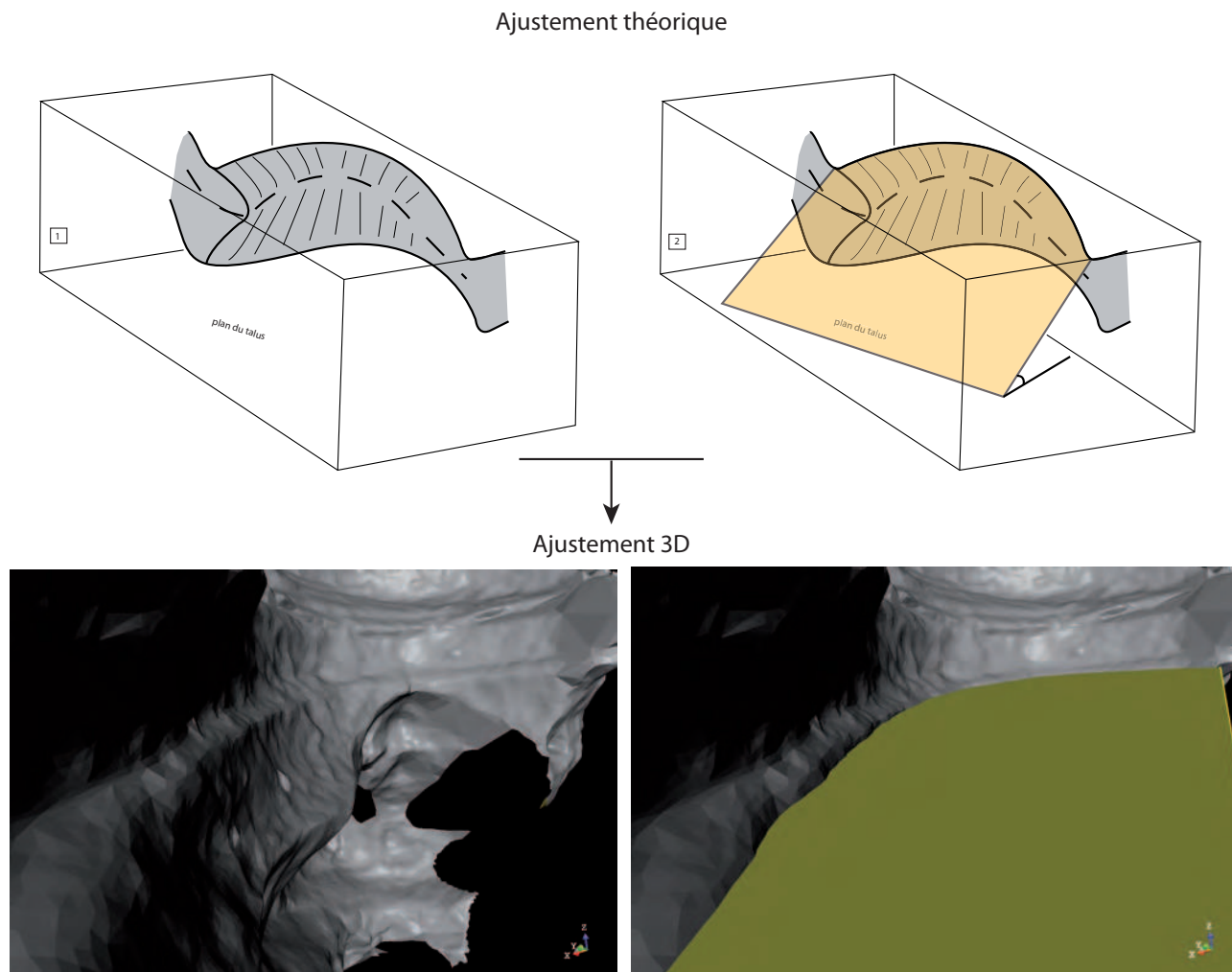


Figure 5.13

Ajustement de plan sur le modèle 3D à l'aven d'Orgnac.

(écart type divisé par 3 : cf tableau 5.1). Ces résultats montrent bien que la dynamique de sédimentation n'est pas homogène le long du conduit. Ceci confirme l'hypothèse de circulation présentée dans la figure 5.9.

La droite d'intersection de deux plans en vis à vis se positionne plus ou moins au milieu du conduit. Ceci est en accord avec une vitesse plus importante au centre de la galerie que sur les bords. Mais cette intersection, en raison de la pente importante des plans se fait très bas par rapport au centre de la galerie, ce que la nature des dépôts lorsqu'ils sont identifiés ne permet pas de valider. En effet, les observations de terrain montrent que les sections de galeries sont toujours plus ou moins ovalisées et symétrique. C'est pourquoi il a été choisi de délimiter l'ajustement spatial des plans à l'emprise spatiale de banquettes limitées. Une triangulation de Delaunay des sommets de ces plans a permis ensuite de reconstruire la surface de remplissages correspondantes à ces talus (figure 5.14).

Le résultat s'avère alors bien plus satisfaisant et est en accord avec les observations en zone noyée du karst (Jaillet *et al.*, 2010). L'opération est répétée, dans le cas du drain des salles rouges, sur une série de trois banquettes étagées. Chacun des ajustements permet de reconstruire la géométrie des trois dépôts sédimentaires enregistrées par l'étagement des banquettes limitées (figure 5.15) observées sur la paroi.

Tableau 5.1

Résultats d'ajustements de plans et de cylindres réalisés sur 3 étages de banquettes limites.

	Nb. de points	Plus mauvais points (m)	Écart-type (m)
Ajustement de plan par étage de banquette			
Rive gauche haut	69	0.7	0.35
Rive gauche milieu	91	2.44	0.93
Rive gauche bas	50	1.87	0.81
Rive droite haut	52	2.23	0.60
Rive droite milieu	45	0.7	0.23
Rive droite bas	39	0.85	0.35
Ajustement pour chaque circonvolution			
P1	21	0.12	0.064
P2	15	0.9	0.035
P3	14	0.24	0.13
P4	21	0.18	0.09
P5	17	0.19	0.13
P6	19	0.25	0.1
P7	9	0.03	0.01
P8	12	0.12	0.046
P9	34	0.145	0.076
P10	10	0.06	0.039
P11	27	0.08	0.025
P12	13	0.018	0.093
P13	17	0.06	0.03
P14	9	0.18	0.091
P15	16	0.12	0.067
P16	24	0.25	0.1
P17	8	0.09	0.033
P18	12	0.18	0.073
P19	13	0.21	0.134
P20	27	0.13	0.058
P21	8	0.08	0.031
Ajustement de Cylindre			
RG + RD haut	121 (69+52)	2.16	0.62
RG + RD milieu	136 (91+45)	2.8	0.91
RG + RD bas	89 (50+39)	2.17	0.82

Ce travail d'analyse géomorphologique à partir du modèle 3D permet donc de montrer que les encoches de parois des banquettes limites sont bien les témoins morphologiques de remplissages sédimentaires aujourd'hui disparus. Ces nouvelles informations sur l'architecture de ces talus semblent ainsi montrer que leur construction obéit aux différences de vitesse du flux hydrologique dans le conduit. L'observation des valeurs de pentes mesurées sur les surfaces reconstruites et sur les banquettes correspondantes montre, en outre, une relation entre les deux (figure 5.16). En effet, il est possible de constater que plus la pente des banquettes limites est importante et plus la pente du talus en direction du centre de la galerie est importante (pendage du plan cf. figure 5.13). Il

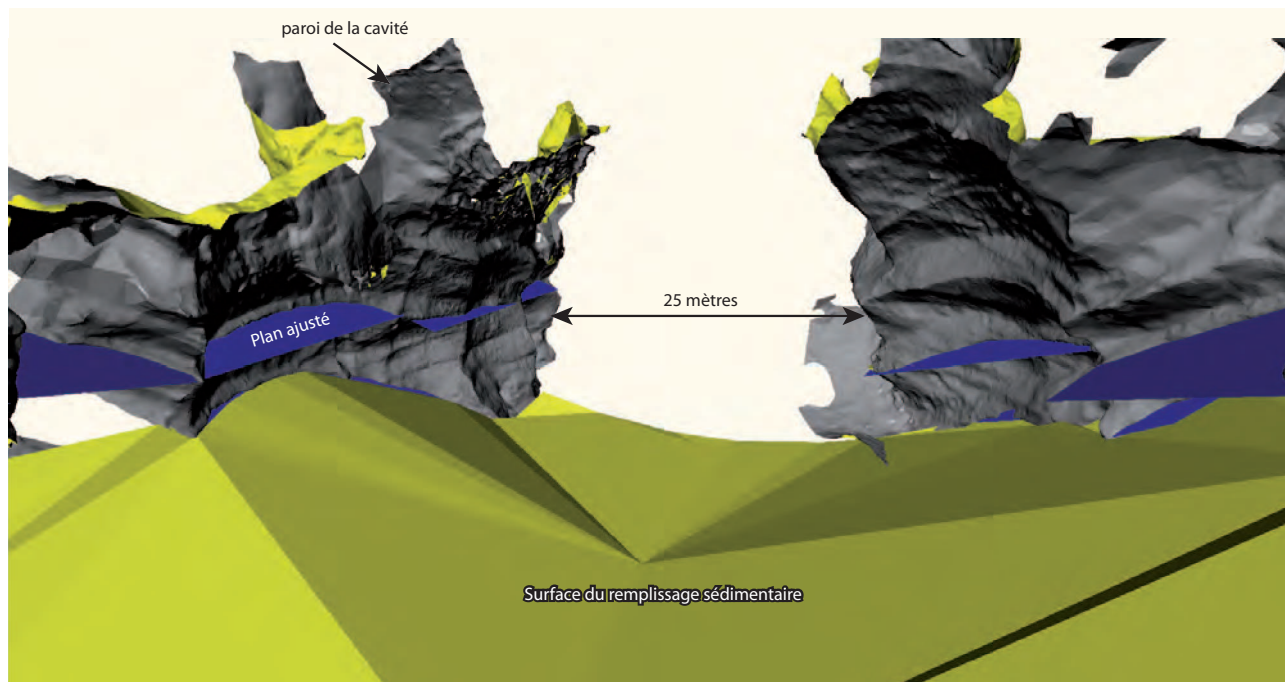


Figure 5.14

Ajustement de plans et de cylindres à partir des banquettes limites de rive droite et de rive gauche dans les Salles Rouges de l'Aven d'Ornac.

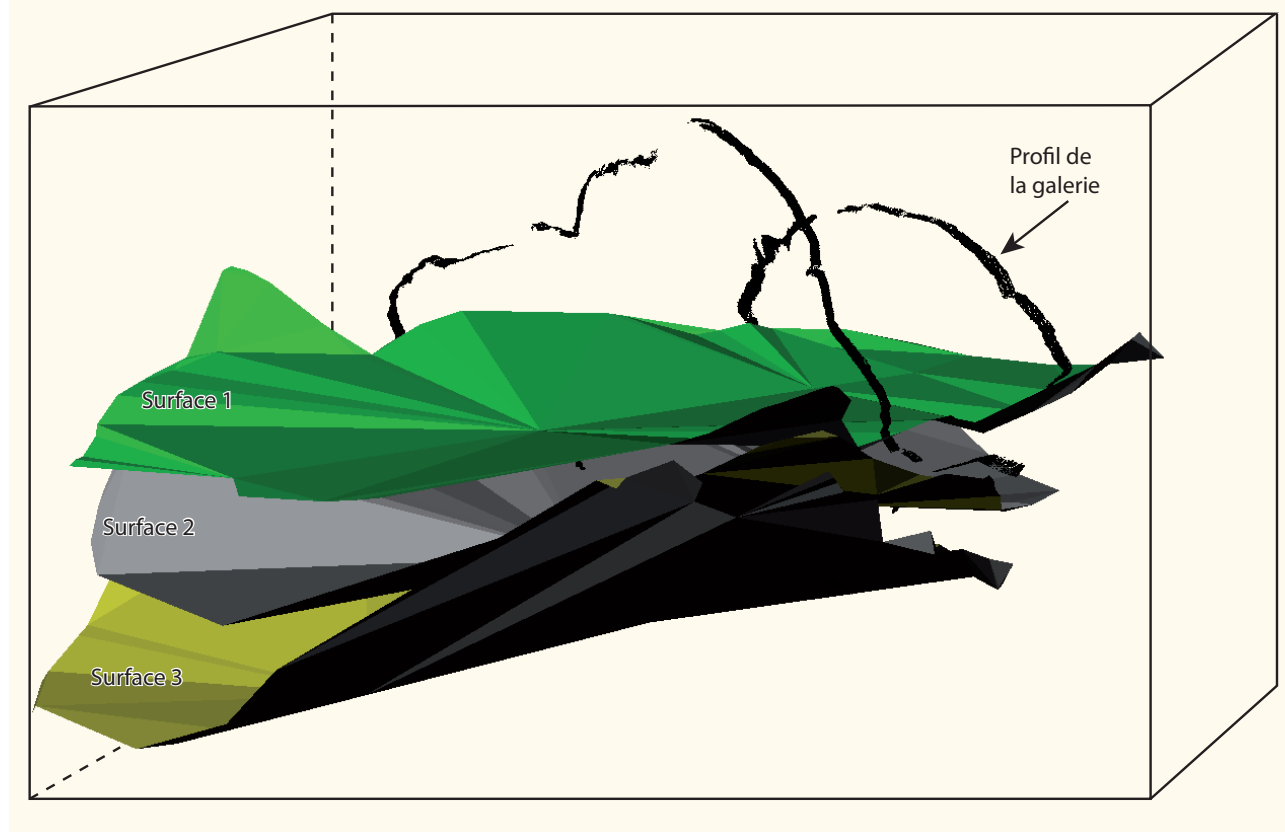


Figure 5.15

Étagement de trois surfaces sédimentaires aggradantes reconstituées ici en 3D.

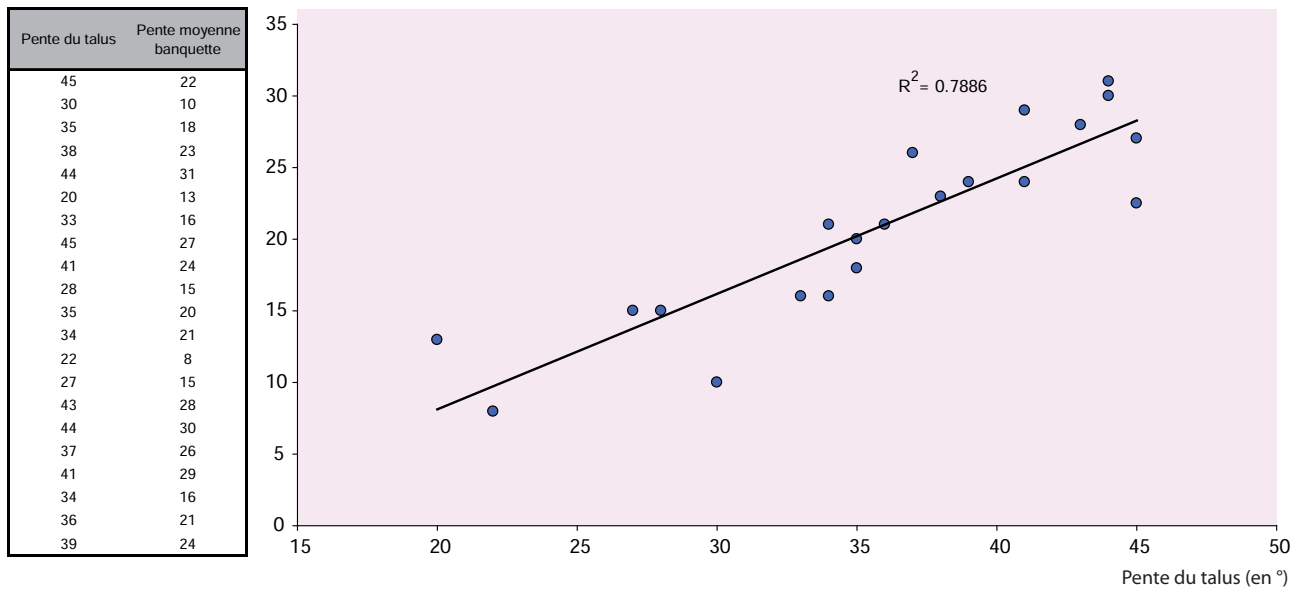


Figure 5.16

Mesures de pentes (pendage du plan ; cf figure 5.13) de talus et de banquettes. La corrélation de ces valeurs révèle un lien entre le profil des banquettes actuellement observables et les paléo dimensions des talus sédimentaires dont les pentes plongaient vers le centre de la galerie.

apparaît donc que les talus sédimentaires arboraient des dimensions différenciées probablement en lien avec des zones de dépôts sédimentaires préférentielles.

D'un point de vue dynamique, les sédiments en suspension dans le flux hydrologique sont déposés dès lors que celui-ci passe en deçà d'un seuil critique (Huljström, 1935). Ce changement de vitesse peut être lié aux boucles de convections liées aux frottements et les obstacles dans le drain karstique (Kempe, 1972) mais pourrait surtout être lié à l'existence de zones d'élargissement le long du conduit. Dans le karst, ces élargissements sont issus de la dissolution de la roche encaissante au contact de l'eau. Afin de vérifier l'existence de ces zones de décharge sédimentaire, des mesures spécifiques ont été effectuées sur le modèle 3D (figure 5.17) afin d'analyser la relation entre la pente des banquettes, représentative de la dimension des talus, et l'élargissement de la galerie. Les mesures concernant l'élargissement de la galerie ont été réalisées perpendiculairement

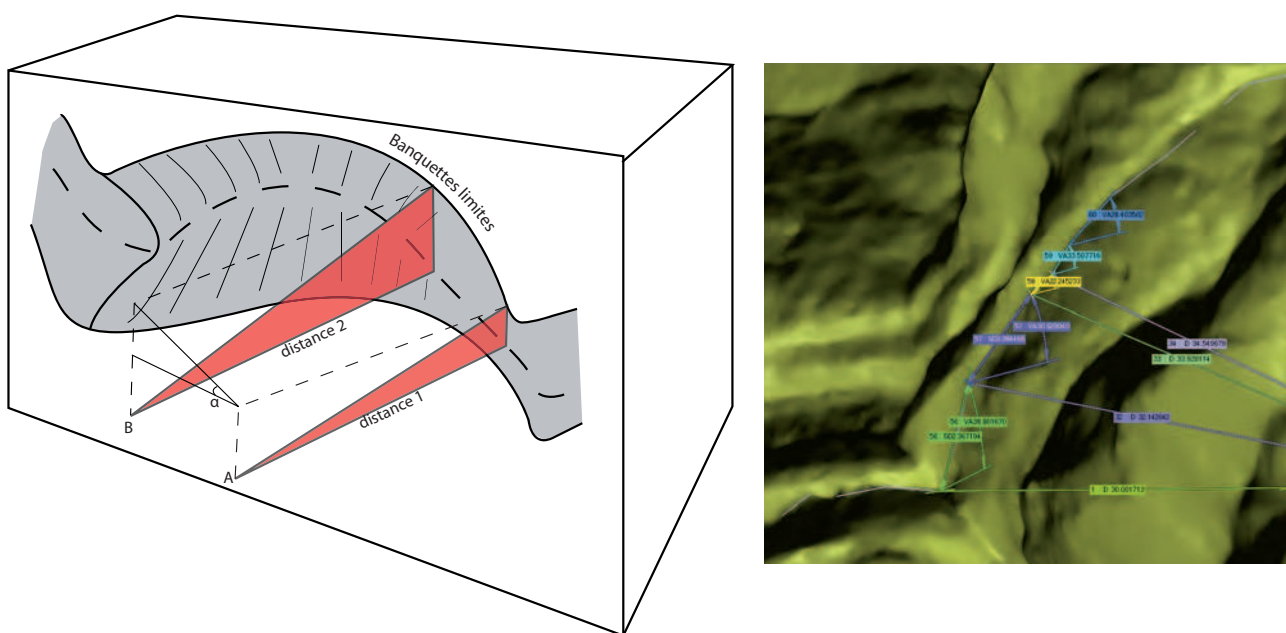


Figure 5.17

Méthodologie de mesure des zones d'accumulation sédimentaires par mesure directe sur le modèle 3D (ici une paroi des Salles Rouges de l'Aven d'Ornac).

à l'axe principal de l'écoulement qui a été déduit de la reconstruction des talus sédimentaires (figure 5.17). L'ensemble de ces relevés a été mené sur les trois paires de banquettes limites et sur la totalité de leur développement linéaire.

Puis des coefficients d'élargissements de la galerie ont été calculés entre la mesure n et la mesure $n+1$ afin d'étudier l'évolution du gabarit de la galerie le long du transect d'étude. Il apparaît que ces coefficients se corrélatent bien (figure 5.18) avec les valeurs de pente des banquettes limites obtenues pour chaque pas de mesure. Sur chacun des graphiques correspondant à un étage de banquette-limite, on voit que lorsque la largeur du drain augmente, la pente de la banquette augmente et inversement, lorsque la largeur de la galerie diminue, la pente de la banquette diminue. Ainsi, les dépôts sédimentaires, organisés en talus, et dont la limite sommitale est matérialisée par les banquettes limites de remplissages, se répartissent bien en fonction des zones d'élargissement de la galerie qui constituent des zones préférentielles de décharge sédimentaires.

L'analyse géomorphologique de ces formes souterraines singulières a permis de mieux comprendre leur morphogénèse par le biais de leur géométrie. Leur genèse et leur répartition spatiale sont donc bien liées à la dynamique du flux hydrologique et à une corrosion différentielle de la paroi et de la voûte de la galerie qui génère ainsi des zones préférentielles de sédimentation. L'ensemble de ces données, permet maintenant de s'interroger sur le fonctionnement hydrodynamique de la galerie au cours de son creusement paragéométrique mais aussi de poser des premières hypothèses sur le contexte paléogéographique nécessaire au façonnement de telles formes sous terre.

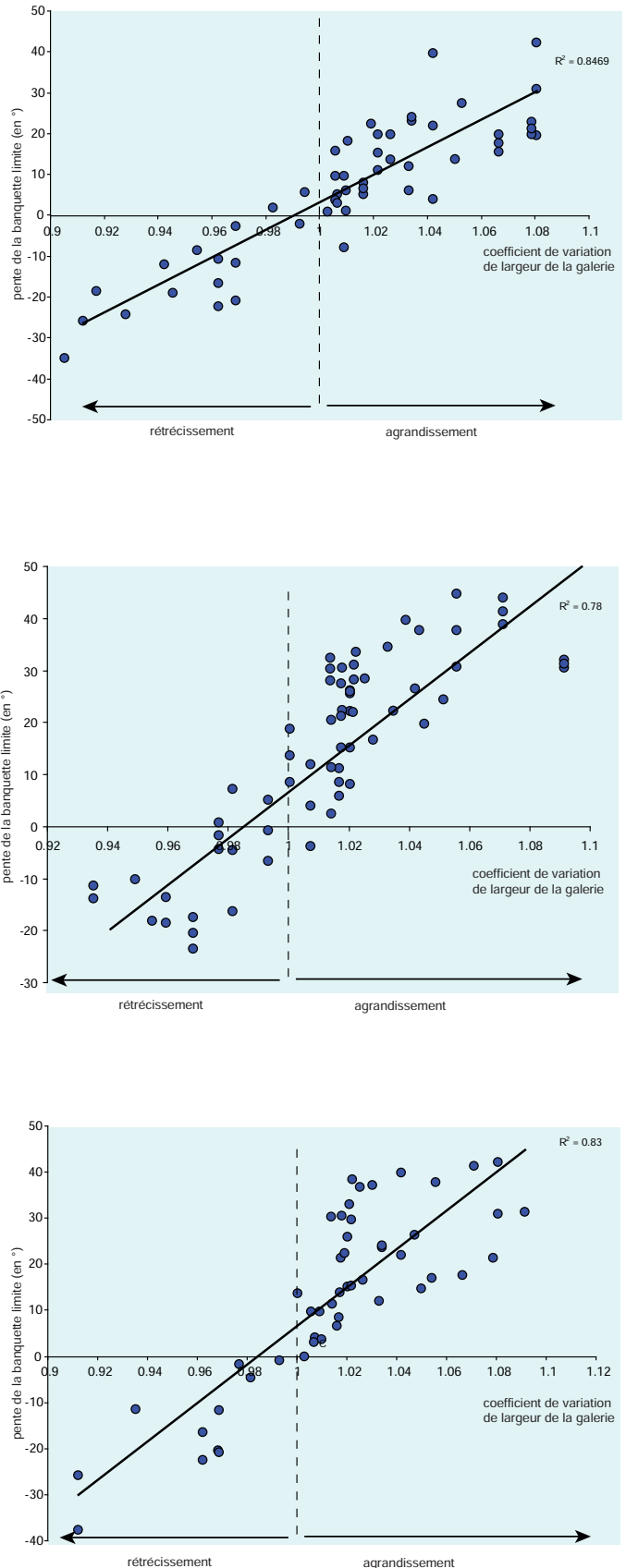


Figure 5.18
Corrélation entre l'élargissement du drain et la pente des banquettes limites de remplissages pour chacun des trois étages de banquettes identifiées.

5.2.1.4. De la détermination des paléo débits à l'aven d'Orgnac au contexte paléogéographique

La reconstruction des surfaces sédimentaires (figure 5.19) à partir de la configuration actuelle de la galerie permet de comprendre comment s'est agencée la géométrie de la galerie ainsi que la logique d'étagement des banquettes limite de remplissages.

Cet étagement marque une période de sédimentation suffisamment longue et continue pour que d'importants talus se mettent en place jusqu'à une période d'équilibre dans le fonctionnement hydrodynamique. Bien qu'il soit difficile d'établir quels sont les facteurs de cette stabilité, il est toutefois important de souligner que durant cette période, le conduit était complètement ennoyé. Le parallélisme des banquettes témoignent de cet

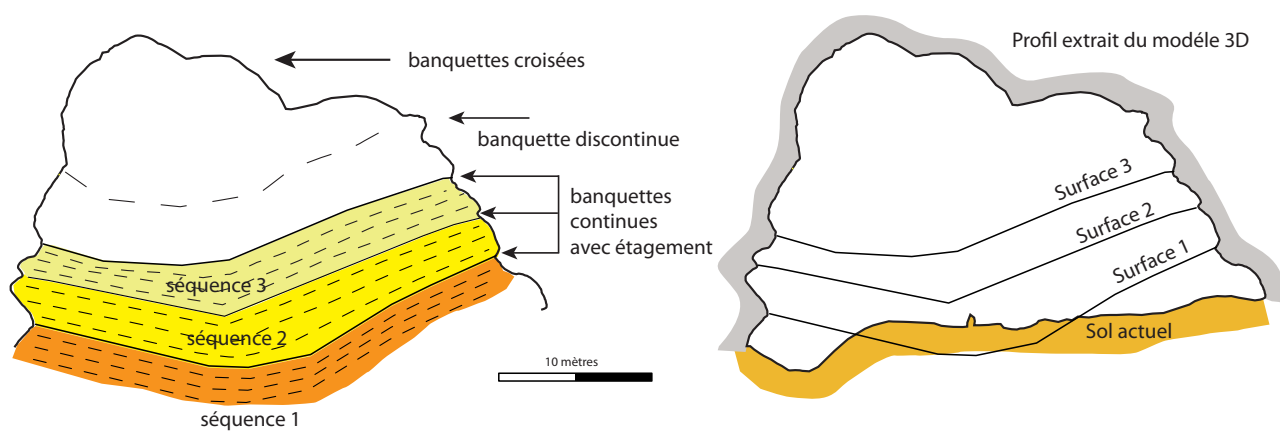


Figure 5.19
Reconstitution d'une séquence de dépôts à partir de la géométrie des formes pariétales de banquettes limites. On constate que la morphologie des sols actuels n'est pas conforme à la géométrie originelle ce qui interroge sur les processus d'évacuation des sédiments.

ennoisement constant. Dans les Salles Rouges à Orgnac, au sommet de la galerie, l'étagement parallèle des banquettes laisse la place à un entrecroisement des banquettes. Cet entrecroisement (phénomène de tôle ondulée) pourrait marquer le passage d'un fonctionnement phréatique à un fonctionnement épiphréatique (Camus, 2003). Ce changement serait alors associé à la fin de l'aggradation du toit de la galerie. Cet arrêt marque à l'aven d'Orgnac l'altitude à laquelle l'aggradation du niveau de base s'est stoppée. La reconnaissance de cette transition entre ces deux logiques d'organisation des banquettes a été reconnue en plusieurs points dans cette cavité à des altitudes pouvant atteindre 280 m NGF. Enfin, il est intéressant de relever l'inversion de relief existant entre la géométrie reconstruite des talus et la géométrie des sols actuels. La disposition des sols actuels ne coïncident en rien avec la topographie théorique post paragénetique. C'est donc plusieurs milliers de m³ de sédiments qui ont été évacués ici essentiellement par soutirage (Sadier *et al.*, 2007).

La configuration des talus sédimentaires et la nature des dépôts permet d'appréhender un peu mieux la configuration hydrodynamique de ce drain lorsqu'il fonctionnait en régime noyé (figure 5.20).

En effet, hormis les deux premiers mètres uniquement constitués d'argile brune issue de la décantation lors de mises en charge temporaire du réseau (Jaillet *et al.*, 2007), le reste de la pile sédimentaire est constitué de limons argileux et de passées sablonneuses. En considérant les résultats sur les zones préférentielles d'accumulation sédimentaire,

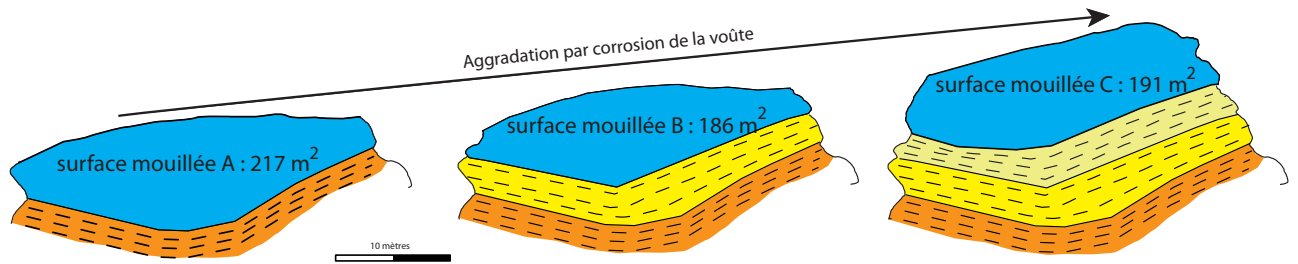


Figure 5.20

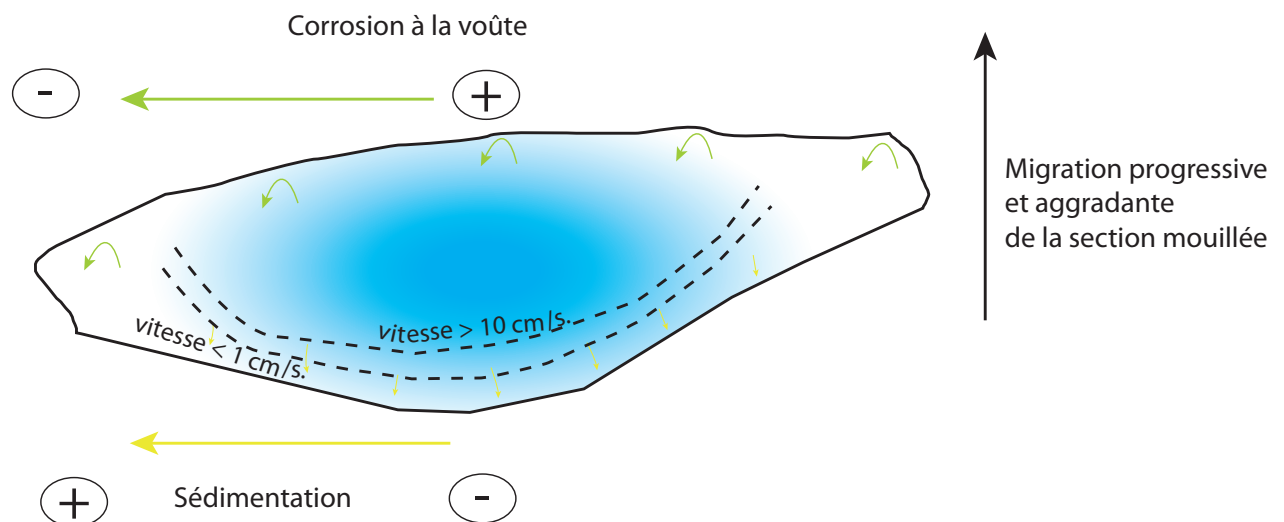
Schéma illustrant la mise en place du drain endokarstique de l'aven d'Orgnac par aggradation progressive de la séquence sédimentaire synchrone d'une corrosion à la voûte.

il est possible d'énoncer que la sédimentation est avant tout contrainte par l'élargissement par corrosion du drain sur les parois de la cavité mais aussi par la corrosion à la voûte. L'existence de talus avec une orientée vers le centre de la galerie montre qu'un différentiel important de la vitesse d'écoulement existait entre le centre de la galerie et de ses bordures. Dans le cas contraire, la sédimentation aurait eue lieu de façon linéaire dont le témoin aurait été une géométrie plane comme c'est le cas dans les laminoirs. La géométrie des talus sédimentaires reconstitués est ainsi contrôlé par le flux hydrologique (figure 5.20 et 5.21), en fonction de la vitesse critique en deça de laquelle les particules transportées se déposent. En se référant au diagramme de Huljström et en tenant compte de la nature des dépôts observés dans la cavité (particules limoneuses (Jaillot *et al.*, 2007)), il est possible de définir plusieurs aires d'écoulements ayant des vitesses différentes mais dont la limite supérieure est bornée à 0.1 m.s^{-1} et donc la vitesse inférieure est bornée à environ 0.01 m. s^{-1} .

En croisant ces informations et celles issues de la reconstruction géométrique des talus sédimentaires, il est possible de reconstruire des sections mouillées du conduit sur le tronçon d'étude. La partie inférieure de la section correspond donc à la géométrie du talus sédimentaire. La reconstruction de la partie supérieure s'est révélée plus problématique étant donné qu'elle a aujourd'hui complètement disparue et que la voûte de la galerie actuelle a été affecté par un fonctionnement épiphréatiques post paragéométrique. Le choix a donc été fait de reconstruire cette partie de la section mouillée par symétrie de la partie inférieure en «ovalisant» toutefois le tracé comme cela est identifiable dans les drains phréatiques (Palmer, 2007).

Figure 5.21

Schéma illustrant l'anisotropie spatiale des vitesses d'écoulements dans un drain de la zone noyé du karst.



Cette reconstruction (figure 5.21) a permis de calculer la surface de la section mouillée pour chaque niveau d'aggradation (figure 5.30).

L'ensemble des valeurs calculées apparaît cohérent (écart type de 11.3 m) malgré les incertitudes liées à la reconstruction de la partie de la section mouillée correspondant à la voûte. Les débits maximums ont été calculés à partir de la borne haute de la vitesse de sédimentation ($0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) mais semblent peu réaliste car ne tenant pas compte de l'existence de plusieurs vitesses sur une même section. Afin de calculer des hypothèses de débits plus réalistes, des débits pondérés ont été estimés en tenant compte de ces différentes vitesses. Le débit moyen pondéré est de l'ordre de $14.6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (tableau 5.2).

Tableau 5.2

Calcul de surface des sections mouillée correspondant au niveau de chaque banquette limite (à partir de l'exemple des Salles Rouges de l'Aven d'Orgnac).

Section mouillée	surface (m ²)	paleo debit (m ³ .s ⁻¹)	paléo débit pondéré (m ³ .s ⁻¹)
SA	217	21.7	16.275
SA'	201	20.1	15.075
SA''	198	19.8	14.85
SB	186	18.6	13.95
SB'	180	18	13.5
SB''	198	19.8	14.85
SC	191	19.1	14.325
SC'	201	20.1	15.075
SC''	180	18	13.5
Section moyenne	194.67	19.47	14.6

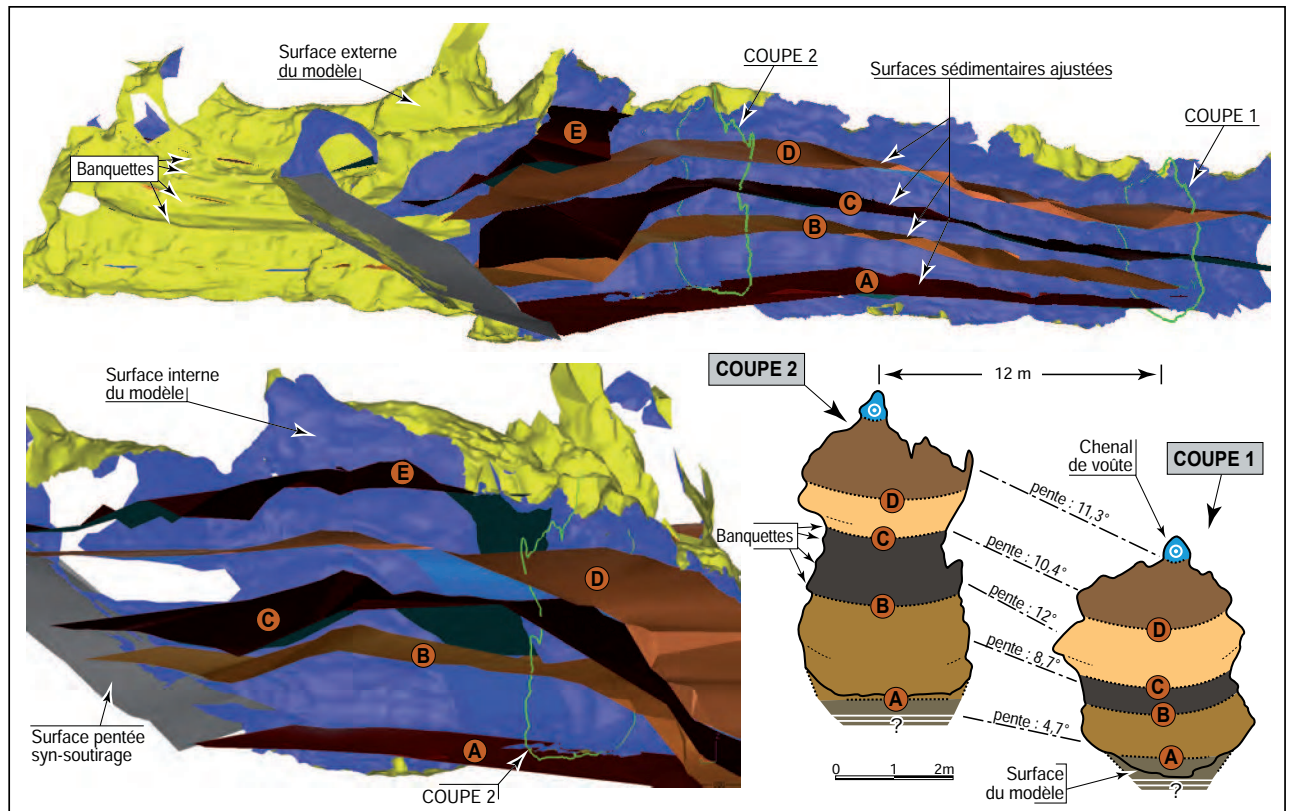
Aux premiers abords, ces débits pourrait paraître surestimés en regard avec les débits actuels de l'Ardèche et de la Cèze respectivement $22 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et $65 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Mais la persistance de l'étagement de banquettes limites sur près de 100 m de dénivellation et le profil en long des réseaux d'Orgnac (compris en 2 et 6°) laisse supposer qu'un débit soutenu et continu a été nécessaire pour la corrosion des parois et de la voûte tout en maintenant un profil d'équilibre. En effet, l'étude du profil en long du chenal de voûte et des banquettes limites à la grotte de Midroï montre que la pente peut varier avec le temps jusqu'à la déconnexion totale du drain en faveur

de la restructuration d'un autre drain (figure 5.22).

Ainsi, pour que le creusement paragénetique de la galerie d'Orgnac puisse opérer sans discontinuer sur une très longue période, il fallait des écoulements suffisamment importants et soutenus pour rester connecté au niveau de base (ici la Cèze). Ce raisonnement soulève alors des interrogations à propos du cadre paléogéographique favorable à un tel fonctionnement puisque dans la configuration actuelle, le débit estimé par jaugeage de la Cèze avant et après l'exurgence supposée du drain actif de l'aven d'Orgnac est de l'ordre de l'ordre $0,35 \text{ m}^3/\text{s}$ (Bourges *et al.* 2007) et bien inférieur aux paléo-débits estimés. Pour répondre à ces questionnements, il est possible de s'intéresser au lien existant entre le débit moyen empruntant la zone noyé du karst avec la configuration de son bassin versant

Tout d'abord, on constate que pour le débit actuel mesuré au niveau de l'exutoire présumé des eaux karstiques de l'aven d'Orgnac (Bourges *et al.*, 2007), le bassin versant a une étendue d'environ 30 km^2 (figure 5.23). Les eaux karstiques proviennent en majeure partie d'infiltrations des eaux météoriques à la surface de l'exokarst ce qui explique bien la faiblesse des débits mesurées.

Des recherches ont montré (Lauritzen, 1989 ; Lauritzen *et al.*, 2000) qu'une la relation standard existe entre l'aire de drainage et le débit moyen (Strahler, 1981) pour les



cavités alimenté par des écoulements allochtones. Des mesures combinées de débits et de surface du bassin d'alimentation ont été réalisés pour plusieurs systèmes karstiques (Lauritzen, 1989) et les résultats montrent qu'une relation linéaire existe entre ces valeurs (figure 5.24).

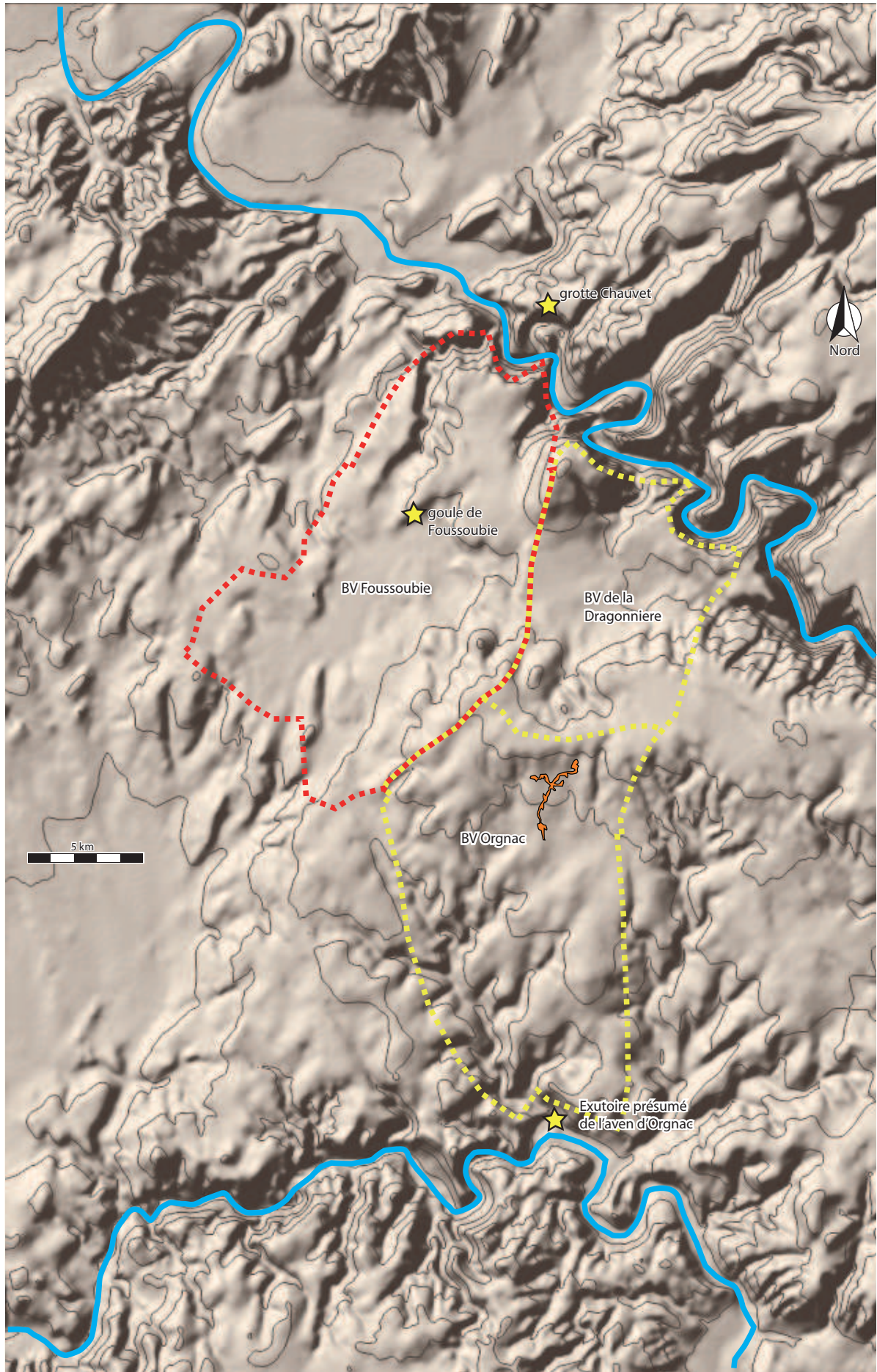
Les valeurs de débits estimés dans l'aven d'Orgnac (ce travail) ont été reportées sur le graphique illustrant cette relation. En appliquant cette méthode pour estimer la surface du bassin de drainage de l'aven d'Orgnac, des valeurs comprises entre 80 km² et 140 km² si les valeurs de débits en entrée sont comprises entre 10 et 20 m³/s. Or la taille actuelle du bassin versant est seulement de l'ordre de 30 km² à l'amont des salles rouges (figure 5.32) et 10 km² en ne prenant en compte que la zone à l'amont des salles rouge, secteur dans lequel les paléo débits ont été reconstitués.

Ces éléments de réflexion s'intègrent aux hypothèses sur l'existence de paléo-perdes de l'Ardèche dans le secteur de Labastide de Virac lorsque les réseaux d'Orgnac fonctionnaient en drain noyé (Delannoy *et al.* 2007). Ainsi, les paléo-débits estimés à partir de l'étude morphologique 3D des banquettes limites constituent un argument supplémentaire qui vient s'ajouter à d'autres observations :

- La dissolution du calcaire ne suffit pas à expliquer la masse globale des remplissages présents dans l'aven d'Orgnac. En effet, la dissolution des calcaires de l'Urgonien dans ce secteur d'étude ne produit que 2% d'insolubles (cf. ce travail chapitre 9). On comprend alors que les particules issues de la dissolution de la voûte et des parois en amont ne suffisent pas pour colmater le fond du drain et enclencher un creusement paragénétique. Pour cela, il faut nécessairement faire appel à un volume de matériel supérieur à celui disponible dans l'encaissant

Figure 5.22

Ajustement 3D de banquettes limites sur le drain de Midroï. Noter la succession aggrandissante des banquettes et l'augmentation de la pente au cours de l'évolution ascendante. Noter en outre la déconnexion, en fin d'évolution du conduit principal, de la dernière surface de remplissage présente uniquement dans les deux autres branches du carrefour.



- L'identification sur la base de cortège de minéraux lourds de sables d'origine cévenol dont le transport a été assuré par l'Ardèche (Perroux, 2005, Beiner *et al.*, 2007)

Les banquettes limites marquent donc un fonctionnement noyé et paragénétique d'un drain karstique. Au même titre que pour les coups de gouges, il est désormais possible d'évaluer des vitesses d'écoulements à partir de l'étude en 3D de la géométrie de ces banquettes limites. Le processus de creusement paragénétique d'un drain karstique implique donc que la corrosion soit concentrée à la voûte et sur les parois à cause de la sédimentation synchrone des particules détritiques sur le sol. Lorsque l'ennoiement de la galerie est continu, l'aggradation sédimentaire l'est aussi comme en témoigne l'étagement des banquettes limites et dont la pente des talus témoigne d'une certaine vélocité de l'écoulement. Le creusement de la galerie à la voûte marque l'adaptation permanente de son profil d'équilibre dans le but de rester connecter avec le niveau de base qui s'élève.

Sur le terrain d'étude, d'autres morphologies ont été rapporté à ce type de fonctionnement paragénétiques et notamment les nombreuses morphologies en pendant de voutes présentes dans de nombreuses cavités dans le secteur d'étude. Nous allons maintenant étudier ces morphologies afin de préciser les modalités de leur morphogénèse

5.2.2. Une morphogénèse paragenétique en contexte épinoyé : le paragénétisme d'inondation.

Les galeries paragénétiques témoignant d'une élévation du niveau de base sont généralement associées à de profonds canyons creusés à la voûte en régime noyé. La majeure partie de ces canyons n'est pas visible car comblée par des sédiments. La genèse des banquettes limites est comme nous l'avons vu précédemment (cf supra), rattachée à ce type de galerie.

Une seconde catégorie de galerie paragénétique peut être identifiée dans lesquelles a été recensée (Delannoy, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2009) plusieurs morphologies telles que les pendants de voûtes, des petits chenaux de voûte parfois anastomosés. Les observations effectuées dans les galeries appartenant à l'étage spéléologique situé à la cote 180 m NGF en rive gauche de l'Ardèche ont permis d'identifier de nombreux pendants de voûtes, ainsi que des morphologies pariétales prenant l'aspect de vastes cupules de dissolution très évasées et sans logique spatiale apparente. Les chenaux de voûtes associés, parfois anastomosés, permettent de renforcer leur origine paragénétique. En Ardèche, le contexte de ce fonctionnement paragénétique est associé à un long ennoiement des galeries durant le cycle Messino-Pliocène (Delannoy *et al.*, 2001, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006 a, b) dont la temporalité est suffisante pour expliquer les caractéristiques morphologiques et géomorphologiques observées dans l'organisation des formes et des dépôts. En effet, l'importance des dépôts sédimentaires dont certains témoins sont encore présents au sommet de certaines voûtes, montrent que ces galeries étaient complètement colmatées durant une certaine période (figure 5.3 A). Par association avec les observations faites à l'aven d'Orgnac ou à St. Marcel (Mocochain, 2006), ce

Figure 5.23 (ci-contre)
Cartographie des bassins versants actuels du système karstique de la goule de Foussoubie et de l'aven d'Orgnac et de la grotte de la Dragonnière.

colmatage est associé à la remontée du niveau de base liée à la transgression pliocène.

Cependant, dans de nombreuses autres cavités, ces morphologies, si elles témoignent bien d'un creusement paragénétique, ne sont pas associées à un ennoisement permanent des galeries mais plutôt à de nombreux cycles de noyage et de dénoyage des conduits du karst (Slabe, 1995 ; Lauritzen *et al.*, 2000 ; Farrant, 2004 ; Palmer, 2007 ; Pasini, 2009). Il faut souligner que ces formes, si elles relèvent bien d'un fonctionnement épi-noyé, apparaissent différentes des formes vadoses relevant aussi d'un fonctionnement épi-noyé (Häuselmann, 2002, 2007 ; Audra *et al.*, 2011).

L'objectif de cette partie est d'étudier les caractéristiques morphologiques et géométriques de cette catégorie de formes endokarstiques identifiée dans notre secteur d'étude afin d'affiner les connaissances morphogéniques et de renforcer et/ou discuter les scénarios spéléogéniques existants.

5.2.2.1. Les hypothèses morphogéniques

Dans la littérature, on distingue deux fonctionnements associés en fonction des morphologies en présence.

Le premier correspond à des galeries dans lesquelles les pendants de voûte présents et dont l'origine serait rapportés à des apports réguliers d'eau agressive, mise sous pression dans la galerie, qui conduit ainsi à l'élaboration de formes irrégulière en exploitant les faiblesses de la roche (Slabe, 1995 ; Lauritzen *et al.*, 2000 ; Palmer, 2007 ; Farrant, 2004 ; Pasini, 2009). Ce fonctionnement témoigne ainsi d'un élargissement de la galerie progressive lors de chaque inondation et c'est l'apport d'eau non saturé (en calcium) qui permet l'élargissement de la galerie. Cet apport d'eau peut être une succession d'écoulements rapides et lents et permet le creusement puis la sédimentation d'un sol plan (figure 5.24). Les chenaux anastomosés généralement observés marquent des écoulements très lents et signifient généralement que l'eau circule dans un très faible espace compris entre les sédiments et la roche ou dans un joint de stratification (Palmer, 2007).

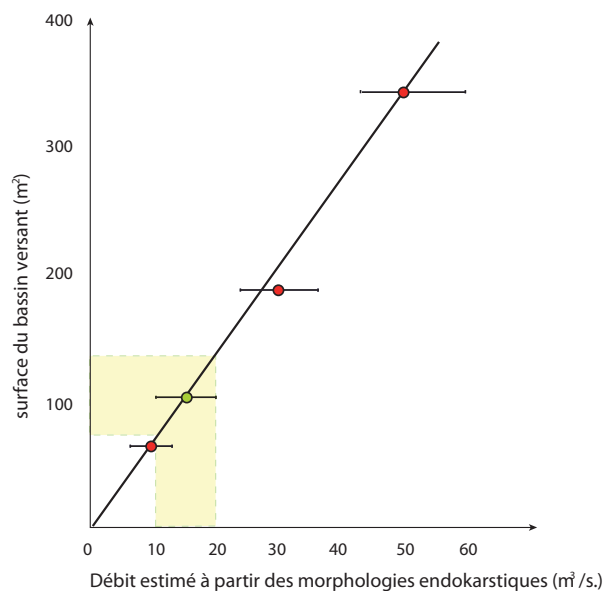
La seconde interprétation associe ces morphologies a un fonctionnement noyé de

la galerie dans laquelle circule lentement des eaux turbides dont les particules alimentent la sédimentation détritique (Delannoy *et al.*, 2004, 2008 ; Mocochain *et al.*, 2006 a, b) (figure 5.25).

Dans les deux interprétations, les pendants de voûtes sont associés à la présence d'un remplissage sédimentaire sous-jacent, dans la galerie, qui se met en place progressivement.

La confrontation de ces deux hypothèses fait appel au même

Figure 5.24
Relation entre les débits d'écoulements dans les drains noyés du karst et la surface du bassin versant (d'après Lauritzen, 1989). Les valeurs en rouge sont représentées d'après les valeurs annoncées dans Lauritzen (1989). Le point vert représente les valeurs estimées dans ce travail.



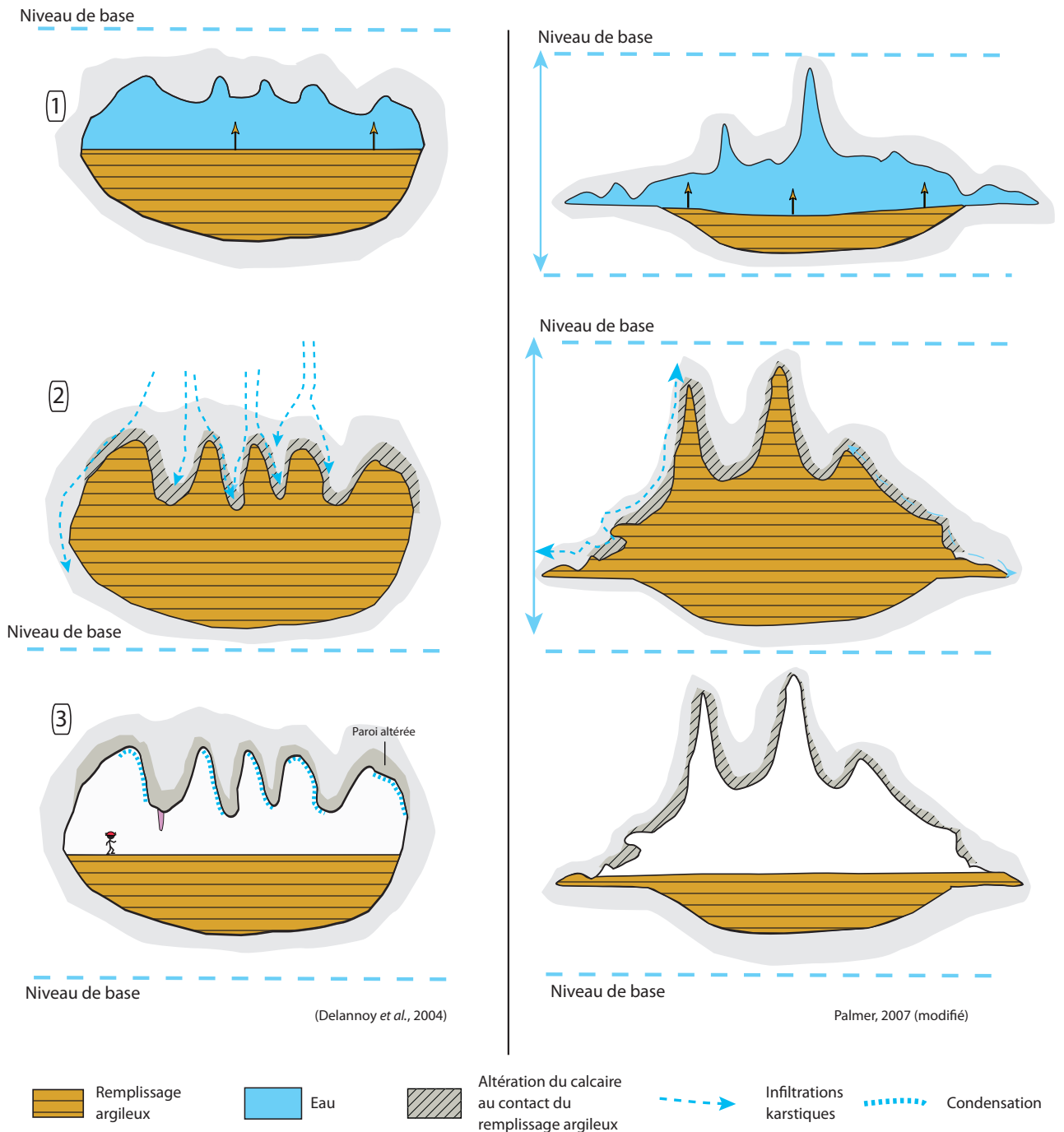


Figure 5.25

*Exemple d'évolution de galerie à pendants de voûte dans un contexte en régime noyé durant un temps long (Delannoy *et al.*, 2004) ou dans un contexte épinoyé (Palmer, 2007 (modifié)) au rythme des mises en charges de la galeries*

processus de mise en place et seul le contexte (noyé ou épinoyé) change d'un modèle à un autre. Cependant, en tenant compte des résultats de la partie précédente (banquettes limites), une période d'ennoiement longue d'une galerie dans laquelle circule des eaux de faible vélocité, aboutit à des morphologies de banquettes limites, et des chenaux de voûtes bien marqués. Cette différenciation dans l'évolution morphologique de l'endokarst malgré l'existence avérée dans le secteur d'une période noyée des conduits karstiques durant le pliocène pose un problème géomorphologique. L'objectif de cette partie est de comprendre les modalités de mise en place de ces formes paragénétiques afin de répondre au questionnement posé par cette évolution différenciée.

5.2.2.2. Les modèles 3D lasergrammétriques : un support pertinent d'analyse géométrique et géomorphologique des morphologies paragénétiques de voûtes et de paroi

La difficulté majeure pour étudier les morphologies paragénétiques décrites précédemment, provient de leur position dans la cavité. En effet, leur localisation à la voûte et sur les parois rend leur observation difficile voir impossible. C'est pour répondre à ces difficultés d'observation que des relevés topographiques acquis par Lidar terrestre ont été effectués. Ceux-ci, en permettant la saisie de données en trois dimensions, ont été à la base de la construction de tous les supports cartographiques et d'observation utilisés dans cette partie.

Le travail présenté s'appuie sur des relevés 3D similaire à ceux effectués dans la grotte Chauvet et dont les modalités d'acquisition ont été décrites dans le chapitre 3. L'étude géométrique et de la répartition spatiale des morphologies de pendants de voûtes a été réalisée à partir de l'ensemble du nuage de points de la cavité. Pour travailler à cette échelle, un échantillonnage du nuage de points a été nécessaire afin d'homogénéiser sa résolution spatiale mais aussi afin de l'alléger pour respecter les capacités le travail dans un logiciel de retro-ingénierie. En effet, le nuage de point initial faisant plus de 16 milliards de points, les capacités physiques des ordinateurs disponibles ne permettaient pas des traitements directs. La réduction du nuage de points a été réalisée en tenant compte de la dimension des formes investiguées : les pendants de voûtes et autres formes de corrosion. Compte tenu de leur contour géométrique décimétrique à métrique, et en rapport avec le théorème de Nyquist-Shannon (cf. chapitre 2) une maille d'échantillonnage de 5cm a été retenue pour caractériser les morphologies de dissolution situées à la voûte de la cavité. A partir du nuage échantillonné, plusieurs traitements ont été effectués afin d'appréhender l'organisation spatiale des formes étudiées :

- des profils topographiques ;
- un maillage 3D dont la taille des triangles fait en moyenne 10 cm de coté ;
- une carte en ombrage de gris, réalisé à partir de courbes de niveau généré dans un logiciel dédié (Surfer).

5.2.2.3. Les pendants de voûtes de la grotte Chauvet : une morphogenèse où prévalent les faiblesses lithologiques

Les différents traitements (figure 5.26) permettent de comprendre l'organisation spatiale des nombreuses morphologies présentes à la voûte de la grotte Chauvet. Pour cela il a fallu séparer le nuage de points du plafond de celui du sol afin de ne conserver que la partie supérieure de la cavité. La suite du traitement est réalisée sur cette partie séparée du reste par une série de découpages manuels. Cette cartographie du relief des plafonds permet d'identifier des alignements caractéristiques correspondant aux différents pendants de voûtes. Les directions de ces alignements sub-parallèles sont conformes aux principales directions de fracturation des terrains calcaires connues dans ce secteur (Guerin, 1973 ; Pascal, 1989). Il apparaît donc clairement que les pendants de voûtes se répartissent en fonction des faiblesses au sein de la masse calcaire.

Cette organisation des pendants de voûte en quadrillage n'est pas sans rappeler les schémas d'écoulements anastomosés (Lauritzen *et al.*, 2000 ; Palmer, 2007) bien que ceux ci aient habituellement une dimension bien moins importante (morphologie centimétrique voir décimétrique).

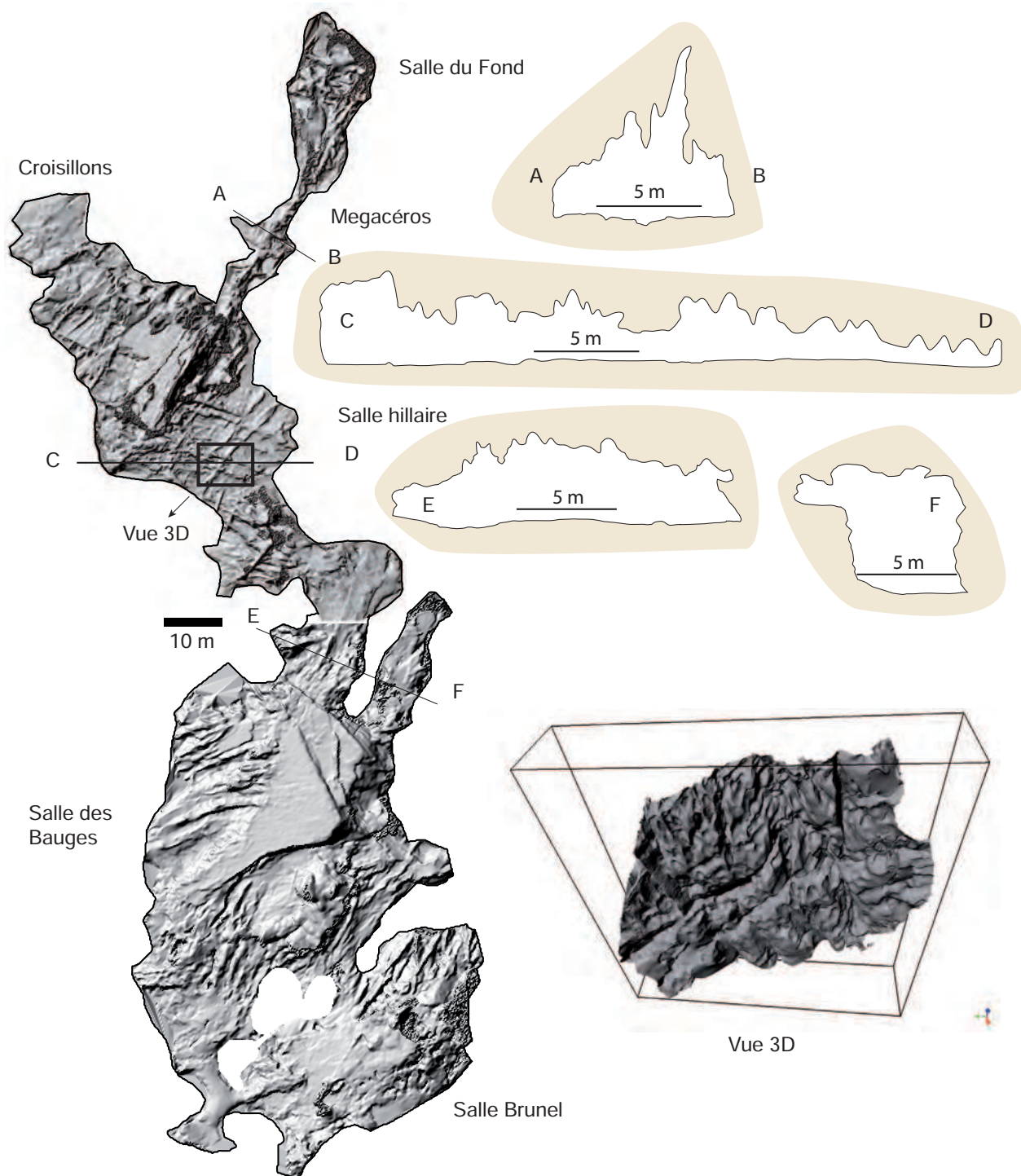


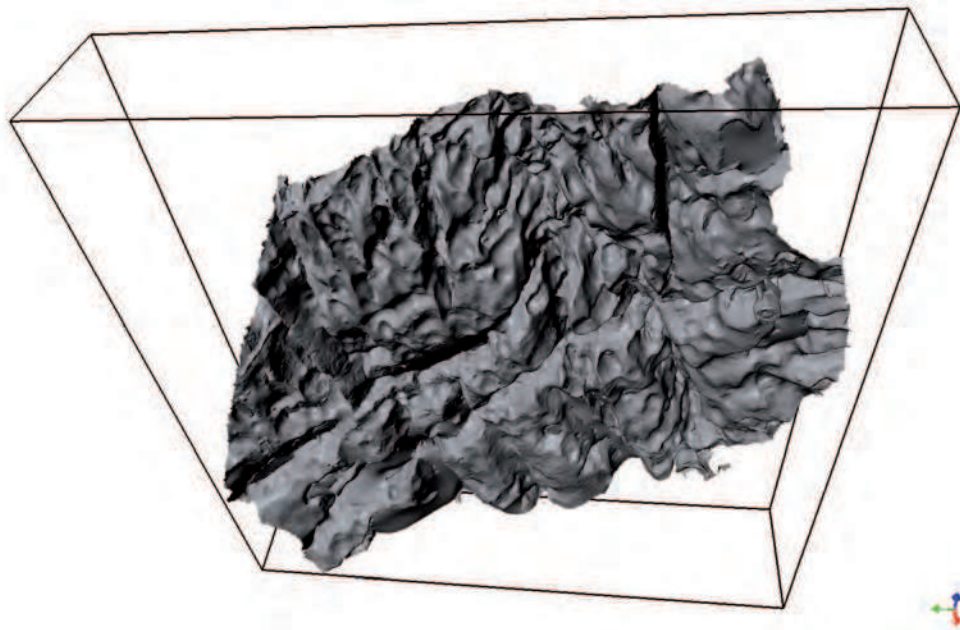
Figure 5.26

Carte des reliefs en ombrage de gris des plafonds de la grotte Chauvet, profils topographiques et vue 3D (figure 5.27) d'une portion de plafond dans la salle Hillaire. Notez la part importante des morphologies liées à des effondrements (plan) dans la salle des Bauges (figure 5.28) et la salle Brunel.

Cette organisation similaire aux chenaux de voûte anastomosés, souligne la très faible compétence des écoulements (assez diffus) qui ont façonné les morphologies en pendants. Le fait que ces écoulements ne soient alors pas concentrés pourrait signifier qu'à ce moment là, le vide karstique ne constitue plus un drain au sens hydrologique (c'est-à-dire qui concentre et organise les écoulements) et souligne ainsi un certain dysfonctionnement dans l'organisation du drainage durant cette période (figure 5.27).

Figure 5.27

Vue 3D d'une portion de la voûte dans la salle Hillaire. On note le quadrillage des chenaux qui séparent chaque pendant de voûte. Ce point de vue est impossible dans la grotte car la distance entre le sol et la voûte ne permet pas de prendre le recul nécessaire à l'observation d'un ensemble de formes.



On observe toutefois que des pseudo-chenaux de voûte sont parfois présents sur ce qui semble être les accidents tectoniques de plus grande importance. C'est par exemple le cas dans la galerie des Mégacéros où les pendants sont quasi-inexistants. Les écoulements ayant alors exploité principalement la fracturation de la roche (figure 5.28).

La plupart des pendants de voûte sont à l'air libre, mais certains sont encore pris dans une gangue argilo-limoneuses rougeâtre. Ce dépôt est bien contemporain de la genèse de ces pendants et c'est donc la faible vitesse des écoulements associée à une forte turbidité des eaux qui a entraîné le colmatage de la totalité des conduits. Ce colmatage a été progressivement évacué par les ruissellements et les phénomènes gravitaires. En effet, des écoulements véloces, auraient indubitablement laissés leur empreinte sur les parois (ex : coup de gouges) alors que celles-ci révèlent une topographie très molle.

L'ensemble de ces informations, mis en regard avec celles issues de l'étude des banquettes limites permet de définir le contexte de leur élaboration. Compte tenu de l'influence des discontinuités lithologiques, de l'aspect diffus des écoulements reconstitués et de l'absence de morphologies attestant d'un ennoisement continu de la galerie, il est possible d'évoquer une morphogenèse d'origine épinoyée dans un contexte où le niveau de base est ascendant sinon stable et dans lequel la galerie ne fonctionne peut être plus en drain. Les pendants de voûte proviendraient ainsi de l'élargissement des zones de faiblesses dans la roche dont la cause serait des mises en charge répétées de la cavité (processus de creusement paragénétique d'inondation). L'ensemble de ces connaissances



Figure 5.28

Plafond dans la salle des Bauges. A l'arrière plan (derrière le personnage), notez les morphologies de dissolution, synchrones au creusement de la grotte. Au premier plan, notez les plafonds plans, associés à la chute de certains bancs calcaire, dont les parties effondrées émergent du sol. Cliché S. Caillault.

permet de dresser un inventaire spécifique sur la nature des morphologies endokarstiques en présence et ainsi que sur le contexte de fonctionnement nécessaire à leur mise en place. En particulier, il faut retenir que :

Les banquettes limites marquent un processus de creusement paragénétique dans la zone noyée du karst. Ces morphologies illustrent une mise à l'équilibre du profil de la galerie pour rattraper le toit de la zone hydrostatique. Lorsque les écoulements ne sont pas assez conséquents pour creuser la voûte, ceux-ci abandonnent le conduit pour restructurer un conduit plus haut (Exemple de la grotte de Midroï, Jaillet *et al.*, 2012 et ce chapitre).

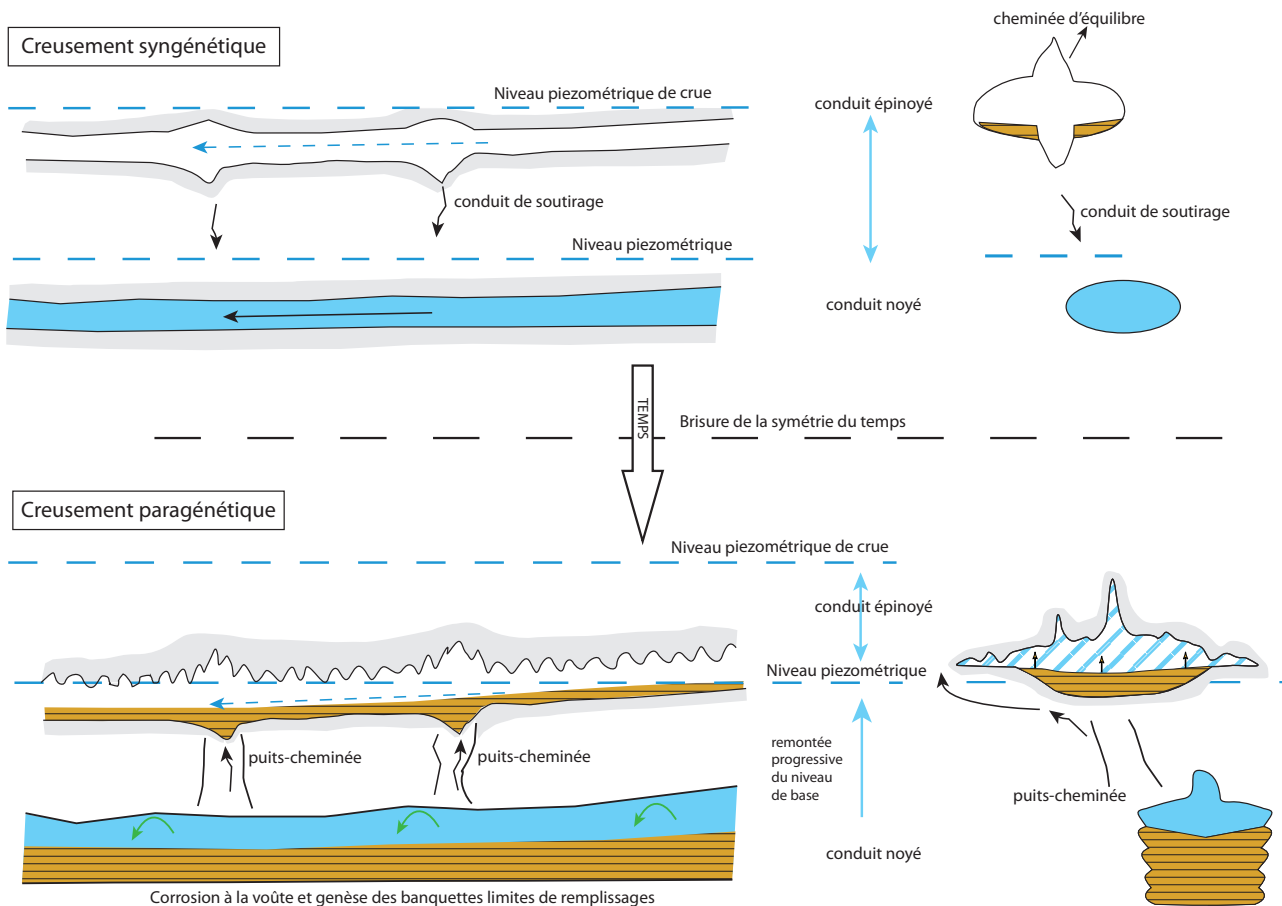
- Les pendants de voûtes (méga-chenaux anastomosés) marquent un processus de creusement paragénétique d'inondation caractéristique de la zone épi-noyée du

karst. Les vides karstiques se développent un peu au dessus de la zone hydros-tatique et sont inondés quand le drain de la zone noyée ne peut pas absorber tous les écoulements. L'apport d'eau non saturée en calcium élargit les vides au niveau de la voûte (figure 5.29). L'eau en se retirant très lentement permet de déposer les sédiments qu'elle transporte après chaque mise en charge.

Le processus de creusement en rapport avec un fonctionnement épinoyé du karst permet d'expliquer aussi la présence de nombreux massifs stalagmitiques corrodés sans invoquer de multiples abaissement et rehaussement du niveau de base (Delannoy *et al.*, 2004, Mocochain *et al.*, 2006 a, b). Des discordances angulaires observées au sein de certains massifs stalagmitiques pourraient aller dans le sens de cette hypothèse. Ainsi, le développement de ces massifs pourrait se réaliser soit en une fois soit entre plusieurs épisodes d'inondations (et donc de phases de corrosion) sans que le niveau de base évolue sur le long terme. Ce phénomène a été reconnu dans la goule de Foussoubie (Jaillet *et al.*, 2012) et est associé à un changement de fonctionnement du système (Jaillet *et al.*, 2012). Cet aspect sera plus particulièrement développé plus loin.

Selon le modèle d'évolution spéléogénique présenté dans la figure 5.29, il est important de souligner que les cavités se mettent la plupart du temps en place par creusement syngénétique durant une phase de stabilité du niveau de base. Cette primo phase dans la karstification se matérialise par la genèse quasiment synchrone de deux conduits bien distincts (Haüselmann, 2002 ; Palmer, 2007 ; Audra *et al.*, 2011). Le premier conduit se situe dans la zone noyée du karst et prend généralement l'aspect d'une conduite forcée.

Figure 5.29
Evolution des galeries depuis leur mise en place par creusement syngénétique vers un creusement paragénétique.



Le second conduit se met en place au niveau de la surface piézométrique de crue. Ces galeries peuvent prendre divers aspects mais les galeries en montagne russe peuvent être caractéristiques de ce fonctionnement épinoyé.

L'évolution de ces cavités par creusement paragénétique survient lors de la remontée du niveau de base et dont les causes peuvent être rapportées avec des variations eustatiques et/ou tectoniques. Dès lors que cette remontée du niveau de base continue durablement, l'adaptation des conduits karstiques par paragénétisme se poursuit différemment selon leur position avec le niveau de base et l'efficacité des écoulements en présence. Les écoulements dans les conduits se situant à l'origine dans la zone noyée adaptent leur tracé en creusant la voûte de façon continue. En phase d'aggradation du niveau de base, les conduits épinoyés sont inondés de plus en plus souvent. Le différentiel gravitaire avec le niveau de base se fait de moins en moins fort ce qui limite le ressuyage des sédiments lorsque les eaux d'inondations se retirent. A mesure que le niveau de base se rapproche, le processus de sédimentation s'accélère jusqu'à combler complètement la galerie. Enfin, lorsque le niveau de base atteint la galerie supérieure, plusieurs hypothèses d'évolutions sont possibles :

- Le creusement à la voûte de la galerie inférieure continue jusqu'à atteindre et/ou surmonter la galerie supérieure en la trépanant. Les écoulements l'empruntent partiellement mais ne sont pas déviés de leur cheminement. C'est ce que l'on observe à l'Aven d'Orgnac où il est possible d'identifier des formes paragénétiques de zone noyée (banquettes limites du puits du Bartas à 270/280 m NGF) à des altitudes égales voire supérieures à des formes paragénétiques épinoyées (Pendants de voûtes des salles hautes situées à environ 250 m NGF)
- Le creusement à la voûte de la galerie inférieure continue jusqu'à rejoindre le conduit supérieur et les conduits réempruntent cette galerie. Ce cas n'a pas été observé sur notre terrain d'étude
- Le creusement à la voûte de la galerie inférieure s'arrête assez tôt en raison de l'inefficacité des écoulements. Les écoulements dans le karst sont diffus mais suffisent pour continuer à élargir les conduits du karst tout en les colmatant. Le développement des conduits verticaux en puits cheminées continue mais ces conduits ne trépanent pas le conduit supérieur car les sédiments barrent les écoulements remontants. Ce processus de creusement intervient jusqu'à la fin de l'aggradation du niveau de base.

Quelque soit le fonctionnement et le contexte de la cavité dans lequel le creusement paragénétique s'opère, ce processus implique le colmatage important, sinon complet, des différents conduits. C'est d'ailleurs ce colmatage qui a permis la préservation des morphologies d'érosion caractéristiques présentes sur les parois pariétales et à la voûte, en empêchant que des écoulements véloces réempruntent les conduits lorsque le niveau de base s'est abaissé. Néanmoins, ces vides actuellement pénétrables montrent que les remplissages ont été évacués. Ce sont ces processus d'évacuation des sédiments endokarstiques que nous allons maintenant analyser.

5.2.3. Les apports de l'analyse de modèles 3D à la connaissance des processus d'évacuation des sédiments endokarstiques

Bien que l'étude des formes et des formations soient au cœur des questionnements géomorphologique et spéléogéniques, l'étude des processus à l'origine du décolmatage des conduits endokarstiques reste assez peu évoqué dans la littérature. A titre d'exemple, dans les ouvrages «Speleogenesis» (dir. Klimchouk *et al.*, 2000) et «Cave Geology» (Palmer, 2007) considérés comme des références par la communauté internationale, les processus de remobilisation des sédiments par soutirage sont traités en un seul paragraphe (de quelques lignes) sur l'ensemble des 1000 pages qu'ils représentent. Pourtant, bien que ces processus soient considérés comme des épi-phénomènes dans la genèse des drains car de fait ils leur sont postérieurs, il est possible que la géométrie des dépôts provoquée par les processus de remobilisation soit une source d'informations sur la géométrie originelle du drain colmaté. C'est sur cette hypothèse que repose l'étude des processus de soutirage présentée ici.

Ce processus se matérialise par des phénomènes de soutirage dans toutes les cavités visitées et investiguées dans le cadre de ce travail. Particulièrement présent dans l'aven d'Ornac (Sadier *et al.* 2007), ce processus a conduit à l'inversion topographique des sols par rapport à leur géométrie d'origine (figure 5.27) dans une grande partie de la cavité. L'objectif de cette partie est d'acquérir des connaissances sur les modalités spatiales et fonctionnelles de ce processus d'évacuation des sédiments endokarstiques.

5.2.3.1. Le processus de soutirage : un fonctionnement contraint par la géométrie initiale des conduits karstiques ?

Quelque soit le type de cavité (noyé ou épinoyé) dans le secteur d'étude, il semble que la majorité des sédiments présents dans les galeries paragénétiques ait été évacuées par soutirage. En effet, leur évacuation par des écoulements véloces auraient laissées leur empreintes morphologiques sur les parois (cupules d'érosion). La mise en place de ce processus est consécutive à un abaissement du niveau de base. L'initialisation de ce processus demande que des vides karstiques sous jacents existent pour que les sédiments puissent y être transportés par gravité (Palmer, 2007). Des travaux précédents (Sadier *et al.*, 2007) montrent que des mises en charge des réseaux en lien avec le battement de la nappe phréatique constituent un moteur supplémentaire pour enclencher ce processus.

Dans les cavités étudiées, l'ampleur de l'action des soutirages est variée. Par exemple, les sols de l'aven d'Ornac présentent une topographie très perturbée et prennent la forme d'imposantes dunes sédimentaires avec amplitude de l'ordre d'une vingtaine de mètre (Jaillet *et al.*, 2007 ; Sadier *et al.*, 2007). A l'inverse, certaines cavités, comme la grotte Chauvet, présentent des sols relativement plans à l'échelle de la cavité, qui peuvent être marqués ponctuellement par des soutirages mais dont l'emprise spatiale est relativement modeste. Le processus de soutirage présente donc plusieurs dynamiques ayant des impacts différents sur l'organisation des sols dans les cavités. Afin de mieux appréhender les modalités de ce processus, nous proposons de travailler sur les deux aspects suivants :

- la répartition spatiale des soutirages et de leur empreinte morphologique dans les cavités

la temporalité de ce processus à partir de l'analyse d'un marqueur original : les stalagmites translitées (Sadier *et al.*, 2007)

Ce travail a été mené dans deux cavités dans lesquels le processus de soutirage est bien visible : l'aven d'Orgnac et la grotte Chauvet.

5.2.3.2. Le fonctionnement actuel du processus de soutirage en grotte : les apports de l'analyse 3D des stalagmites translitées

Les observations effectuées dans le cadre des recherches spéléogéniques de l'aven d'Orgnac et des réseaux d'Orgnac-Issirac ont permis de montrer qu'une très grande partie de l'organisation des sols actuels est la conséquence du processus de soutirage (Sadier *et al.*, 2004, 2007 ; Jaillot *et al.*, 2005, 2007).

Dans le réseau d'Orgnac, des observations géomorphologiques (Sadier *et al.*, 2004 ; 2007) ont permis d'identifier des stalagmites ayant une morphologie externe spécifique : les stalagmites translitées (figure 5.30 et 5.31).

Ces stalagmites sont interprétées comme des enregistreurs de la mobilité du sol associée ici à l'activité d'un soutirage endokarstique. En effet, elles reposent, dans le cas d'Orgnac, sur un remplissage argileux qui flue peu à peu en direction du point de soutirage. Le point d'alimentation (au plafond) demeurant fixe et la base se déplaçant de quelques centimètres, l'axe de la stalagmite est décalée à chaque activité du soutirage. Les observations géomorphologiques menées sur le terrain (Sadier *et al.*, 2004) ont

Figure 5.30

Les stalagmites translitées de la salle 1 d'Orgnac II présentent un coude caractéristique durant leur croissance. C'est la mobilité du sol (ici en relation avec l'activité d'un soutirage karstique) qui explique la translation de l'objet alors que l'alimentation provenant du plafond reste fixe. Photo S. Jaillot.



permis de montrer qu'il était possible d'utiliser la répartition spatiale de ces stalagmites pour délimiter l'aire d'influence du soutirage. En complément, des datations U/Th (cf tableau 5.3) et l'analyse de la structure interne sur deux échantillons (Sadier *et al.*, 2007) ont permis de montrer qu'il existe plusieurs phases diachrones de mobilité du sol et donc que l'enregistrement proposé par les stalagmites translattées ne résultait pas d'un unique événement (figure 5.32).

Figure 5.31

Typologie des stalagmites identifiées dans la salle 1 et relation avec l'activité du soutirage endokarstique (in Hajri *et al.*, 2009).

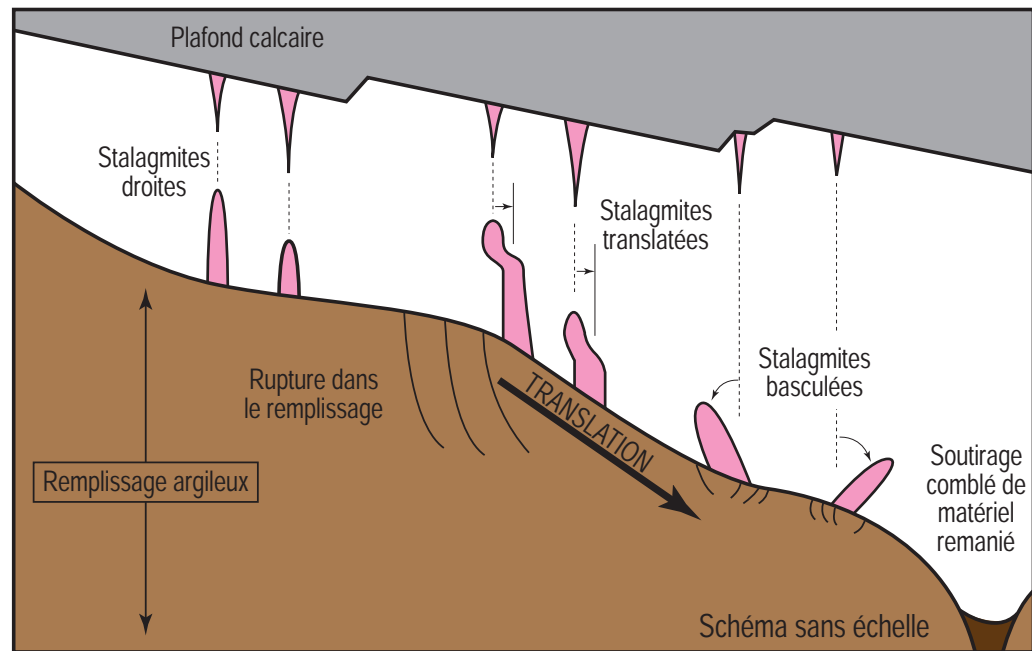


Tableau 5.3

Résultats d'analyse U/Th sur les concrétions de la salle 1 – Cerak.

Echantillons	[U] _{ppm}	²³⁴ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	[²³⁴ U/ ²³⁸ U] _{t=0}	Age (en m.a.)
[7434]-1	0,110±0,001	0,975±0,013	0,271±0,028	14±10	0,972	34,3[+4,3/-4,1]
[7434]-2	0,073±0,001	0,959±0,016	0,426±0,029	-----	0,951	60,5[+5,9/-5,6]
[7434]-3	0,085±0,001	0,940±0,012	0,512±0,016	24±4	0,926	78,5[+3,8/-3,6]
[7435]-1	0,094±0,002	0,969±0,026	0,605±0,022	52±15	0,959	101,4[+7,1/-6,4]
[7435]-2	0,101±0,001	0,972±0,013	0,760±0,082	-----	0,956	156,9[+50/-34]
[7435]-3	0,105±0,001	0,989±0,010	0,733±0,016	50±7	0,983	143,7[+7,4/-6,7]

Les stalagmites translattées apparaissent comme des témoins originaux de l'action du soutirage et constitue une piste intéressante pour appréhender la vitesse et les modalités de l'évolution spéléogénique d'une cavité. C'est pourquoi, l'analyse de la structure externe des stalagmites translattées a été entreprise dans ce travail de recherche avec pour objectif un essai de quantification de la masse de sédiment évacuée par soutirage.

Pour cela, la morphologie d'une forêt de stalagmites a été relevé en 3D par lasergrammétrie et des traitements appropriés ont été réalisées afin de d'assembler, nettoyer, trianguler et segmenter le modèle 3D pour extraire en trois dimensions la géométrie des stalagmites (Hajri *et al.*, 2009). L'analyse de cette géométrie a été effectuée directement sur le clone numérique de chaque stalagmite (figure 5.33) par un processus de

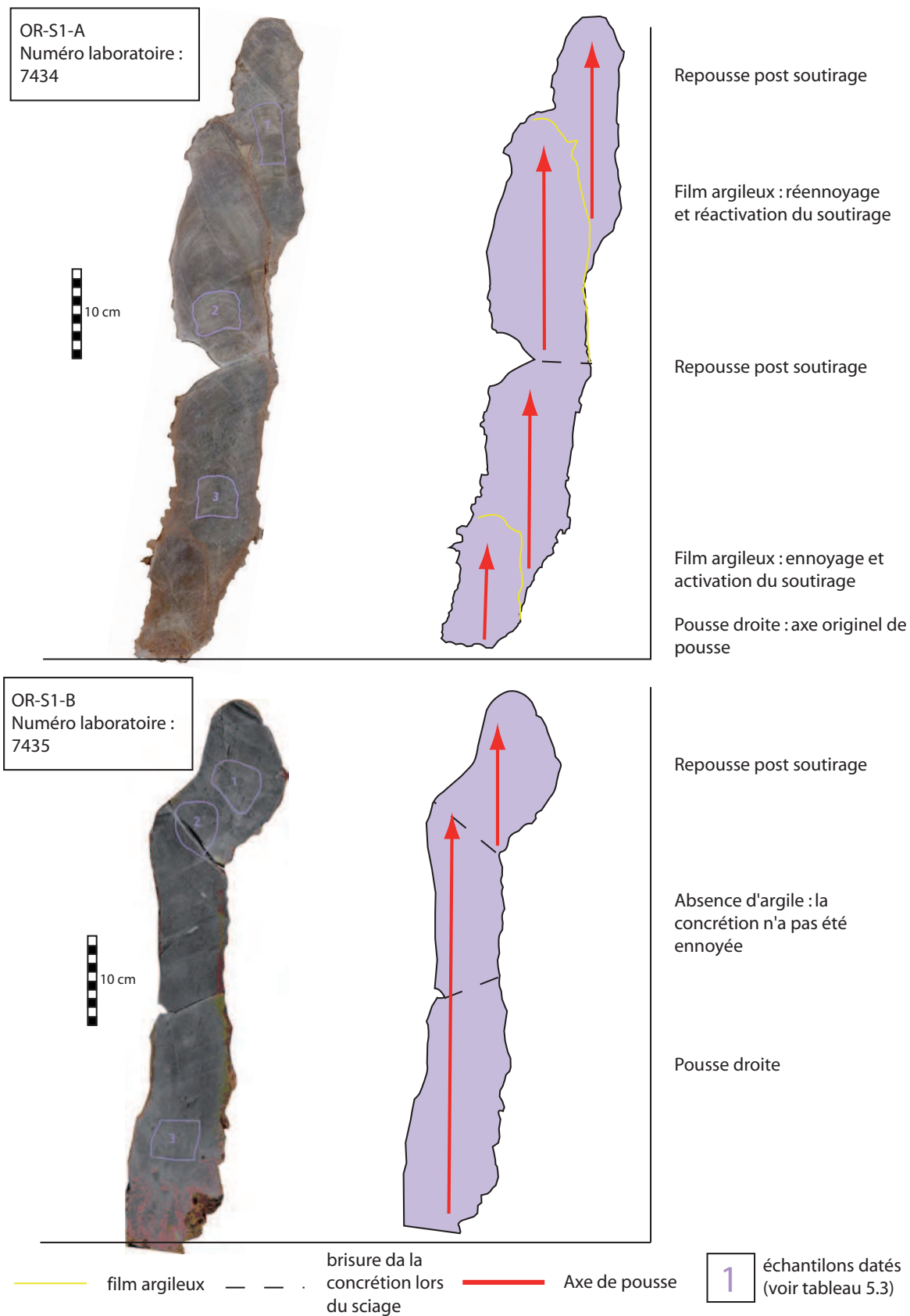


Figure 5.32

Identification des différentes phases de croissance d'une stalagmite sur section polie. Les niveaux argileux intercalés entre deux phases de croissance stalagmitique sont interprétés comme des niveaux de mise en charge des réseaux précédant chaque phase de soutirage.

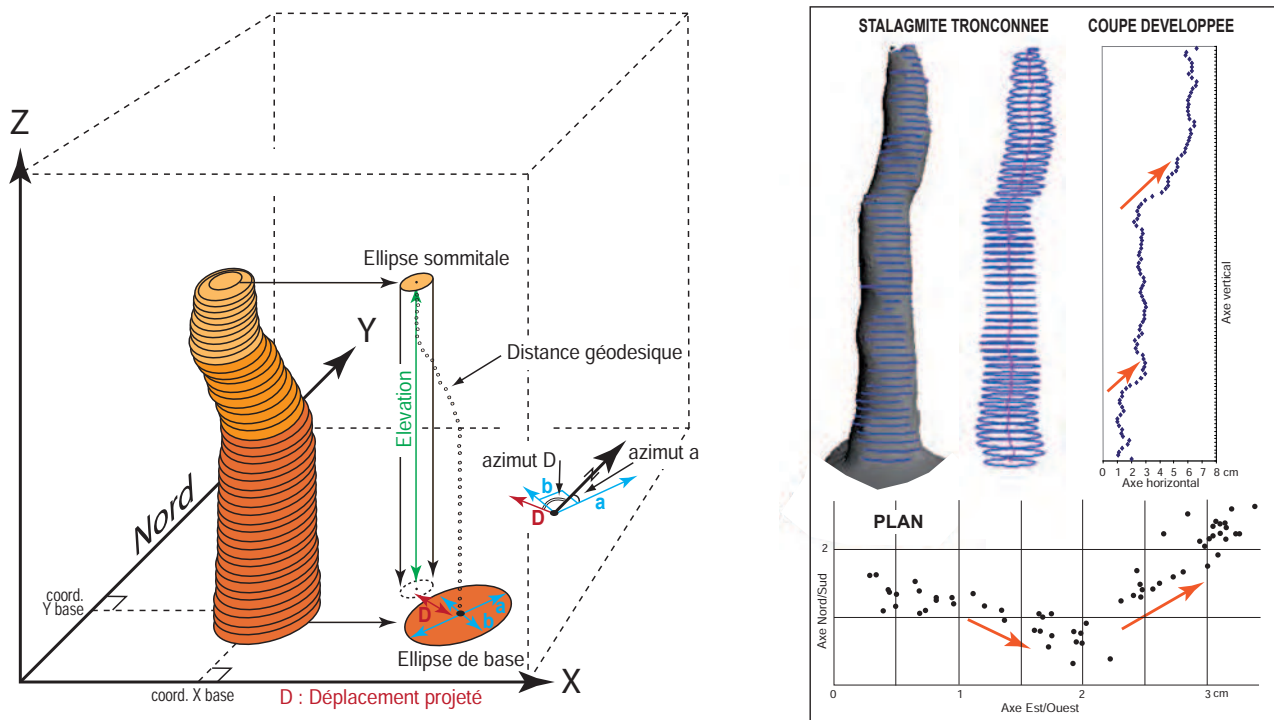


Figure 5.33

Image de gauche : vue idéale d'une stalagmite translattée et des différentes mesures extraites automatiquement du traitement informatique réalisé (coordonnées X, Y, Z) du centre de l'ellipse de base, diamètres a et b de cette ellipse, azimut de l'axe a , hauteur E de la stalagmite, déplacement D entre base et sommet, azimut de ce déplacement, distance géodésique. Analyse de la croissance sur une des stalagmites extraites du modèle 3D. Image de droite : La stalagmite (ou plutôt son clone numérique) est tronçonnée en sections successives. Les sections extraites permettent d'analyser la variation spatiale des centroïdes des ellipses successives. On identifie ici (en coupe développée et en plan) deux phases de translation marquée par les flèches orange. Elles témoignent de la mobilité du support de la stalagmite au cours du temps, le point d'alimentation restant fixe.

segmentation automatique qui a permis d'extraire des valeurs de translations sur 134 stalagmites influencées par le même point de soutirage. La méthodologie et la validité des résultats sont discutés dans l'article de Hajri *et al.*, (2009).

Le traitement spatial des informations obtenues sur la direction de chaque translation identifiée (figure 5.34) permet de constater que de nombreuses cellules de convection se mettent en place lors du fluage de la masse sédimentaire. Cette distribution multidirectionnelle du fluage peut être rapportée aux phénomènes de convection et de déformation anisotrope des corps sédimentaires observés sur des phénomènes de glissement de terrain.

Dans les salles 1 et 2 de l'aven d'Orgnac, les stalagmites translattées sont présentes sur quasiment toute la surface des sols ce qui permet d'étendre l'influence des soutirages à l'ensemble du réseau. Sur toutes ces stalagmites, la translation verticale enregistrée dans leur morphologie est comprise entre 3 et 5 cm quelque soit leur position proximale ou distale par rapport au point de soutirage. Cette observation couplée aux datations U/Th (Sadier *et al.*, 2007) réalisées sur 4 stalagmites permet d'annoncer que le processus de soutirage fonctionne selon la même dynamique depuis au moins 500 000 ans.

En rapportant la translation verticale (compris entre 3 et 5 cm) à la surface de la salle 2 (5000 m²), on peut estimer sur la base du fonctionnement actuel de ce processus,

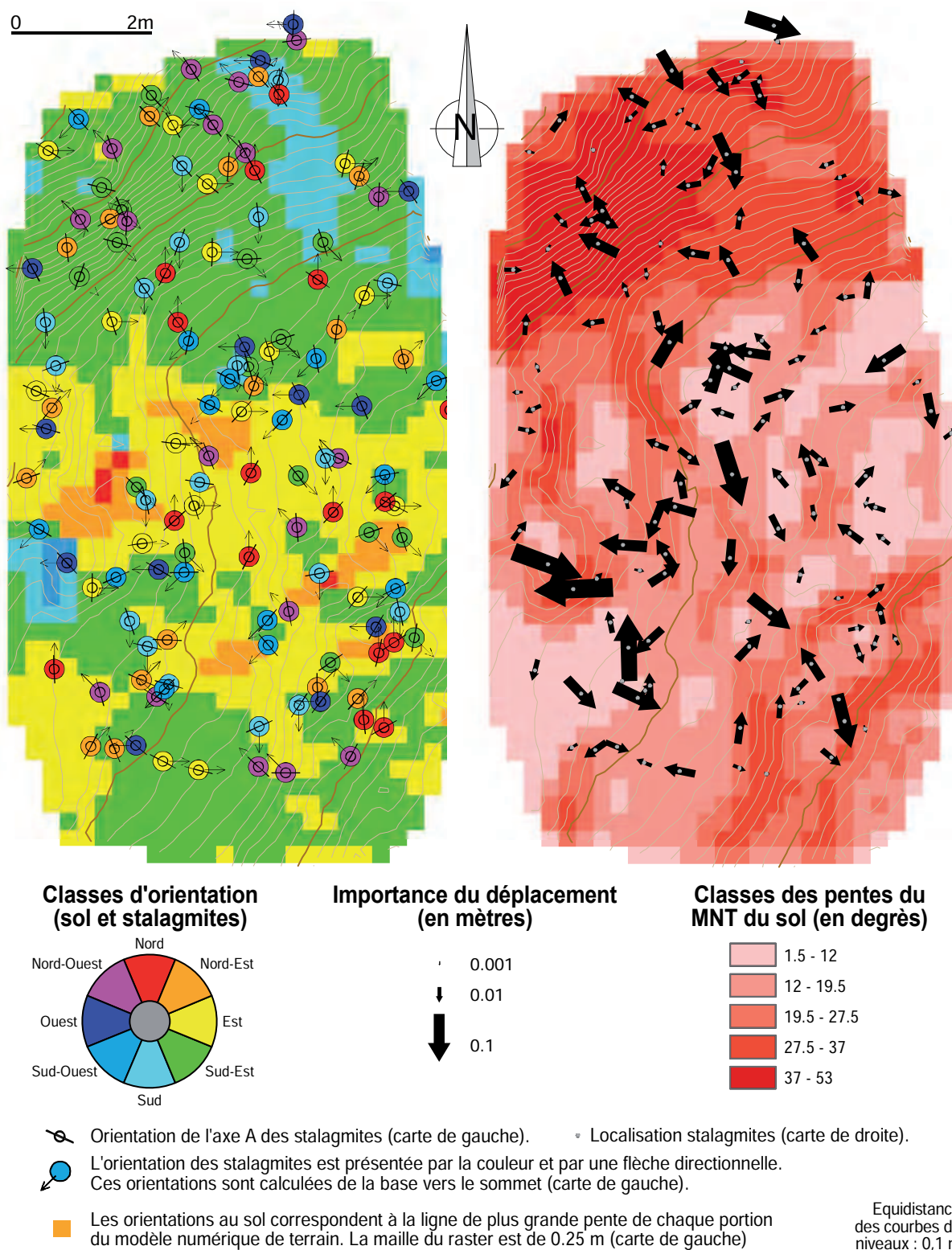


Figure 5.34

Résultats cartographiques des traitements réalisés sous système d'information géographique. à gauche, les orientations des déplacements des concrétions (de la base vers le sommet) sont comparées avec l'orientation du sol, selon huit classes directionnelles. Sur cette même carte, l'orientation de l'axe A de l'ellipse de base est représentée à titre indicatif. à droite, l'importance du déplacement, cette fois du sommet vers la base (le symbole est proportionnel à ce déplacement et correctement orienté) est comparé avec la carte des pentes (5 classes exprimées en degrés) (in Hajri et al., 2009)

l'évacuation d'environ 500 m³ de sédiments durant chaque phase de soutirage dont la durée peut s'étaler sur plusieurs milliers d'années. Le recoupement des âges U/Th met en évidence 3 ou 4 périodes de soutirage assez intense pour être enregistrée dans la morphologie des stalagmites. Ce qui implique une évacuation d'environ 2000 m³ de sédiments depuis 500 000 ans. En rapportant ce volume au volume de vide (volume dégagé de sa masse argileuse) de cette salle qui est d'environ 39 500 m³ il aurait fallu environ 10 millions d'années pour évacuer le volume de sédiment équivalent au volume de vide actuellement en place, en admettant que la salle 1 était entièrement colmatée à la fin de la période paragénétique (cf. supra) dont l'âge admis est 2 Ma environ (fin du pliocène, Jaillot *et al.*, 2007). Bien que ce calcul simplifie énormément les modalités du processus de soutirage, il montre que celui-ci a un fonctionnement actuel relativement stationnaire.

Il est possible de rapporter ces résultats à la genèse et l'évolution des structures karstiques qui se mirent en place après la phase de creusement paragénétique. En effet, lors de l'abaissement du niveau de base à la fin du Pliocène, les écoulements karstiques se sont restructurés. Or la mise en place de nouvelles structures de drainage efficaces prend du temps. (Lowe, 1992, 2000 ; Dreybroadt *et al.*, 1996, 2000 ; Palmer, 2007 ; Kaufmann, 2009). Durant cette phase de développement, le karst actif est peu transmissif et les mises en charge des systèmes annexes sont alors très fréquentes (Mangin, 1975). Cette fréquence élevée de mise en charge a permis d'enclencher et de soutenir durablement l'action des soutirages. Actuellement, les drains actifs qui collectent les écoulements du bassin versant de l'aven d'Orgnac sont suffisamment développés et seuls des événements pluviométriques exceptionnels occasionnent la mise en charge des réseaux fossiles comme ce fut le cas en 2002.

L'étude du fonctionnement actuel du processus de soutirage via l'analyse de la structure géométrique des stalagmites translitées a permis de comprendre une part des modalités de son fonctionnement tout en apportant des informations sur l'état d'évolution et le fonctionnement du réseau de drainage actuel. Comme cela a été décrit, le processus de soutirage peut impacter différemment les sols des galeries. En effet, son action peut s'étendre soit ponctuellement autour du point de soutirage, soit sur la totalité de la surface de la cavité et il semble que l'intensité du processus soit liée au positionnement du point de soutirage dans la grotte. C'est pour comprendre ces modalités de la variabilité spatiale de l'action du soutirage, qu'une étude de la répartition spatiale de ce phénomène a été menée à l'échelle d'une cavité entière

5.2.3.3. Analyse spatiale du processus de soutirage.

Les apports de l'analyse 2.5D d'un ensemble de données 3D

Plusieurs points de soutirage ont pu être identifiés dans les cavités investiguées. À l'aven d'Orgnac, leur report sur un plan de la cavité indique qu'ils situent tous sur la bordure du réseau (figure 5.35). Des observations dans d'autres cavités, au Liban, ont permis de reconnaître une organisation spatiale similaire (Nehme *et al.*, 2010)

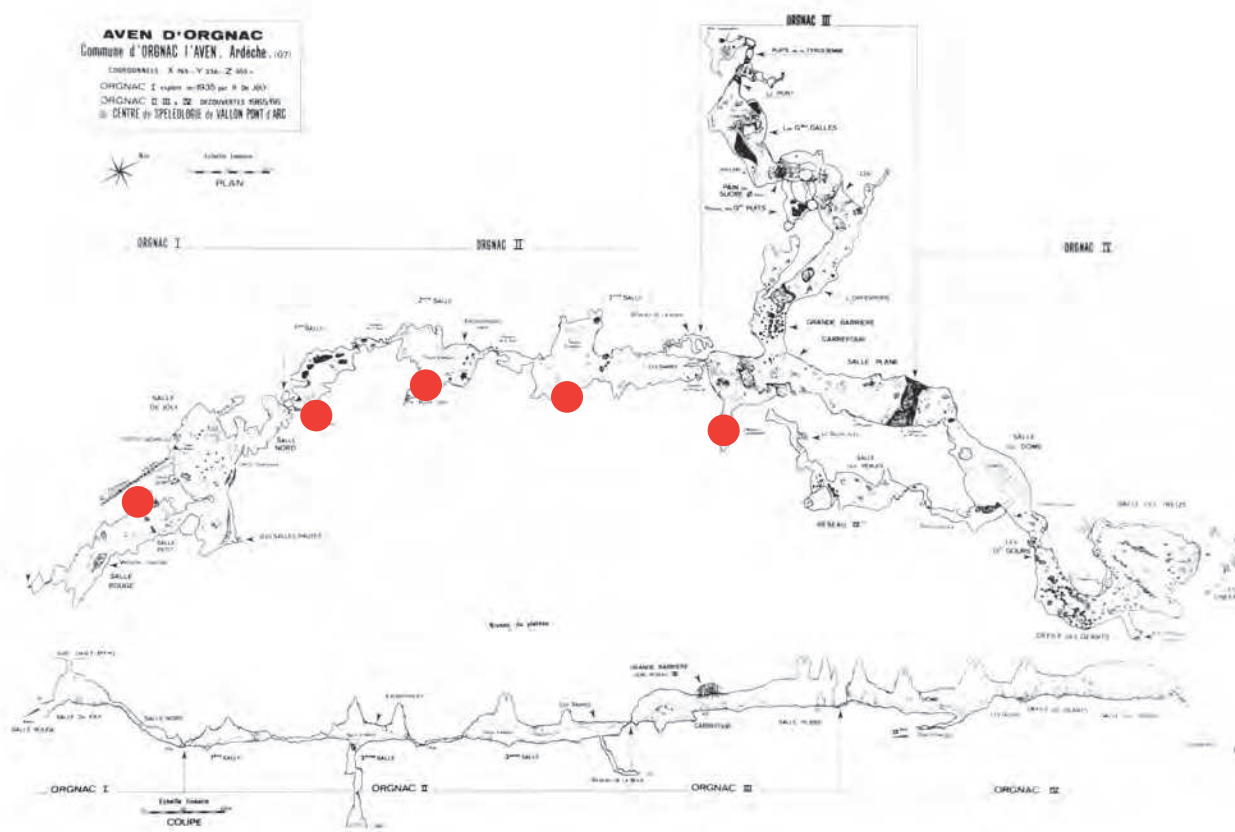


Figure 5.35

Localisation des grands points de soutirage (pastille rouge) dans le réseau spéléologique de l'aven d'Orgnac-Issi-rac. Noter que la plupart d'entre eux est à l'Est du réseau et se matérialisent par de vastes entonnoirs pouvant atteindre plusieurs décamètres en diamètre et une dizaine de mètres de profondeur.

Cette configuration ne semble cependant pas être systématique puisque dans d'autres cavités, telle que la grotte Chauvet, les soutirages se situent dans l'axe de la galerie (cf infra)

Pour étudier cette organisation spatiale des points de soutirages ainsi que l'étendue spatiale de ce processus, il a semblé pertinent de s'intéresser conjointement à la topographie des sols et des plafonds. En effet, alors que la topographie des sols (souvent encombré de dépôts) est marquée par l'action des soutirages, la topographie des plafonds (où la roche est à nue) peut être un bon indicateur de la structure géologique (fracturation) mais aussi de la genèse du drain et son étude pourrait ainsi apporter une part d'explication sur la répartition spatiale des soutirages. Bien que le processus de soutirage agisse au sol d'une cavité, il est donc pertinent de comparer leur localisation avec la morphologie du plafond. En outre, la géométrie de la voûte d'une galerie paragénétique ou bien épigénétique témoigne en partie de la topographie des sols avant que le processus de décolmatage entre en action ce qui permet d'appréhender l'épaisseur et l'architecture des sédiments avant soutirage.

Alors que l'importance des soutirages est avérée dans l'aven d'Orgnac (soutirages plurimétriques) (Jaillet *et al.*, 2004, 2007 ; Sadier *et al.*, 2007 ; Bersihand, 2009), une analyse plus fine de la topographie de la grotte Chauvet pourrait faire apparaître des micro-reliefs difficilement décelables lors de l'observation directe sur le terrain, observation contrainte par le cheminement sur passerelles. Cette analyse plus fine est possible en utilisant les données topographiques 3D haute densité acquis par lasergrammétrie.

Pour cela, les données 3D de la grotte Chauvet ont été réutilisées en profitant des

traitements déjà effectuée pour l'analyse des formes paragénétiques. Dans la salle 2 de l'aven d'Orgnac (site retenu pour cette question), les données utilisées proviennent de relevés topographiques effectués au télémètre laser et au compas électronique. Le nuage de point est beaucoup moins dense (environ 1 point par m² avec une précision 3D du point comprise en 5 et 10 cm). Cependant, cette maille est tout à fait suffisante pour la question posée ici. La topographie de la salle 2 se caractérise par une vaste dépression décamétrique et une succession d'importantes ruptures de pentes.

Dans la grotte Chauvet, des données plus denses étaient par contre nécessaires afin d'identifier des variations topographiques sur des sols relativement peu perturbés. C'est pourquoi une maille de 10 cm a été conservée, chaque point ayant une précision millimétrique (cf. partie 2).

Pour chacun des nuages de points, les sols et les voûtes ont été segmentés afin de réaliser une cartographie en relief (2.5D). Cette opération avait pour objectif de repérer les ruptures de pentes et des morphologies de dépression caractéristiques de l'emprise du processus de soutirage sur les sols.

Ces représentations cartographiques, accompagnées de profils topographiques permettent d'observer aisément l'empreinte de ce processus.

Dans l'aven d'Orgnac, l'observation de la topographie du sol et des profils topographiques couplée aux informations connues sur l'évolution spéléogénique de cette salle (Sadier, 2004 ; Jaillet *et al.*, 2005) permet de relever les informations suivantes (figure 5.36) :

- L'emprise du soutirage se situe au niveau de la dépression la plus importante de la salle. Un orifice non pénétrable se situe au fond de cette dépression d'environ 30 m de diamètre et de 10 m de profondeur. Il se connecte probablement avec le puits qui se développe à côté de la salle 2.
- La dépression ne se situe pas à l'aplomb des imposantes coupoles qui sont présentes au plafond. Ces coupoles constituent le chenal de voûte des écoulements paragénétiques
- La topographie des sols actuelle est inversée par rapport à la géométrie des sols post paragénétiques. Cette inversion topographique montre que le soutirage agit principalement sur le côté de la salle.
- L'emprise réelle du soutirage s'étend en fait à toute la salle comme l'indique la présence de stalagmites translitées (cf supra). En effet, même dans les secteurs situés au nord de la salle, la direction de translation indique le sud. Le soutirage affecte donc toute la pile sédimentaire.

Le croisement de ces informations avec le modèle de spéléogénèse proposée précédemment (figure 5.29) et les connaissances sédimentologiques de ces deux cavités (Perroux, 2005 ; Sadier *et al.*, 2007) permet de mieux comprendre les modalités de mise en place du processus de soutirage dans chaque cavité.

Le drain originel de l'aven d'Orgnac est un conduit d'origine phréatique dont la géométrie générale provient d'un écoulement continu et son creusement paragénétique implique l'existence d'une épaisse pile sédimentaire faisant au moins une cinquantaine

de mètre d'épaisseur si on se réfère au différentiel d'altitude entre la voûte et les points bas topographique. Des sondages réalisés dans la salle plane (Jaillet *et al.*, 2007) et dans la salle 2 (Perroux, 2005 ; Sadier *et al.* 2007) le confirment. A la fin de l'aggradation paragénétique et lors de la baisse du niveau de base, les écoulements se sont restructurés et ont creusés des conduits verticaux à proximité ou en trépanant le drain colmaté. C'est à partir de cet instant que le processus de soutirage est enclenché. Chaque mise en charge temporaire, liée au battement de la nappe phréatique, semble amorcer une phase de soutirage sur un temps encore difficile de déterminer. Dans cette salle, l'absence de rupture topographique abrupte suggère une évacuation des sédiments progressive par régularisation de la pente des dunes d'argile par exemple.

Toutefois dans la salle 1, dans la salle 3 et dans une moindre mesure la salle rouge, de grosses ruptures topographiques existent ce qui laisse supposer une certaine irrégularité dans l'expression du processus. Ce pourrait être associé à plusieurs vitesses d'évacuation ou à une variabilité de l'intensité de la mise en charge ou encore à un différentiel dans la nature et la fragilité des sols. En effet, les sondages (Jaillet *et al.*, 2007, 2010 cf. annexe 5.1) effectués dans le remplissage de la cavité ont révélés deux types de remplissages. Des sédiments allochtones (limons, sable fins) synchrones du creusement paragénétique aujourd'hui recouverts de sédiments autochtones (argiles brunes de décalcification) très plastique et très imperméable, issues des mise en charge temporaire des eaux de mise en charge. Cette couverture imperméable tend aussi à limiter les infiltrations dans le sol jusqu'à saturation permettant ainsi au sédiment de conserver leur cohésion et d'être moins sensible au processus de soutirage.

Dans la grotte Chauvet, l'observation de la topographie du sol et des profils associés permet d'apporter les informations suivantes (figure 5.37):

- Les soutirages se matérialisent au sol par des dépressions subcirculaires aux bordures extrêmement abruptes voir verticales. Ces dépressions topographiques ont une emprise au sol comprise entre 2 m pour celles situées dans la salle Brunel et 8 m pour celles situées dans la salle Hillaire (figure 5.38) et la salle du Fond (figure 5.39).
- Les soutirages sont situés quasiment à l'aplomb des points hauts topographiques de la voûte des salles dans lesquels ils se situent. Dans la salle Hillaire, le soutirage se situe à l'aplomb d'une très grande cheminée. Dans la salle du fond, bien que la cheminée soit de taille plus modeste, elle constitue tout de même le point haut topographique de ce volume.
- L'observation attentive des sols permet d'identifier un ensemble de talus dont la pente est orientée vers l'entonnoir de soutirage (trait jaune sur la figure 5.37). L'observation en plan de ces talus de 20 ou 30 cm de hauteur révèle une organisation subcirculaire autour du point de soutirage. Le ruissèlement non pérenne suit cette organisation comme en témoigne l'orientation des micro-gours dans la salle Crane ou l'orientation de certains artefacts archéologiques (Fosse *et al.* 2005).
- le fond du soutirage dans la salle du fond (figure 5.37) atteint la cote alti-

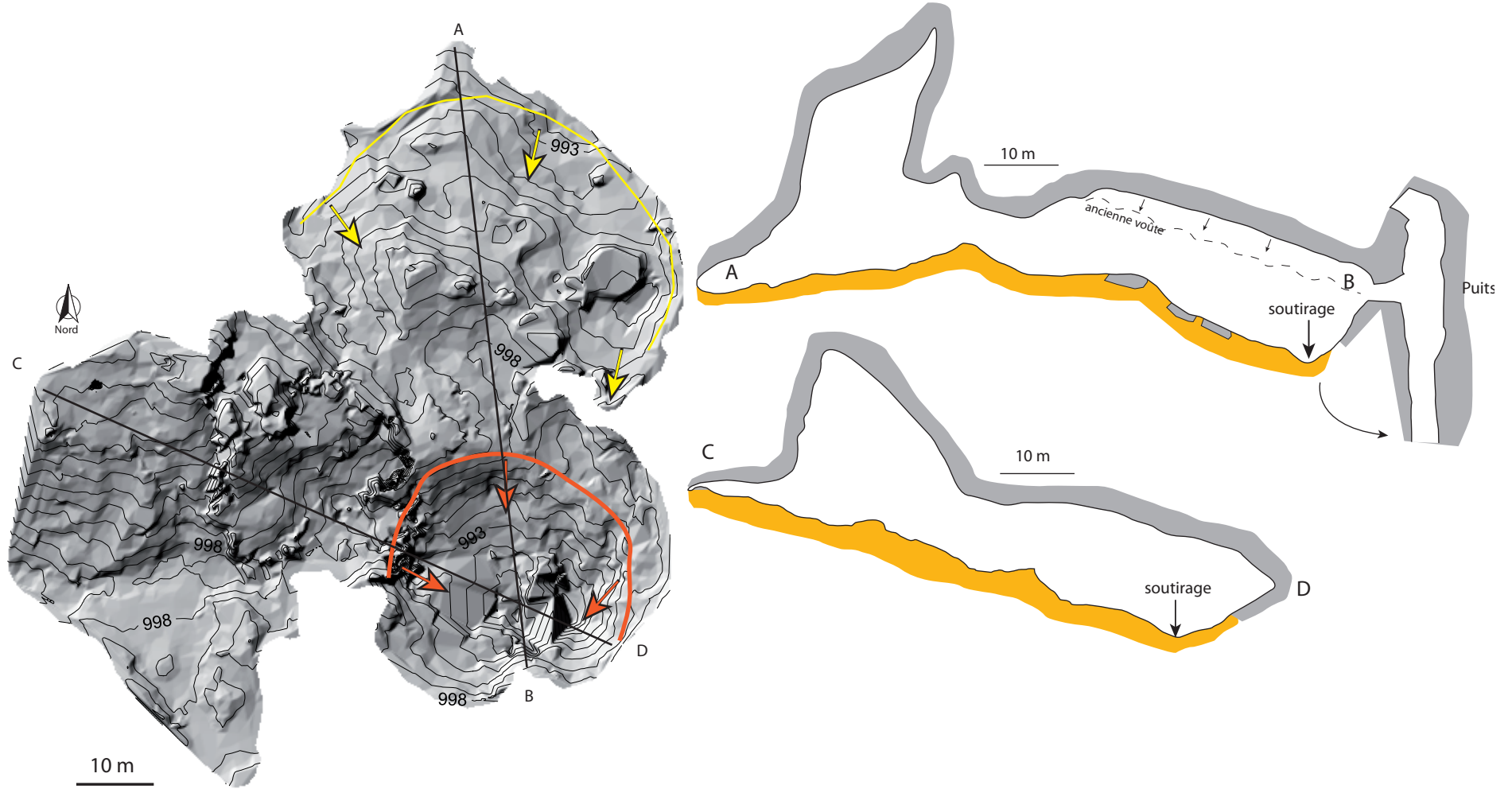


Figure 5.36 (ci-dessus)

Topographie des sols et sections associées de la salle 2 des réseaux d'Orgnac Issirac. Les lignes rouges délimitent les points de soutirage. Les lignes jaunes marquent l'aire d'influence du processus de soutirage

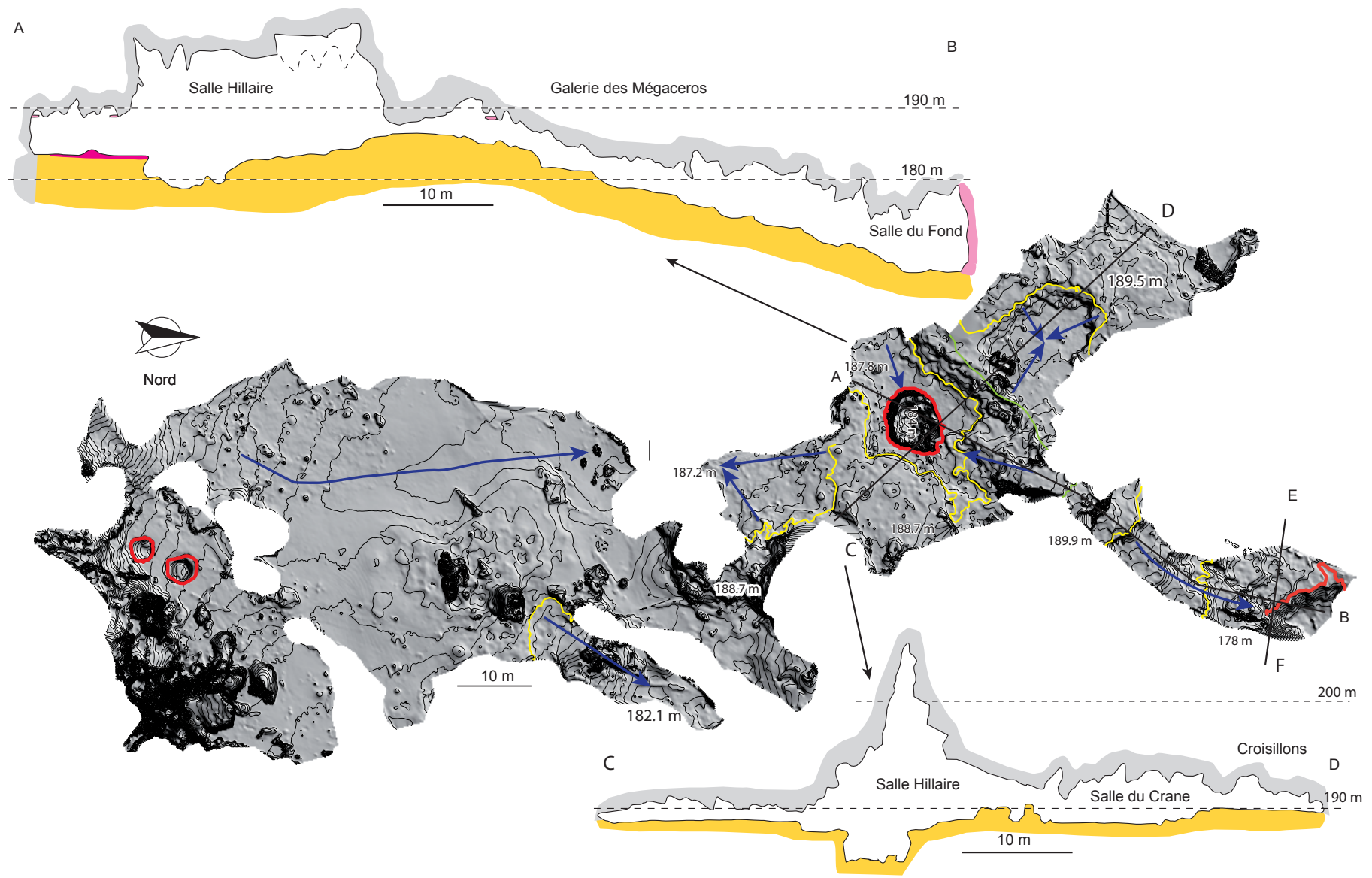


Figure 5.37 (ci-dessous)

Topographie des sols de la grotte Chauvet et sections associées. Les lignes rouges délimitent les points de soutirage. Les lignes jaunes marquent l'aire d'influence du processus de soutirage. Les flèches bleues indiquent des directions de ruissellements (ou de paléo réssuyage).

tudinale de 178 m NGF. Dans le secteur d'entrée, à l'extérieur de la grotte, des remplissages allochtones (petits galets quartz) ont été reconnus à la cote 182 m NGF.



Figure 5.38

Soutirage dans la salle Hillaire de la grotte Chauvet. En bas à gauche, on reconnaît une rupture de pente très abrupte qui limite l'entonnoir principal du soutirage. Sur la droite, on identifie des banquettes limoneuses dont l'organisation subcirculaire autour du point de soutirage révèle l'influence étendue du soutirage. Sur les parois notez les marques grisâtres qui témoignent de l'altération du calcaire au contact des remplissages lorsque la cavité était entièrement comblée de sédiments. Ces marques grisâtres correspondent à des racines d'altération (Delannoy et al., 2008 ; photographie : Lionel Guichard)

Le croisement de ces informations avec le modèle de spéléogenèse proposée précédemment (figure 5.29) et les connaissances sédimentologiques de ces deux cavités (Delannoy *et al.*, 2004 ; Ferrier *et al.*, 2005) permet de comprendre les modalités de mise en place du processus de soutirage dans chaque cavité.

Il apparaît tout d'abord que l'épaisseur de la pile sédimentaire de cette cavité (grotte Chauvet) est relativement modérée, d'un maximum de 20 m environ à la fin de la période paragénétique. Cette épaisseur est déduite de la reconnaissance de la base du sédiment à 182 m NGF (cf. chapitre 7) et de la position moyenne des voûtes situées en moyenne à 200 m NGF. Actuellement, l'épaisseur de cette couche est de l'ordre de 5 à 10 m. La nature de cette couche de sédiments (limons ainsi que sable et galets à la base du remplissage) lui confère une perméabilité modérée mais suffisante pour permettre des infiltrations assez rapide. Lors de l'invasion de la galerie par des eaux d'infiltration ou par des battements de la nappe phréatique (lorsque le niveau de base

sols relativement plans de la grotte Chauvet semblent montrer que l'action du soutirage est spatialement limitée aux entonnoirs abrupts et profonds, la reconnaissance de petits talus sédimentaires dont l'organisation en plan est sub-circulaire montre que l'emprise du processus de soutirage affecte toute la surface des sols de la grotte (figure 5.39). L'origine des sols plans montre donc que d'autres processus interviennent en parallèle. En effet, l'analyse des corps sédimentaires (Kervaso, 2003) montre des surfaces de ravinement et des dépôts au sein de la coupe sédimentaire mis au jour dans l'entonnoir de soutirage de la salle Hillaire.

Enfin, une dernière réflexion peut être engagée à propos de l'altitude de la base du conduit originel reconnu par endroit dans la grotte Chauvet. Le croisement des infor-



Figure 5.39

Soutirage dans la salle du Fond de la grotte Chauvet. Au premier plan, les sols argilo limoneux ont une pente comprise en 5 et 20°. Des petits talus sont présents mais sont très fortement perturbés et remaniés par les nombreuses bauges à ours. Au dernier plan, on voit le point de soutirage et il est possible d'identifier la rupture de pente au delà de laquelle le talus est à plus de 50°. Au plafond, notez l'alignement des pendants de voûte qui révèlent l'influence de la fracturation. Notez également la correspondance entre point de soutirage et les points hauts de la voûte (photographie : Lionel Guichard).

se situait à proximité de la cavité), celles-ci peuvent aisément traverser les sédiments et s'évacuer par les tubes de soutirage préexistant (figure 5.38). C'est pourquoi les points de soutirage se localisent au centre de la galerie, et sur les points de fragilité de la roche encaissante (correspondance avec les points topographiques les plus élevés de la voûte). Cette observation apporte dès lors un argument supplémentaire à l'hypothèse d'un creusement paragéométrique d'inondation de la grotte Chauvet. Ensuite, alors que les

mations provenant de reconnaissance des contacts géomorphologiques avec le bedrock et des points bas des entonnoirs de soutirage est à ce titre intéressant car il permet de fixer des cotes fixes ou minimales à la base de la cavité. Celle-ci a été reconnue clairement à la cote 181 m NGF dans le secteur d'entrée et à 188 m NGF dans le secteur du seuil et dans la galerie du Cierge (Delannoy *et al.*, 2004). Les altitudes des points bas permet de la fixer à au moins 178 m NGF dans la galerie du Fond, 182 m NGF dans la galerie du Cactus et dans le soutirage de la salle Hillaire. Ce différentiel d'au moins 10 m entre les différents permet d'apporter un argument supplémentaire sur l'origine épinoyé du drain originel de la grotte Chauvet. En effet, les cotes altimétriques reconnues semblent lui conférer un profil en montagne russe typique des conduits d'origine épi-noyée (Hauselmann, 2002 ; Audra *et al.*, 2011). Par ailleurs cette caractéristique géométrique du drain a été reconnu dans la zone épi-noyée de la zone d'étude (cf. partie 5.3 : réseau du Pradier).

L'ensemble des observations menées à l'aven d'Orgnac et dans la grotte Chauvet permet de proposer un schéma de mise en place et d'évolution de l'action des soutirages en fonction de la nature du conduit dans lequel il opère (figure 5.40, figure 5.41 A, B et C).

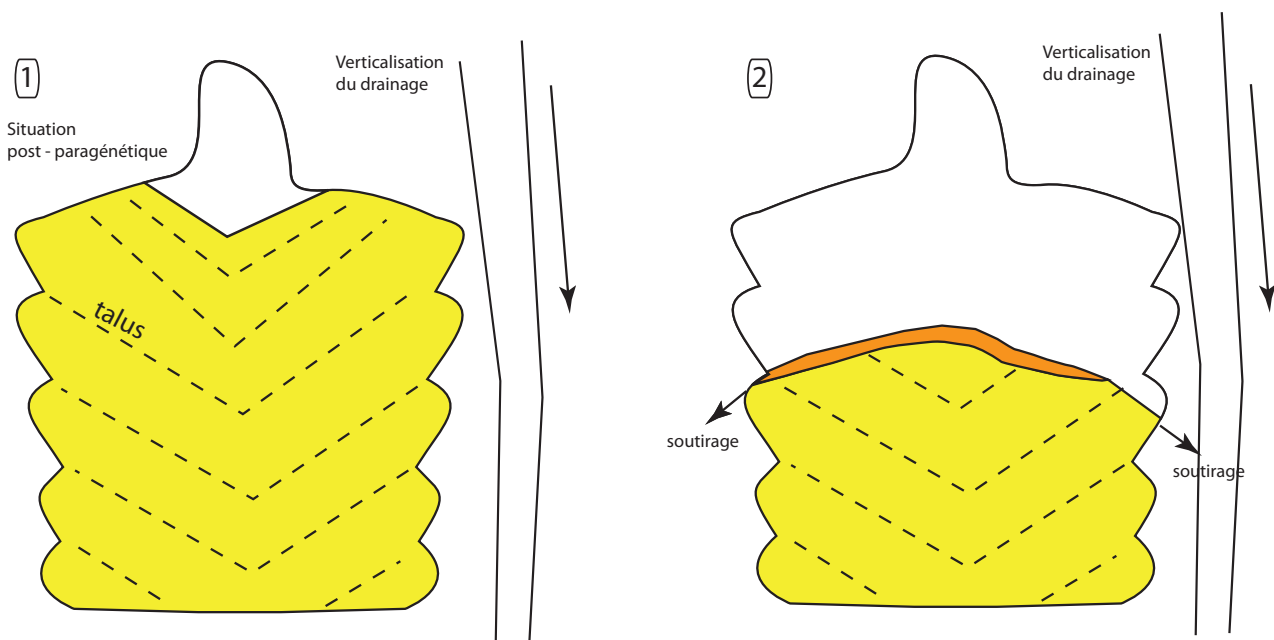


Figure 5.40
Processus de soutirage dans les galeries paragenétiques qui ont évolué dans un contexte noyé. Les soutirages latéraux laissent un relief résiduel au centre de la galerie.

Dans le cas d'un conduit développé en zone noyée du karst et qui a évolué par creusement paragenétique, l'abaissement du niveau de base provoque une restructuration verticale du drainage. Il est probable que cette restructuration soit contrainte par la forte épaisseur des dépôts paragenétiques qui fait obstacle aux écoulements que leur faible compétence ne permet pas de ré-inciser. L'activation du processus de soutirage est favorisée par les mises en charge temporaire du réseau par remontée de la nappe phréatique. Dans le cas de l'aven d'Orgnac, il est alors possible que les salles fonctionnent alors comme un système annexe (Mangin, 1975) qui reçoit et tamponne les écoulements que le nouveau karst actif n'a pas la capacité d'absorber. La vidange de ces

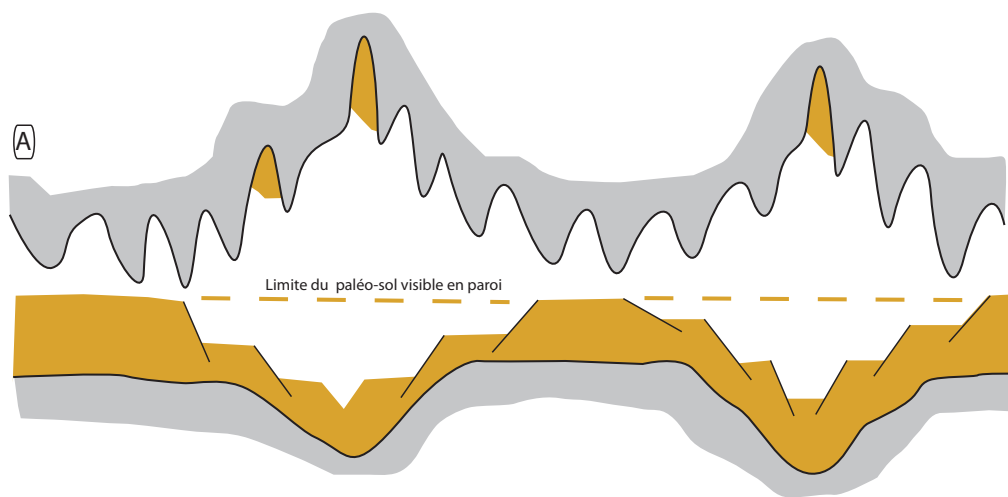


Figure 5.41 A
Genèse (ici à la grotte Chauvet) des talus tournés vers le point de soutirage et dont l'organisation est sub-circulaire. Une limite caractéristique de la dernière limite de remplissage est parfois préservée sur la paroi. Notez la persistance de quelques poches de sédiments entre les pendants de voûte.

mises en charge passe par de petits conduits par lesquels est soutiré les remplissages. A chaque mise en charge, des argiles brunes, très plastiques, se décantent en discordance sur les remplissages concomitants au creusement paragénétique. La très forte cohésion de ce dépôt limite l'action du ruissellement et la topographie générale en « dune » ne se nivelle que très peu.

Lors de la restructuration du drainage s'effectue dans une cavité ou les dépôts paragénétiques semblent moins épais (cas de la grotte Chauvet), il est probable que des tubes de soutirages préexistant au creusement paragénétique puissent se réactiver (figure 5.41 A)

Puis, le ruissellement des eaux à la surface des sédiments conduit progressivement au nivellement de la topographie et de petites mises en charge permettent de « lisser » la topographie (figure 5.41 B) sans réactiver le soutirage (Kervazo, 2003). Lorsque la fréquence des mises en charge diminue, des planchers stalagmitiques se mettent en place progressivement et scelle la surface topographique. La mise en place de ces planchers permet de supposer que les ruissellements sont moins compétents (vitesse régulée par une couverture pédologique à la surface ?) et leur caractère incrustant peut provenir de variations climatiques.

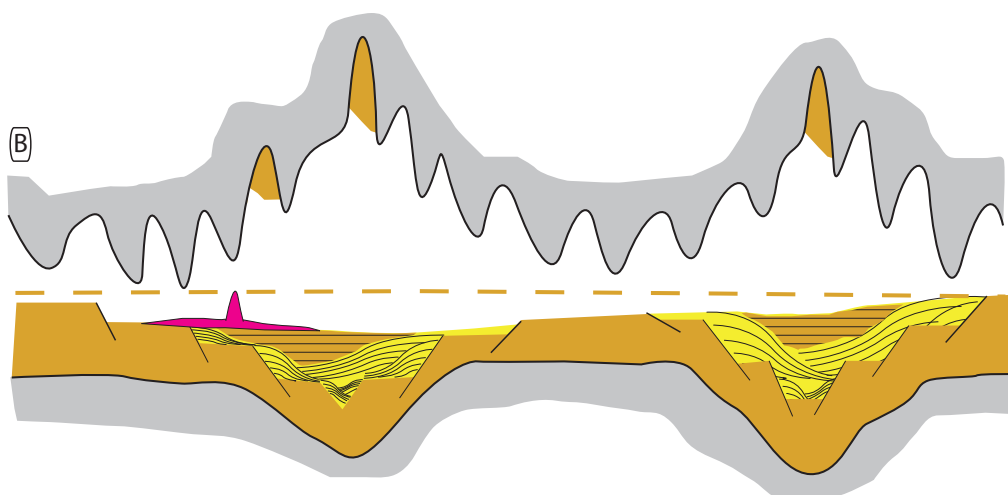
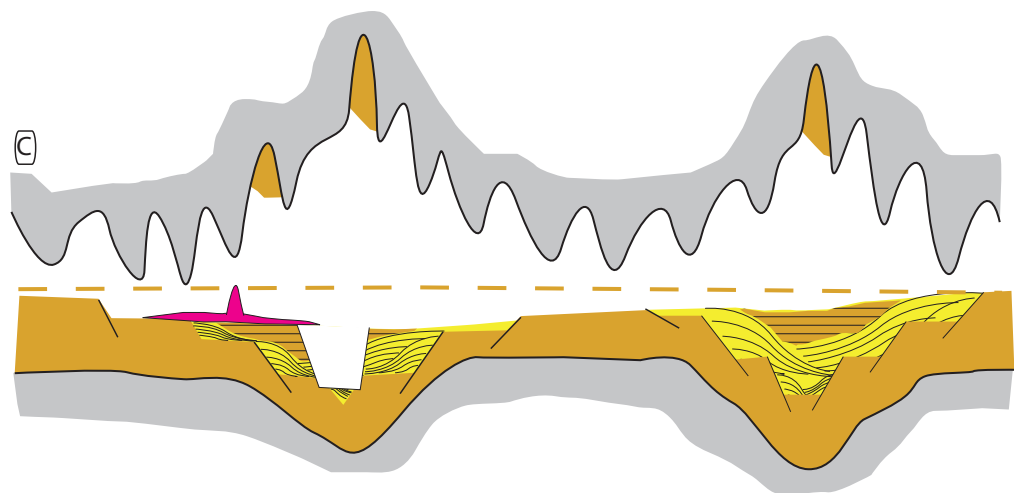


Figure 5.41 B
Le ruissellement d'eau claire provoque un nivellement progressif des sols aboutissant à une topographie relativement plane (ici à la grotte Chauvet). Quelques banquettes sédimentaires subsistent sur la périphérie des salles. L'étude de la géométrie des corps sédimentaires sur une coupe mis au jour par un soutirage a permis d'en déduire ce processus d'aplanissement (Kervazo, 2003).

Enfin le processus de soutirage se réactive et un nouvel entonnoir se met en place en s'emboitant dans le précédent (Kervazo, 2003) (figure 5.41 C). Ce phénomène a été observé après une mise en charge conséquente du réseau dans la grotte des deux ouvertures (Ardèche). Dans cette cavité, ce processus a presque été observé «en direct» après une importante mise en charge. Une dépression de 4 m de diamètre et d'une profondeur de 1.5 m s'est mise en place en quelques heures consécutivement à la vidange des eaux de mise en charge au droit d'un petit conduit creusé par les spéléologues lors de la désobstruction dans le sédiment qui avait permis la découverte de la grotte (Sadier, 2009). Dans l'aven d'Orgnac, le soutirage des salles rouges s'est aussi réactivé suite à la mise en charge presque totale de cette salle suite aux épisodes pluvieux exceptionnels de 2002.

Figure 5.41 C

Nouvelle phase de soutirage tronquant les surfaces d'érosion et de dépôts précédemment mis en place par ravinement. Cette configuration est actuellement observée dans le soutirage de la salle Hillaire, à la grotte Chauvet.



Alors que les sols plans sont souvent interprétés comme la marque de l'abandon du drain par les écoulements souterrains correspondant à l'abaissement du niveau de base (Camus, 2003), l'étude des sols de la géométrie du sol dans la grotte Chauvet a permis de montrer que l'origine de la planéité des sols peut provenir de l'interaction entre plusieurs processus : le soutirage et l'érosion causée par les ruissellements vadoses postérieurs à l'abandon.

L'étude comparative de la structure géométrique des sols dans les cavités de l'aven d'Orgnac et de la grotte Chauvet montre que les mises en charge temporaires du réseau est le facteur principal de l'activation du processus de soutirage mais que les modalités de leurs mises en place diffèrent selon le type de drain dans lequel le processus agit. La convergence des observations sur la répartition spatiale de ce processus avec les connaissances sur la morphogenèse des formes élémentaires du karst acquises via l'analyse 3D montre que l'étude des soutirages est un vecteur d'information pertinent pour appréhender la nature du drain étudié, et dans une certaine mesure sa géométrie originelle.

5.2.4. Conclusion

L'acquisition et le traitement de modèles 3D acquis par lasergrammétrie dans les grottes a permis de travailler d'étudier et d'analyser la géométrie des formes et des formations de l'endokarst et ainsi mieux connaître les processus morphogéniques et leur moteurs associés. Au-delà de la représentation 3D permise par la visualisation des géométries sur des modèles 3D, c'est le traitement statistique et cartographique de ces données tridimensionnelles qui a permis d'apporter des connaissances sur les paramètres qui influencent l'élaboration de chacun des objets étudiés mais aussi de définir le contexte favorable à leur genèse.

Ainsi, dans le secteur d'étude, il a été montré que les galeries ornées de banquettes limites ont évolué par creusement paragénetique dans la zone noyée du karst et que les galeries dans lesquelles se trouvaient de très larges poutres de voûtes ont évolués par creusement paragénetique d'inondation (paragenesis flood water) du karst. De plus, l'étude de la géométrie des sols (surface de remplissage) a permis de mieux comprendre les processus actifs dans le décolmatage de ces galeries tout en apportant des informations sur la nature du drain karstique originel corroborant les connaissances acquises auparavant à partir de l'analyse des formes. C'est en particulier via l'analyse de la répartition spatiale des points de soutirage que ces informations ont pu être collectées.

La prise en compte de ces nouvelles connaissances morphogéniques sur les formes élémentaires du karst, permettent à présent d'entreprendre l'étude de la spéléogénèse des cavités du secteur d'étude.

5.3. RECONSTITUTIONS SPÉLÉOGÉNIQUES DES CAVITÉS DES GORGES DE L'ARDÈCHE

Cette partie est consacrée à l'étude de l'évolution spéléogénique de plusieurs cavités qui représentent des jalons importants pour la compréhension de l'évolution paléogéographique des gorges de l'Ardèche (Delannoy *et al.*, 2004, 2007 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006 a, b, 2009 ; Jaillet *et al.*, 2007, Tassy *et al.*, 2013). L'objectif est ici d'affiner l'évolution spéléogénique de ces cavités par le biais de l'approche géomorphologique en intégrant les connaissances qui ont été apportées par l'analyse des formes qui y sont contenues. L'approche géomorphologique permet, en effet, d'identifier les différentes étapes de mise en place des formes et des dépôts endokarstiques en s'appuyant sur leur logique d'emboîtement et pour cela, il sera parfois nécessaire de recourir à la visualisation en 3D des réseaux spéléologiques.

Le premier ensemble de cavités étudiées dans ce mémoire correspond aux conduits relevant d'un creusement syngénétique. Les réseaux spéléologiques qui caractérisent le mieux ce processus correspondent au réseau de Foussoubie et au réseau des fées.

Le second ensemble de cavités étudié correspond aux conduits relevant d'un creu-

sement paragénétique et les réseaux spéléologiques qui caractérisent le mieux cet ensemble sont l'aven d'Orgnac en position d'interfluve entre l'Ardèche et la Cèze, l'ensemble des cavités qui se situent dans le massif karstique en position d'interfluve entre l'Ardèche et l'Ibie dont fait partie la grotte Chauvet, et enfin la cavité de l'aven Double.

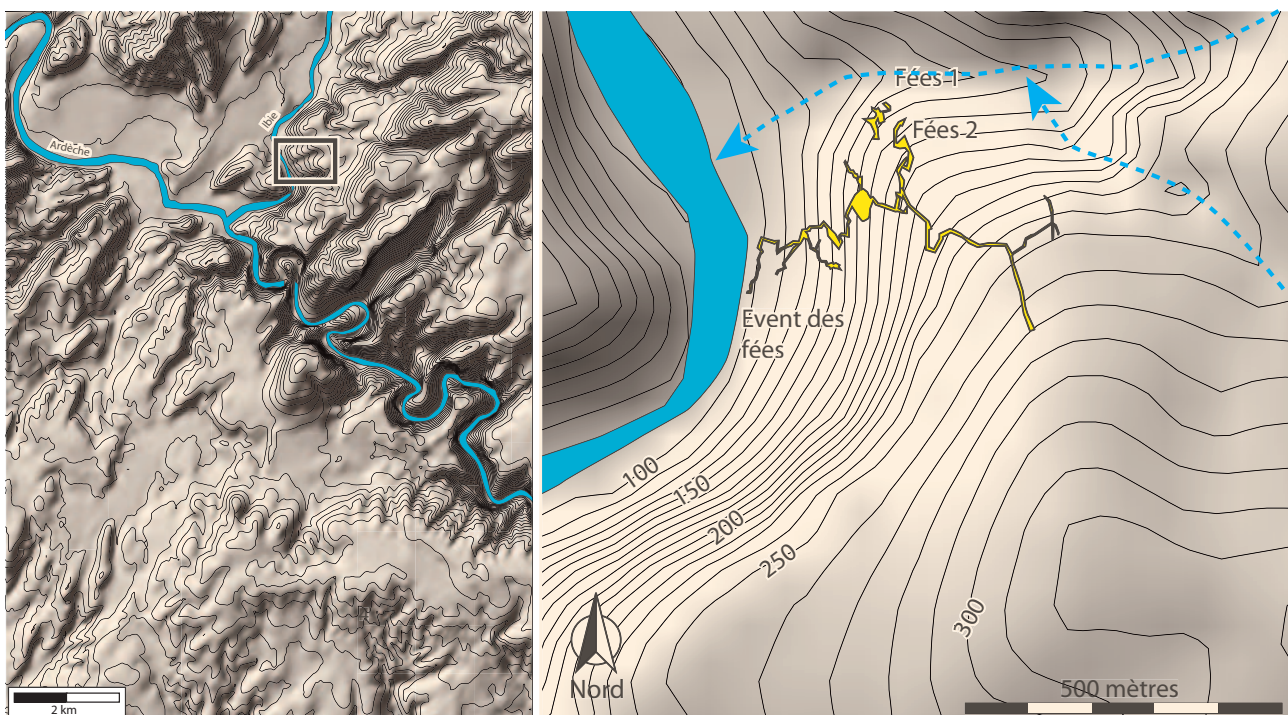
5.3.1. Reconstitutions spéléogéniques des réseaux syngénétiques

Jusqu'à présent, les réseaux spéléologiques témoignant d'un creusement syngénétique ont été peu décrits et relativement ignorés pour reconstituer la paléogéographie des gorges de l'Ardèche. Pourtant, l'étude spéléogénique de ces réseaux apporte des connaissances importantes à la compréhension de l'organisation spatiale et géomorphologique des vides souterrains dans le contexte géographique actuel. Ces informations constituent donc un préalable nécessaire pour engager une réflexion sur les structures karstiques plus anciennes. Les deux réseaux spéléologiques étudiés dans ce cadre évoluent actuellement par creusement syngénétique et se caractérisent par deux contextes hydrogéologiques différents. En effet, le réseau des Fées est alimenté essentiellement par des eaux d'infiltration provenant d'un plateau calcaire alors que la goule de Foussoubie est une perte d'un écoulement aérien non pérenne.

5.3.1.1. Etude spéléogénique du réseau des Fées.

Le réseau spéléologique des Fées se situe dans la vallée de l'Ibie (figure 5.42). Cette vallée de l'Ibie prend naissance au pied du massif du Coiron sur la commune de Villeneuve-de-Berg et termine son parcours après une trentaine de kilomètres dans l'Ardèche à l'entrée des Gorges. Son bassin versant se structure à l'amont sur des assises du néocomien (Valanginien – Hauterivien) aux affleurements marneux ou marno-cal-

Figure 5.42
localisation géographique du réseau spéléologique des Fées (topographie Spéléo-Club Aubenas).



caire ainsi que sur des assises du Barrémien inférieur de nature imperméable. A l'aval, le cours d'eau entaille les calcaires du barrémien inférieur et supérieur à faciès urgoulien. C'est dans cette zone de contact entre les terrains imperméables et les terrains perméables que les circulations hydrologiques aériennes se perdent progressivement dans le karst, pour complètement disparaître en aval. Dans le secteur d'étude, la vallée de l'Ibie est donc empruntée par des écoulements non pérennes qui ont lieu lors d'épisodes de crues. Elle constitue un ancien méandre de l'Ardèche (Meynneron, 2004, Mocochain *et al.*, 2009).

L'orientation du réseau spéléologique est globalement Est / Ouest et se branche sur l'Ibie qui constitue donc le niveau de base local.

Le réseau spéléologique des Fées (ou réseau du Pradier) est un système regroupant plusieurs cavités (évent des fées (ou du Pradier), Aven des fées n°2). La jonction spéléologique entre ces deux cavités a été effectuée par le Spéléo club d'Aubenas et du Césame (Marchand, inédit) Cet ensemble spéléologique présente les caractéristiques générales suivantes :

- une topographie accidentée avec une succession de ressauts et d'escalades. Si ils ne sont jamais d'un dénivelé très important (5 – 10 mètres), ils confèrent à la galerie un profil en montagne russe ;
- les points les plus bas sont des regards sur des siphons pouvant atteindre la cote -28 mètres par rapport à l'entrée, soit 76 mètres NGF (figure 5.43). On se situe alors à une dizaine de mètres en dessous du talweg de l'Ibie. En période d'étiage, on ne détecte pas de circulations hydrologiques dans les vasques et les eaux ont une apparence stagnante ;
- des morphologies pariétales épi-phréatiques. On relève des cupules d'érosion et localement des pendants à la morphologie effilée. Des cheminées sont aussi présentes et sont interprétées comme des cheminées d'équilibre de mise en charge. En effet, à leur sommet, on n'observe pas de point d'alimentation en eau comme on peut le voir dans des puits vadoses. Ces cheminées sont nappées d'argile.
- Une limite « noirâtre » sur les parois et les cheminées marque un niveau d'enneigement régulier

La vue en coupe de la vallée de l'Ibie (figure 5.43) et du réseau spéléologique du Pradier permet de comprendre comment se répartissent les vides karstiques correspondant à ce réseau spéléologique. Les regards sur la nappe phréatique correspondent à des morphologies de type salle qui prennent l'allure d'amples vasques situées sur des fractures. Le report altitudinal de ces regards permet de constater que la zone noyée se situe bien environ 15 m en-dessous de l'actuel talweg de l'Ibie. Cette altitude de 76 m NGF correspond environ à celle de la confluence Ardèche / Ibie plus en aval. A proximité du versant, on voit très bien les structures de rattrapage épiphréatique de l'endokarst qui sont les deux points d'exurgences des écoulements endokarstiques. Ces exurgences fonctionnent quand l'Ibie est en crue. Les deux événements sont empruntés successivement selon le niveau de crue.

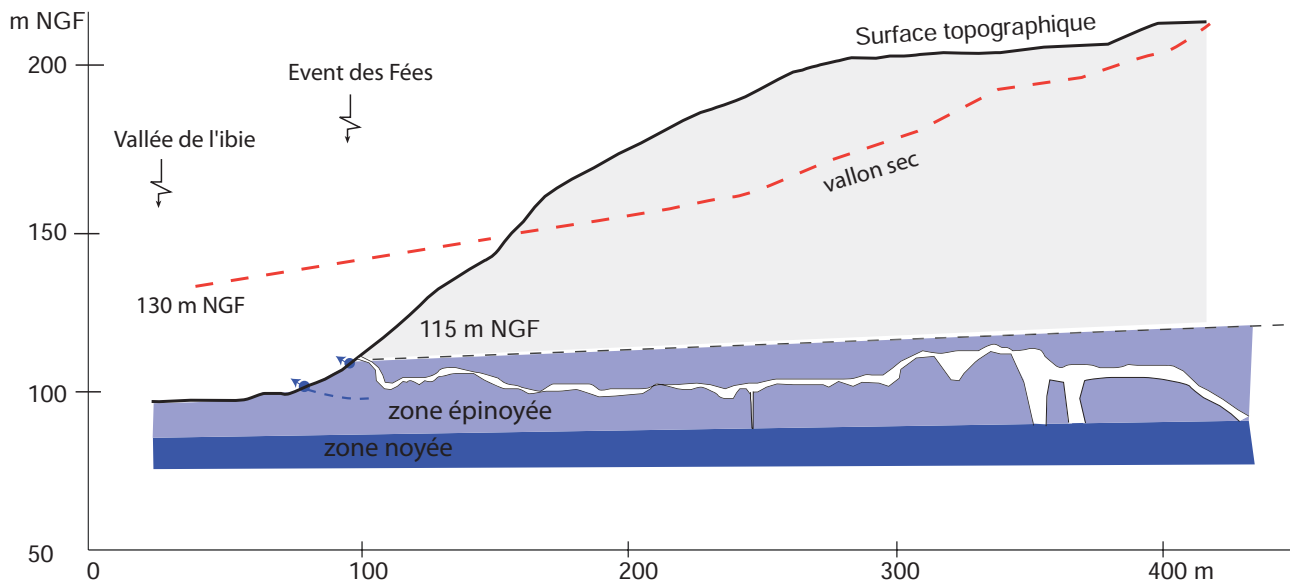
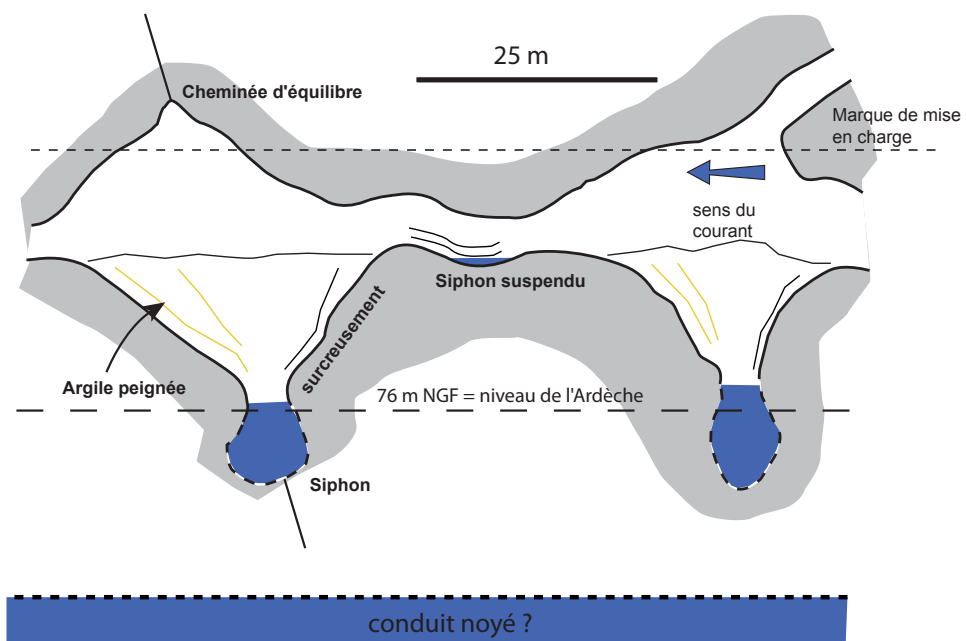


Figure 5.43
Coupe projetée du réseau Pradier sous la surface topographique. Les points bleus matérialisent les exurgences karstique qui fonctionnent lors d'épisode de crues. On voit bien qu'une grande majorité du réseau épi-phréatique se développe à une cote altitudinale proche de l'Ibie alors que les siphons représentent le niveau piézométrique commandé par l'Ardèche.

L'observation des conduits à l'amont du réseau (figure 5.43) a permis de relever des formes caractéristiques du fonctionnement épinoyé dans un contexte de creusement russe et la présence d'argile peignée sur la face opposée permettent de déterminer le mode de fonctionnement de la galerie lorsqu'il est emprunté par des écoulements. Tout d'abord les circulations hydrologiques des hautes eaux ont un parcours cascasant au moment où le réseau se met en charge et sont à l'origine du surcreusement de la partie amont des montagnes russes. Lorsque le réseau est complètement en charge et sous pression, les cheminées d'équilibre fonctionnent et évoluent pour progressivement permettre l'absorption de la totalité des eaux de crues. Enfin, lorsque l'eau se vidange, elle dépose un film d'argile repris ensuite par les ruissellements qui sont à l'origine des argiles peignées. Cet ensemble de témoins morphologiques correspondent à un fonctionnement épiphréatique (Hauselmann, 2002, Audra *et al.*, 2004, 2007 ; figure 5.44).

Figure 5.44
Vue en coupe d'une portion de galerie au niveau des regards sur la nappe phréatique à l'amont du réseau spéléologique des Fées.



Les circulations d'étiage se situent dans la zone noyée mais le conduit correspondant à cette zone n'a pas été identifié. Des observations menées par des plongeurs révèlent que les vasques s'arrêtent sur des petits conduits qui se situent sur des fissures élargies par la dissolution. Nous les interprétons comme une variante morphologique des tubes de soutirages associés au fonctionnement épiphréatique (Hauselmann, 2002, 2011 ; Audra *et al.* 2011).

L'ensemble de ces observations permet de comprendre que les drains de la zone noyée et épinoyée, bien que se répartissant entre la cote 76 m NGF (au moins) et 115 m NGF, se mettent en place et se creuse alternativement à l'échelle des cycles hydrologiques mais simultanément à l'échelle des temps géologiques et forment ainsi un étage cohérent d'au moins 40 m de dénivellation qui marque le niveau de base qui se situe actuellement à 76 m NGF. C'est donc bien le conduit développé dans la zone noyée qui témoigne de la position du niveau de base actuel, à sa cote d'étiage.

Imaginons que des géomorphologues étudient ce réseau dans environ 1 million d'année et qu'entre temps un cycle de rehaussement et d'abaissement de niveau de base ait eu lieu. En prenant en compte les hypothèses d'évolutions morphologiques des formes élémentaires du karst présenté dans la partie 5.2 de ce chapitre, le conduit de la zone noyée arborerait probablement des banquettes limites et la galerie épinoyée se présenterait probablement sous l'aspect d'une large galerie avec d'importants pendants de voûte et les sols de ces deux galeries seraient constitués d'un important remplissage sédimentaires. Ces deux galeries alors distantes d'un peu moins de 40 m d'altitude à cause du creusement paragénetique pourraient être interprétées comme deux étages distincts marquant chacun des deux niveaux de base alors qu'il ne marque en fait un seul niveau génétique. Une telle organisation avait été également envisagée par Jaillot (2005) dans l'organisation de réseaux karstiques en Lorraine. Cet exemple soulève des interrogations à propos de l'interprétation de certain niveau karstique qui apparaissent aujourd'hui horizontaux comme des témoins de paléo-niveau de base afin de reconstituer l'évolution paléogéographique des gorges de l'Ardèche. De plus, il est possible d'ajouter à cette interrogation que le modèle actuellement en vigueur est basé sur 4 étages spéléologiques considéré chacun comme étant des niveaux de base dont 3 sont compris dans une fourchette altitudinale de 50 m environ.

L'étude du réseau spéléologique des Fées a permis de décrire le fonctionnement d'une partie des drains karstiques actifs et à contribuer à remettre en perspective les connaissances et les interprétations spéléogéniques actuelles dans ce secteur.

5.3.1.2. Etude spéléogénique de la Goule de Foussoubie.

Le réseau de la goule de Foussoubie se situe en rive droite au début des gorges de l'Ardèche. C'est un système perte (Goule de Foussoubie) / résurgence (évent de Foussoubie) d'une rivière s'écoulant d'abord en surface libre (figure 5.45).

Ainsi, bien que le réseau karstique de Foussoubie se développe en totalité dans les calcaires de l'Urgonien, le bassin versant de la goule se développe en grande partie sur les dépôts détritiques tertiaires de la dépression synclinale de Labastide-de-Virac (Pascal

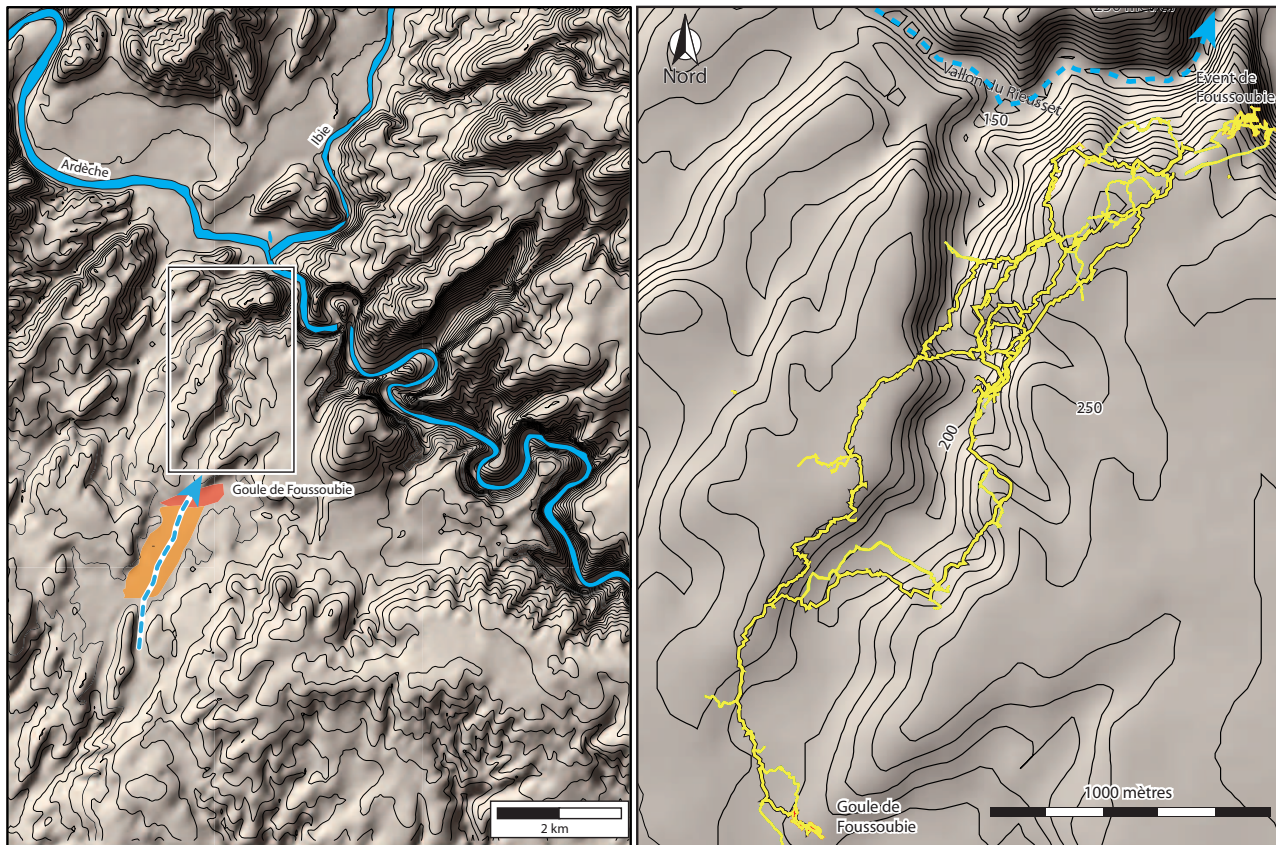


Figure 5.45

Localisation du réseau de la Goule de Foussoubie. A gauche, l'aplat orangé correspond à la surface évoluant à 220 m NGF, l'aplat rouge à la surface proximale de la dépression de la Goule de Foussoubie

et al., 1989). Les points les plus hauts du bassin culminent vers 360 m au niveau de la surface du plateau de Ronze, la perte se situant vers 200 m NGF. Une partie importante du bassin est occupée par une surface plane vers 220 m NGF. Cette surface a parfois été attribuée à un poljé (Gombert, 1988 ; Jaillot et al., 2012). Cette surface s'étend vers l'amont du bassin jusqu'à Vagnas et vers l'est jusqu'à Labastide-de-Virac. Vers le sud-ouest, elle semble tronquée par un réseau hydrographique conquérant, progressant par érosion régressive du sud-ouest vers le nord-est et dépendant du bassin hydrographique de la Cèze. Vers le nord, cette surface se connecte au vallon sec qui surplombe le réseau souterrain de Foussoubie. La goule de Foussoubie qui s'ouvre actuellement vers 190 m NGF, ne se raccorde pas véritablement à cette surface qui paraît finalement légèrement perchée. On note d'ailleurs au droit de la goule de Foussoubie une « légère cuvette » correspondant au drainage de surface actuel, connecté à la perte proprement dite. Cette dépression proximale de quelques mètres d'incision est donc emboîtée dans la surface à 220 m. Le bassin versant actuel de la goule de Foussoubie apparaît finalement comme une surface relictuelle auquel il manque une part non évaluée à ce jour. Ce bassin de la goule mesure à présent 14,4 km² pour un périmètre de 19,6 km. Le réseau se développe sous des lambeaux résiduels de la surface d'aplanissement située à la cote 250/260 m NGF. Avec près de 23 km de développement spéléologique, le réseau Foussoubie constitue le deuxième plus grand réseau spéléologique en Ardèche.

Les volumes souterrains des différentes galeries de la goule de Foussoubie sont relativement modestes n'excédant jamais quelques mètres de largeur mais pouvant aisément

ment atteindre une dizaine de mètres de hauteur sur plusieurs centaines de mètres (voire même de kilomètres) de développement.

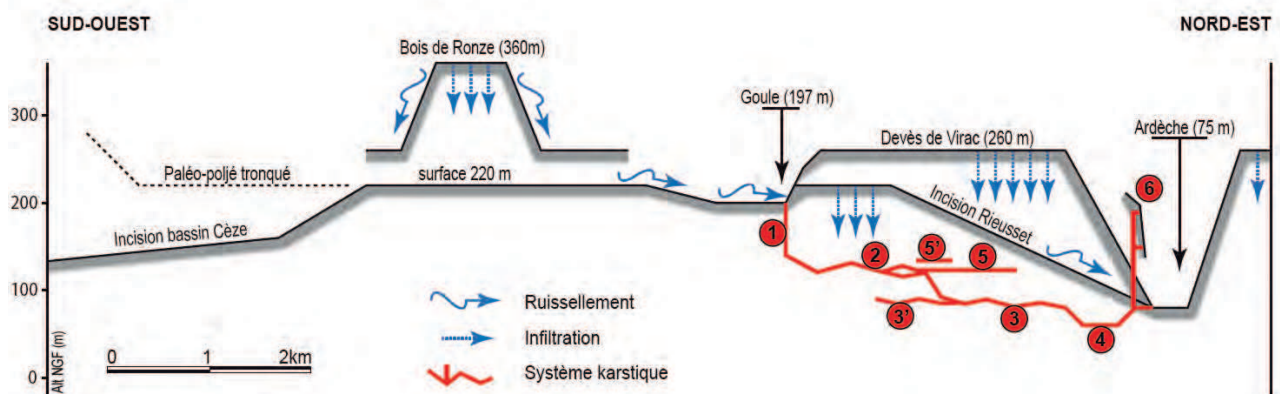
5.3.1.2.1. L'organisation spatiale des drains de la goule de Foussoubie

Ce système comporte d'importants conduits horizontaux. Il est possible, en première approximation de segmenter le réseau en quatre zones fonctionnelles sub-horizontales de l'amont vers l'aval (figure 5.46). A ces quatre zones dont la logique est autant spatiale qu'altitudinale, s'ajoute des conduits abandonnés (5).

- (1) La zone des puits, depuis l'entrée de la goule de Foussoubie (200 m NGF) jusqu'au Siphon 0 (140 m NGF) est un secteur au profil longitudinal très abrupt, constitué d'une série de puits et de courts tronçons de galerie. En une soixantaine de mètres de dénivellation, le ruisseau extérieur de la Planche se retrouve une soixantaine de mètres au-dessus de l'évent de Foussoubie, sept kilomètres plus au nord.
- (2) La galerie SCUCL en amont du Camp de Base est un drain épiphréatique dont le gabarit plurimétrique présente une section plus ou moins régulière tantôt en laminoir tantôt en tube le tout avec des boucles de galeries faiblement étagées (galerie SCS). L'altitude oscille entre 140 m NGF et 125 m NGF. Le profil longitudinal de cette zone est marqué par des montagnes russes à très grands rayons de courbure, bien moins nettes que dans les karsts alpins mais associant clairement des zones amont à contre-pente avec mises en charge temporaire et des zones aval avec morphologies éloquentes de seuil de déversement et ébauche de marmitage.
- (3) La galerie SCUCL à l'aval du Camp de Base est un conduit d'un gabarit plus modeste, entre 100 m NGF et 80 m NGF. Elle se situe une vingtaine de mètres en contrebas de la zone précédente. Comme dans la zone 3, l'enneigement y est total en période de crue. Cependant, bien qu'appartenant aussi à la zone épinoyée, le profil en montagne russe y est moins marqué. Localement le conduit s'aligne sur des discontinuités tectoniques majeures. La zone des écoulements inférieurs (galerie SSN) (3') est constituée de conduits plus petits, non reconnus dans le cadre de cette analyse et oscillant vers 95 m NGF.

Figure 5.46

Coupe synthétique du système karstique de Foussoubie, depuis son bassin versant jusqu'à l'Ardèche (in Jaillet et al., 2012). Les chiffres renvoient au texte.



- (4) La zone noyée du karst est constituée par le Siphon 4 (Siphon A de l'Évent) à la cote 78 m NGF. D'une longueur de 340 m pour une profondeur de 20 m, il s'enfonce d'autant sous le niveau de l'Ardèche, l'exutoire pérenne étant à peine perché tandis que l'exutoire de crue est perché de 15 m environ.
- (5) La galerie des Pyjamas est le prolongement altitudinal de la zone 2, entre 120 m NGF et 115 m NGF mais avec des morphologies cependant bien différentes. Il s'agit d'un ancien tube surcreusé marqué par des morphologies de rivières souterraines sans doute pérenne sans variation importante du niveau des écoulements. Cette galerie est surmontée d'un niveau supérieur (5') à tube phréatique : les galeries Buen Retiro – SSF vers 130 à 135 m NGF. Quelques puits verticaux aux morphologies vadoses se connectent à la galerie des Pyjamas. D'une vingtaine de mètres de hauteurs environ, ils semblent connectés à l'épikarst et à la surface topographique. En effet, des éléments provenant de l'extérieur (glands de chêne vert) ont été repérés à la base de ces puits.

Toutefois, des conduits verticaux de types puits cheminées (Aven cordier et évent supérieur) ont été observés dans l'évent de Foussoubie (6) (Callot, 1978 ; Mocochain *et al.*, 2006) mais sont en l'état déconnectés du fonctionnement actuel de l'évent de Foussoubie, exutoire des eaux de la goule de Foussoubie (Callot, 1978 ; Belleville, 1985 ; Gombert, 1988 ; Jaillot *et al.* 2012). La disposition spatiale des galeries de l'évent de Foussoubie, de l'aven Cordier et de l'évent supérieur met en évidence que les puits cheminées ne sont pas connectées à l'ensemble des formes syngénétiques mais trépanées par celle-ci. De plus la totale absence de ces morphologies dans la partie du réseau à l'amont des siphons et le fait qu'elles ne représentent que 60 m de développement sur un total de 23 km de conduits renforce l'idée qu'elles appartiennent à un autre système karstique antécédent à celui pénétrable aujourd'hui.

5.3.1.2.2. Des enregistrements morpho-sédimentaire de différentes phases d'érosion

Il est possible d'identifier d'importants dépôts stalagmitiques aujourd'hui très affectés par les crues en plusieurs endroits du réseau. De tels massifs stalagmitiques (figures 5.47 et 5.48) ont été reconnus depuis la zone d'entrée jusqu'aux secteurs épi-noyés les plus profonds dans ce réseau de galeries (zone 3).

Ces massifs stalagmites d'importantes dimensions (figure 5.48) montrent des phases de stabilité dans le réseau suffisamment longues et exemptes de crises importantes pour permettre la croissance de tels édifices.

L'observation plus fine de ces massifs a permis de reconnaître plusieurs surfaces d'érosion (figure 5.49) avec parfois des intercalations de nappes de galets entre deux planchers stalagmitiques (Jaillet *et al.*, 2012). Des datations au sein des massifs témoignent de la réactivation périodique des écoulements souterrains (figure 5.50) depuis au moins 200 ka.



Figure 5.47

Dans la partie aval du système de Foussoubie, d'anciennes générations de concrétions sont identifiées. Elles sont très largement affectées par les crues qui ont recoupé les édifices à l'emporte-pièce. Des repousses, elles-mêmes en partie affectées, scellent ces différentes surface d'érosion et montrent la complexité des alternances croissance / érosion dans le système. Photo S. Jaillet.



Figure 5.48

La coulée stalagmitique de la base des puits, peu en amont du Siphon 0, est un édifice concrétionné qui a subi des phases de croissance séparées par d'intenses périodes d'érosion. Photo S. Jaillet

Figure 5.49

Coupe de la coulée stalagmitique basculée dans la galerie SCUCL (ici se dédoublant localement en deux conduits) et position des échantillons prélevés et datés. Noter les alternances de nappes de galets et de coulées stalagmitiques sur le côté de la galerie. Les dates sont données non corrigées. (in Jaillet et al. 2012)

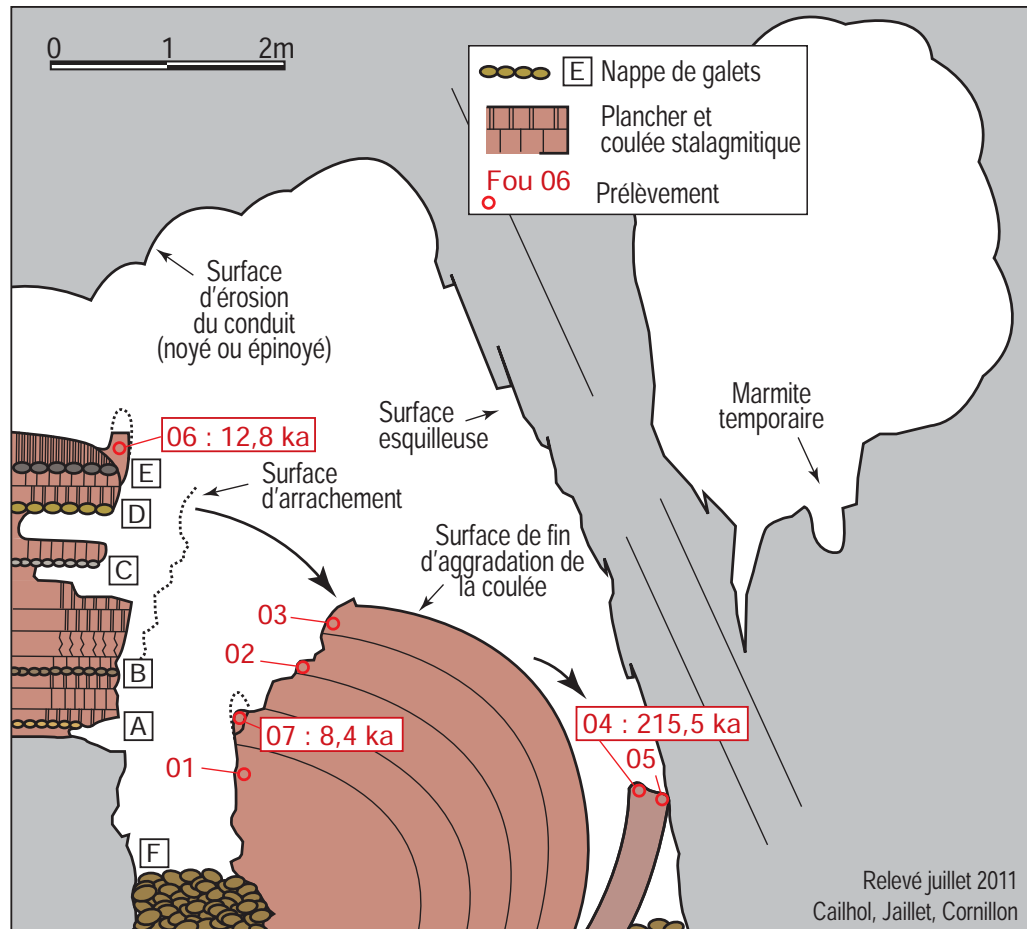
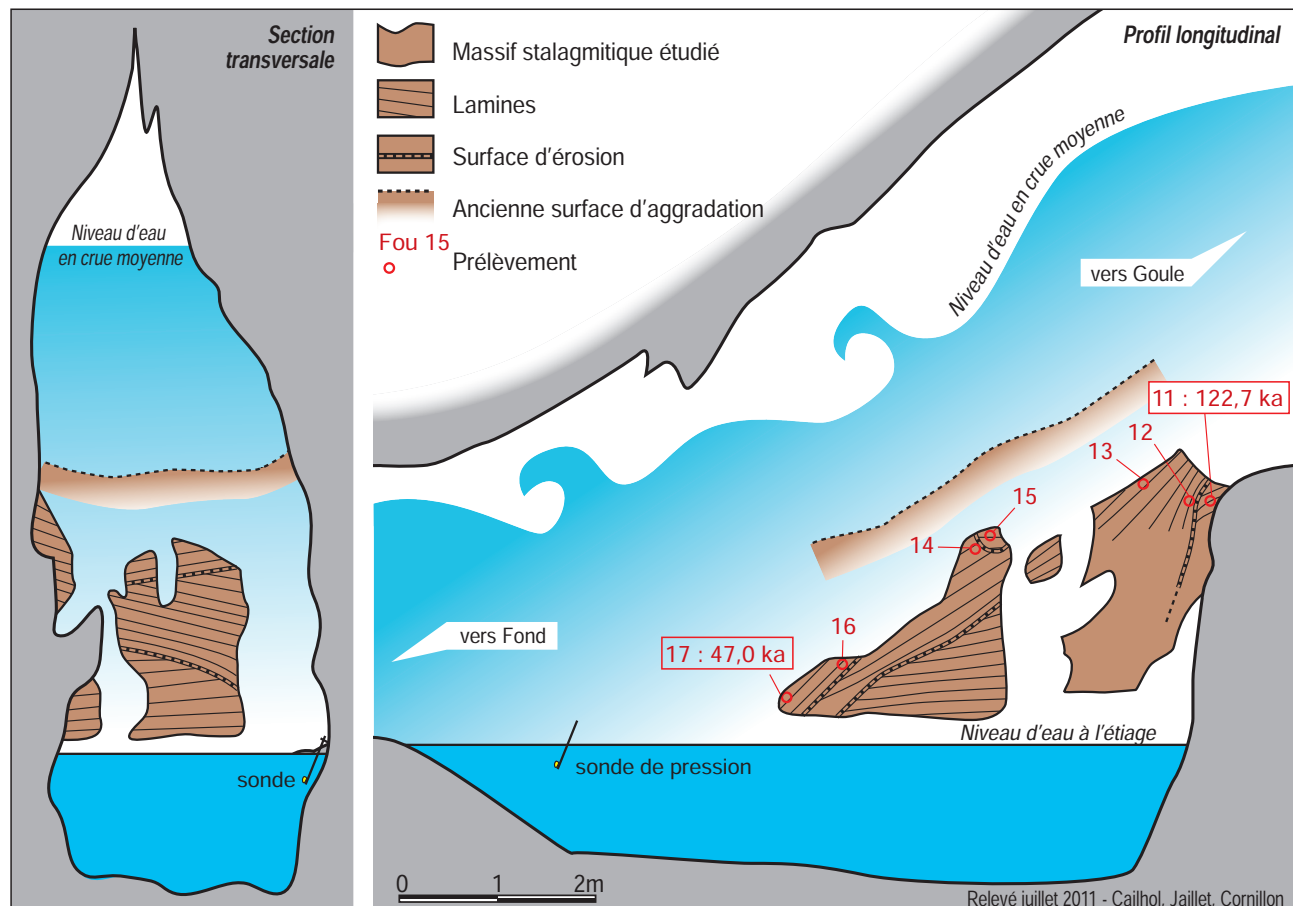


Figure 5.50

Coupes transversale et longitudinale de la coulée stalagmitique de la base des puits dans son contexte actuel avec variations des niveaux d'eau. La position des échantillons prélevés est indiquée. Noter les surfaces d'érosion qui séparent les phases de croissance. Les dates sont données non corrigées. (in Jaillet et al. 2012)



5.3.1.2.2. Reconstitution spéléogénique de la goule de Foussoubie

L'analyse géomorphologique de l'ensemble des éléments décrits dans cette partie et dans le chapitre 4 à propos du vallon sec qui se superpose à ce réseau permet de définir les principales étapes de mise en place de ce réseau spéléologique et sont résumés dans la figure 5.51.

Dans un premier temps, les écoulements provenant du bassin versant de la Goule de Foussoubie s'organisaient à la surface topographique et empruntaient le vallon de la Planche qui confluaient avec l'Ardèche à une altitude d'environ 180 m NGF comme en témoigne la reconstruction du profil d'équilibre (figure 4.9 cf. chapitre 4).

Suite à un abaissement du niveau de base, les écoulements aériens se sont progressivement restructurés en écoulements souterrains jusqu'à ce que le niveau de base se stabilise un peu au-dessus de la cote 130 m NGF. Cette altitude est indiquée par l'altitude des tubes phréatiques du niveau de «buen Retiro» au dessus de la galerie des Pyjamas. Un second témoin de cette cote est visible dans la reconstitution du profil d'équilibre du vallon de la planche (Figure 4.9 cf. chapitre 4). L'absence de galeries épiphréatiques au-dessus de cette cote montre que les écoulements de crues ne devaient pas transiter par le karst mais devaient réemprunter le vallon de la planche, contribuant ainsi à le maintenir connecté à l'aval en le surcreusant progressivement.

Un second abaissement du niveau de base s'opère. La galerie Buen Retiro à 130 m NGF s'incise comme en témoigne la morphologie en canyon (trou de serrure) et devient le siège progressif des écoulements épiphréatiques. La partie inférieure de ce conduit incisé, en rivière souterraine vadose, constitue actuellement la galerie des Pyjamas. Les sols sub-horizontaux, constitués de dépôts de crue soulignent que cette galerie n'est plus emprunté par les écoulements véloces mais par des eaux de mise en charge ce qui marque l'abandon progressif au profit de la Galerie SCUCL. Bien que ces deux galeries (pyjamas et SCUCL) semblent topographiquement étagées, elles marquent en fait le même processus d'incision et de réajustements des écoulements pour rattraper le niveau de base. La présence d'une importante rupture de pente au niveau du carrefour en la galerie des Pyjamas et de la Galerie SCUCL tend à valider cette hypothèse. Il est intéressant de souligner que ce carrefour marquant le dédoublement de la galerie Pyjamas/Scucl est à la même cote altitudinale (environ 125 m NGF) qu'une petite rupture de pente enregistrée dans les profils topographiques des vallons à la surface. Ainsi, ce dédoublement aurait pour origine une accélération de l'abaissement du niveau de base ce qui aurait abouti à un capture karstique au sein même du réseau. Il est probable que les écoulements superficiels dans le vallon de la planche se soient progressivement étiolés durant cette étape à mesure que les drains du karst se développèrent. Ils se sont probablement arrêtés définitivement dès lors que la dépression en pseudo-poljé s'est mise en place. Le niveau de base est actuellement stabilisé à 76 m NGF et la zone noyée se développe sous cette cote.

Vue en coupe

Temps

Situation dans le karst

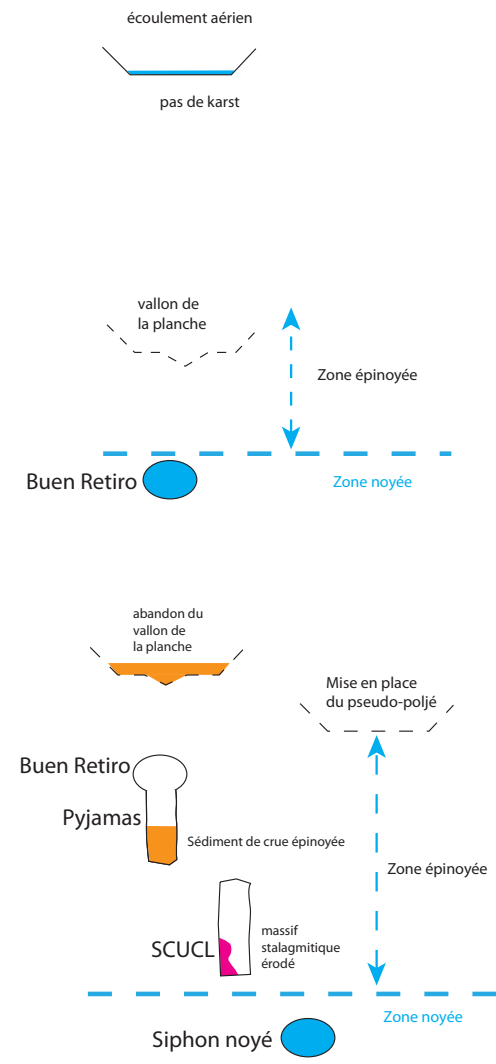
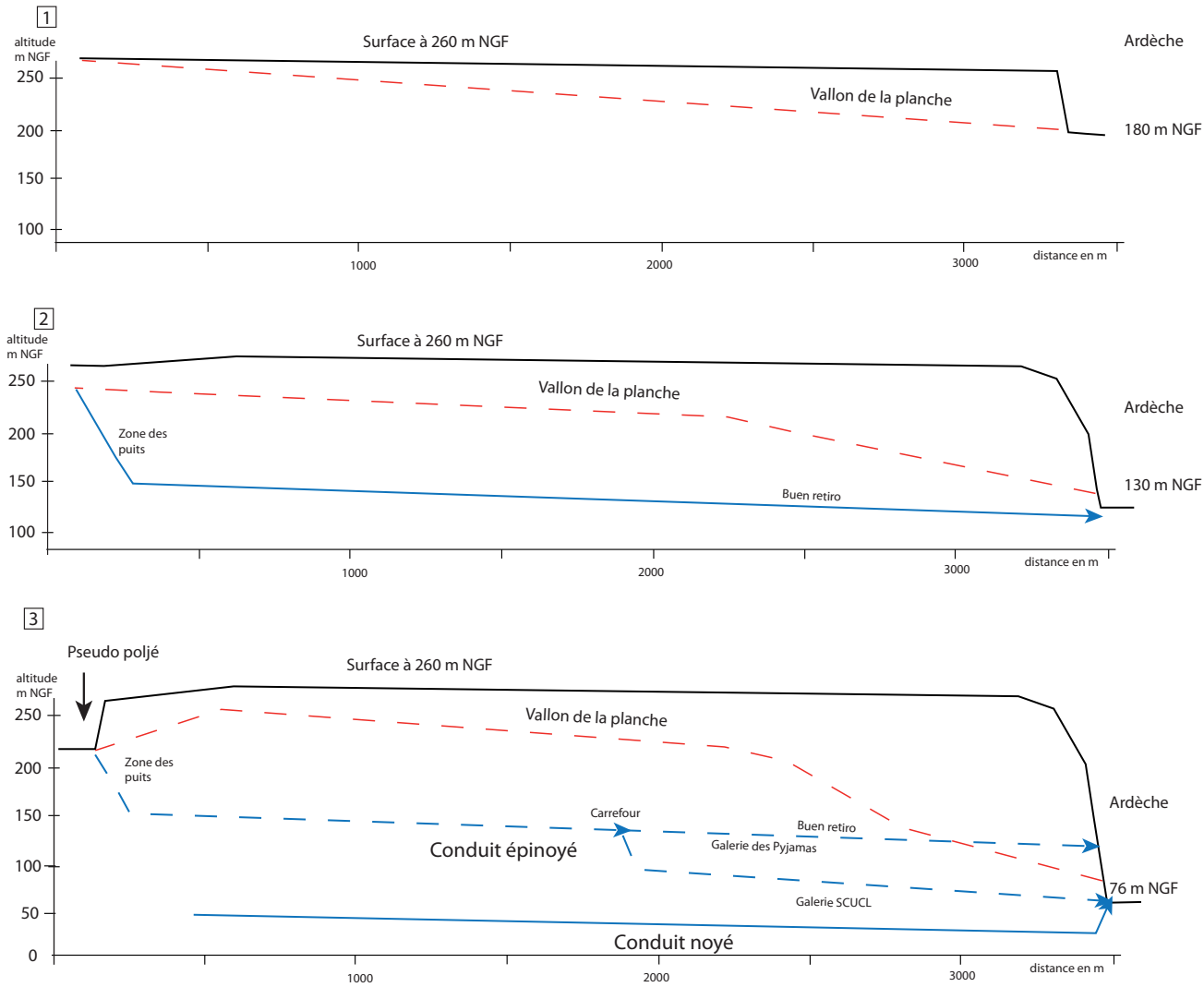


Figure 5.60 (figure 5.51 ???).
 Reconstitution des grandes étapes spéléogénique du réseau de la Goule de Foussoubie

Les apports des modèles 3D à la connaissance de la karstogénèse et de la morphogénèse karstique

5.3.1.2.3 Les apports de l'étude spéléogénique des conduits syngénétiques

L'étude géomorphologique de la goule de Foussoubie a permis de relever que la très grande majorité de ses morphologies endokarstiques se rapportent à un creusement syngénétique. Dans l'état des connaissances actuelles ce processus s'est développé dans deux niveaux génétiques à 130 m NGF (étage reconnu dans le réseau de Foussoubie) et à environ 76 m NGF (Foussoubie et réseau des Fées) correspondant au niveau de base actuel.

Il a été possible de déterminer que dans les étapes précoces de la mise en place du réseau de Foussoubie, le vallon de la Planche prenait le relais des écoulements souterrains lors de fortes crues et son fonctionnement s'est progressivement stoppé à mesure que le karst se structurait en profondeur. Conformément aux observations effectuées dans le réseau spéléologique des Fées, les conduits de la zone noyée et de la zone épinoyée se mettent en place simultanément. Contrairement à ce qui avait été supposé précédemment (Mocochain *et al.*, 2004, 2006) cette étude met en évidence que ce réseau spéléologique, tel qu'il est structuré actuellement, provient d'un creusement entièrement syngénétique qui suit un abaissement du niveau de base. L'emboîtement du vallon de la planche dans la surface d'aplanissement à 260 m NGF montre qu'il lui est postérieur et peut donc être calé chronologiquement au début du Quaternaire. Le vallon de Planche peut être considéré comme une des premières surfaces repères de la mise en place du réseau karstique de la goule de Foussoubie puisque celui-ci fonctionnait encore lorsque les écoulements ne pouvaient être totalement absorbés par les drains endokarstiques de «Buen Retiro». Dans cette reconstitution, le réseau de la goule de Foussoubie a donc commencé à évoluer durant le Quaternaire.

Au-delà des reconstitutions spéléogéniques, la description et l'étude des drains spéléologiques épinoyés de la Goule de Foussoubie et du réseau des Fées a permis d'observer plusieurs points qu'il sera pertinent de mettre en perspective avec les observations des galeries paragénétiques. Ces différents points sont :

- La présence d'importantes nappes de galets qui témoignent de la force des écoulements de crue. Cette présence de galets contraste avec la présence de remplissages très argileux observés dans les parties noyées par des plongeurs.
- L'existence d'importants édifices stalagmites très fortement corrodés par des écoulements. Leur examen stratigraphique couplé à des datations (Jaillet *et al.*, 2012) met en évidence plusieurs cycles de dépôt/érosion depuis au moins 200 ka.
- La caractère synchrone de la spéléogénèse des conduits noyés et épinoyés au sein d'un même étage karstique.

Ainsi, l'étude des réseaux spéléologiques caractérisés par un creusement syngénétique, a permis de mettre en lumière certains aspects des modalités de leur genèse et constituait un préalable nécessaire à l'étude des galeries affectées par un creusement paragénétique.

5.3.2 Reconstitutions spéléogéniques des réseaux paragénétiques creusés dans la zone noyée du karst

Comme cela a été présenté dans la partie 5.1.3, les réseaux spéléologiques affectés par un creusement paragénétique sont nombreux dans le secteur d'étude et il est possible d'identifier ces morphologies dans plusieurs réseaux spéléologiques compris entre 90 m NGF et 360 m NGF. A partir des connaissances morphogéniques acquises dans la partie 5.2, il est proposé ici de s'intéresser aux emboitements géomorphologiques des formes et des formations de plusieurs réseaux spéléologiques afin de reconstituer les différentes étapes de leur spéléogénèse.

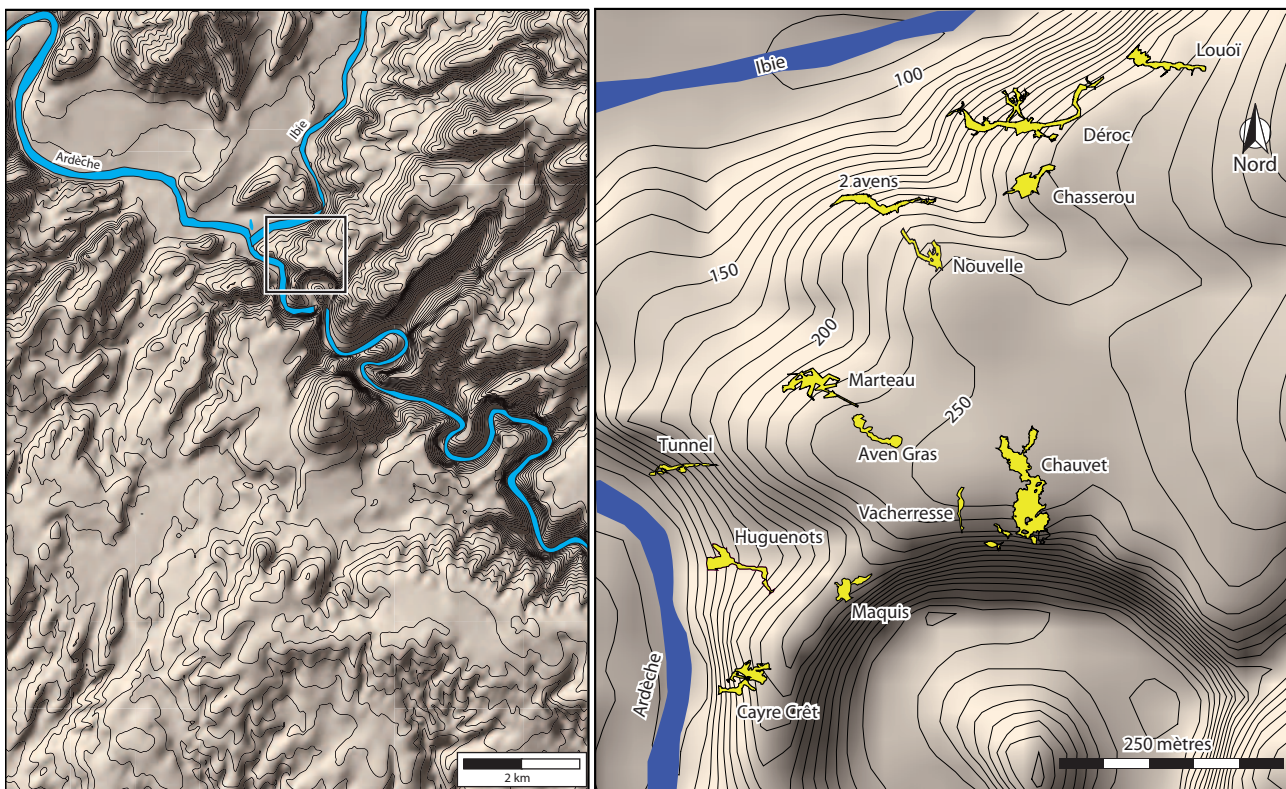
5.3.2.1 Les cavités des Huguenots et de Cayre-Crêt

Figure 5.52

Localisation des cavités affectées par un creusement paragénétique dans le secteur amont des gorges de l'Ardèche. Les cavités du tunnel, des huguenots et de Cayre-Crêt s'ouvrent au niveau de la route des gorges aux environs de 95/ 100 m NGF. Toutes les autres cavités appartiennent à un ensemble spéléologique qui se développe autour de la cote 180/200 m NGF.

Les cavités de Cayre-Crêt et des Huguenots se développent entre la cote altitudinale 95 m NGF et 145 m NGF et s'ouvrent dans la partie amont des gorges de l'Ardèche (figure 5.52). La présence de plusieurs formes endokarstiques sur la bordure de la route qui longe les gorges à cet endroit montrent que ces grottes ont été recoupées par le recul du versant.

Au sein des cavités investiguées, plusieurs observations ont pu être réalisées sur l'organisation des formes endokarstiques. Dans ces deux cavités, on relève tout d'abord la présence de banquettes limites de remplissages. Ces morphologies se situent dans la partie inférieure des cavités et s'étagent sur une quarantaine de mètre entre les cotes altitudinales 95 m NGF et 130 m NGF. Puis, au-dessus de la dernière rangée de ban-



quettes limites, les parois et les cheminées sont ornées de morphologies évasées prenant l'aspect de cupules de dissolution très large sans organisation spatiale particulière similaire aux morphologies décrites comme marquant un fonctionnement paragénétique d'inondation dans la zone épinoyé du karst. Ces morphologies sont présentes sur environ quinze mètres de dénivellation entre les cotes 130 et 145 m NGF. Il est intéressant de relever qu'à la grotte des Huguenots, la transition entre les deux types de morphologie paragénétique est marquée par la présence d'une rangée de petits coups de gouge, localisés juste au-dessus de la dernière rangée de banquettes limites (figure 5.53). Ces vagues d'érosion, d'environ 8 cm de largeur, sont présentes sur les deux parois de la cavité et indique un sens de courant vers le fond de la cavité.

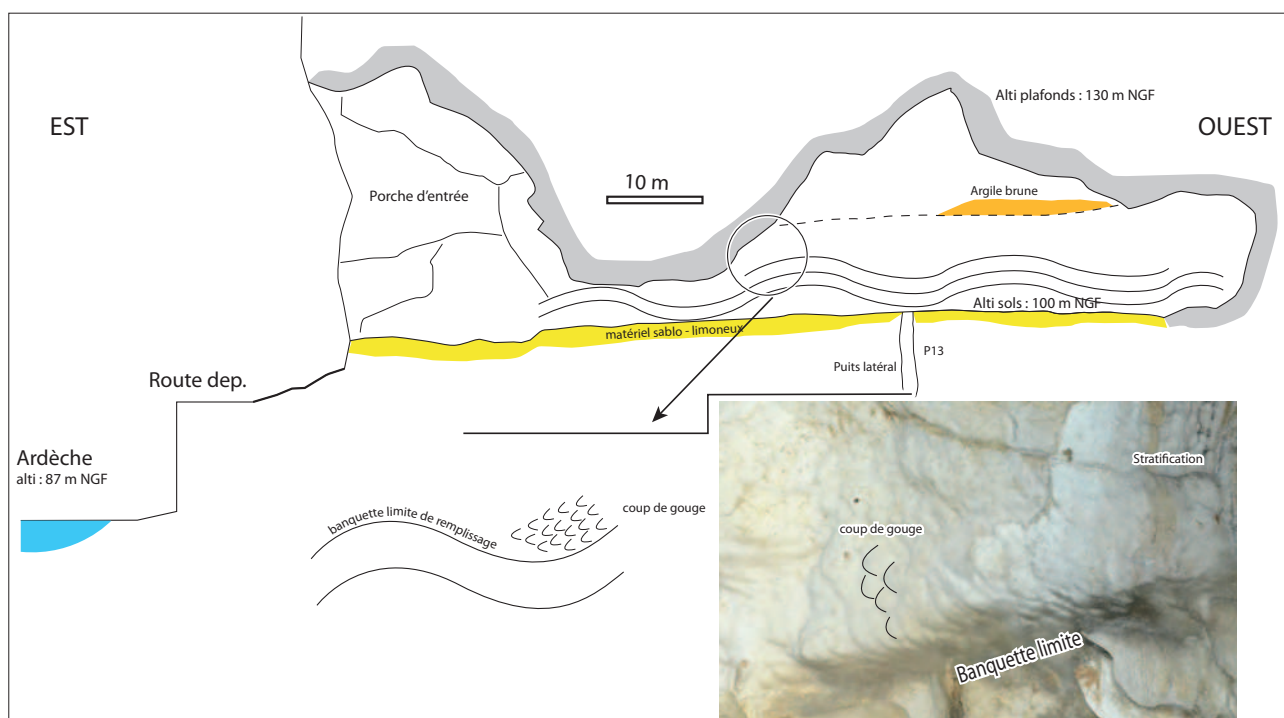
Dans ces galeries, il est assez difficile d'identifier avec certitude les sédiments contemporains du fonctionnement paragénétique de ces cavités. En effet, le remaniement postérieur de ces sédiments au sein de la cavité ne permet pas de les retrouver dans leur position originelle. La trépanation de ces galeries par l'Ardèche postérieurement à leur mise en place aura favorisé le soutirage de tels dépôts. Ils subsistent toutefois des poches de sédiments dans les coupoles de plafonds.

On relève aussi la présence d'argile brune disposée en feuillet sur des vires perchées vers 120 m NGF. Ces argiles sont postérieures aux remaniements des sédiments paragénétiques et témoignent de mise en charge temporaire du réseau contemporaine des crues de l'Ardèche.

Enfin, de très vieux massifs stalagmitiques ont été repérés vers la cote 140 m NGF. Ces édifices stalagmitiques ont la particularité d'avoir été corrodés par un écoulement souterrain. De tels édifices stalagmitiques ont été repérés dans les parties supérieures de la grotte de Cayre-Crêt.

Figure 5.53

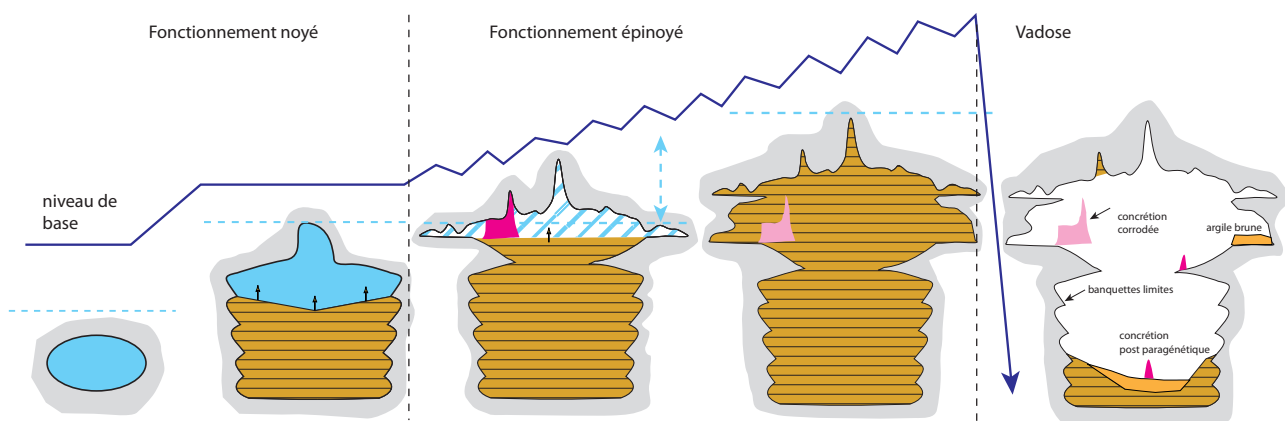
Vue en coupe de la grotte des Huguenots. Les sols sablo - limoneux sont quasiment plans et peu remaniés par les soutirages. Des apports sédimentaires existent par des fissures latérales proches des sols lors d'épisodes de crues de l'Ardèche et il est possible d'observer de goulottes de ravinement. Des dépôts d'argiles brunes sont en place sur la vire supérieure qui donne accès à des petites galeries aux morphologies phréatiques. La dernière rangée de banquettes limites est ornée de petits coups de gouge. Au-dessus de cette rangée de banquettes d'autres types de formes issues d'un régime noyé prennent place jusqu'au sommet des cheminées observables.



L'ensemble de ces observations permet de proposer pour ces deux cavités le scénario d'évolution spéléogénique suivant (figure 5.54) :

- La **première étape** correspond à la mise en place d'un drain dans la zone noyée du karst aux alentours de la cote 90 m NGF.
- La **deuxième étape** correspond au creusement paragénétique continu et progressif du conduit suite à une remontée du niveau de base. L'étagement continu des banquettes limites sur 40 m de dénivellation montre que cette étape s'est entièrement déroulée dans la zone noyée du karst jusqu'au moment où l'altitude du chenal de voûte a rejoint le toit de la nappe phréatique.
- Le creusement paragénétique d'inondation succède au creusement paragénétique de la zone noyée (**troisième étape**). Les écoulements lents disparaissent et des écoulements temporairement plus véloces se mettent en place comme en témoigne les petites vagues d'érosion au-dessus de la dernière rangée de banquettes limites. Celles-ci ne sont d'ailleurs pas remodelées car elles sont protégées par les dépôts argilo-limoneux. Les écoulements, bien que véloces ne suffisent pas à dégager ces remplissages et ainsi gommer les banquettes limites. A mesure que la galerie s'évase coupole et en pendant de plafond, le refoulement des écoulements perd de l'intensité et n'imprime plus de vagues d'érosion. Durant cette étape, le niveau de base s'élève progressivement mais le creusement et l'élargissement de la galerie ne se fait qu'au rythme des mises en charge des réseaux. Des édifices se mettent en place lorsque la fréquence des mises en charge diminue. Ils sont alors corrodés lorsqu'elles reprennent puis scellés par des dépôts limoneux ou argileux lorsque le niveau de base s'est suffisamment élevé.
- Enfin la **dernière étape** se déroule lorsque le niveau de base s'abaisse de nouveau enclenchant ainsi le soutirage des dépôts meubles. Les concrétions récentes (post paragénétiques) ne sont pas corrodées ce qui signifie que la cavité est définitivement abandonnée par les écoulements souterrains.

Figure 5.54
Schéma illustrant les étapes de mise en place des grottes de Cayre-Crêt et des Huguenots.



5.3.2.2 Evolution spéléogénique de l'aven d'Orgnac

L'aven d'Orgnac et les réseaux spéléologiques d'Orgnac-Issirac constituent un ensemble spéléologique de l'ordre de 5 kilomètres de développement et se situe en position d'interfluve entre l'Ardèche et la Céze (figure 4.1 cf chapitre 4). Cette cavité présente des volumes souterrains très importants du fait de l'évidement des sédiments paragénétiques (Jaillet *et al.*, 2007) et les formes de creusement paragénétiques sont éloquentes tant par leur dimension que leur répartition omniprésente dans toute la cavité. Ces caractéristiques morphologiques ont permis de reconstituer l'histoire spéléogéniques de cette cavité depuis la crise Messinienne jusqu'à la fin du Quaternaire (Delannoy *et al.*, 2007 ; Jaillet *et al.*, 2007, 2011 ; Sadier *et al.*, 2007). Deux étapes principales se dégagent de cette reconstitution spéléogénique. Une première se rapportant à une élévation du niveau de base et au creusement paragénétique de la galerie dans la zone noyée du karst (genèse des banquettes limites). La seconde étape se rapporte à l'abaissement du niveau de base durant le Quaternaire, et durant laquelle les sédiments sont soutirés et les nombreux édifices stalagmitiques se mettent en place.

Toutes les morphologies endokarstiques à l'aven d'Orgnac sont ainsi issues du creusement paragénétique de la galerie (Delannoy *et al.*, 2007 ; Jaillet *et al.*, 2007) auxquelles sont associées les banquettes limites (paragénéisme dans la zone noyée du karst) mais aussi les grandes coupoles cheminées de plafonds et les nombreux pendants de voûte (paragénéisme d'inondation) présents dans certaines parties de la cavité (figure 5.55) et notamment dans les salles hautes.

Toutefois, comme le souligne Jaillet *et al.* (2007), le scénario proposé est perfectible car en l'état, il ne permet pas d'intégrer toutes les observations réalisées sur le terrain.

Figure 5.55

Pendant de voûte dans les salles hautes de l'aven d'Orgnac à environ 250 m NGF (Photo : S. Jaillet).

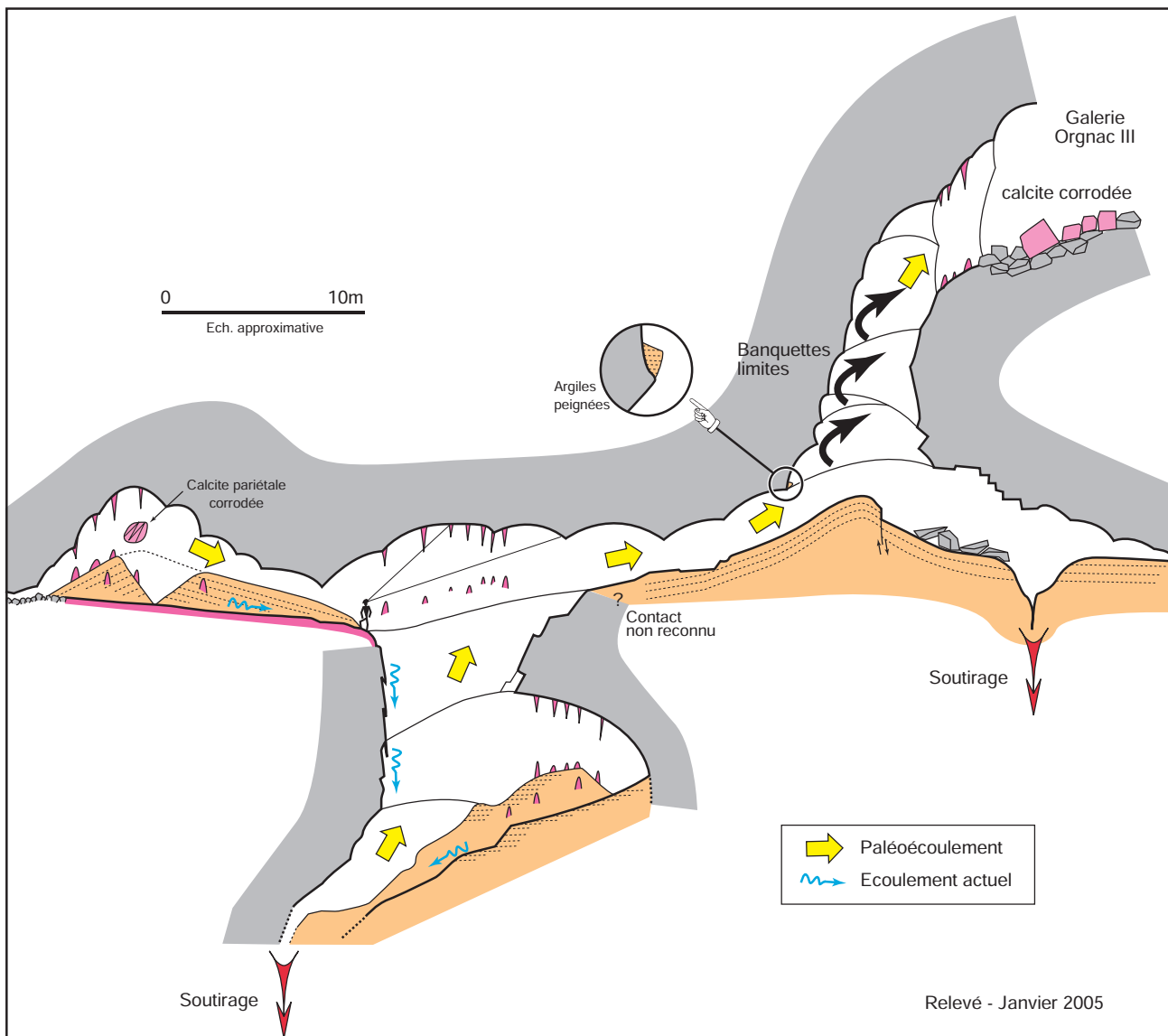


En particulier, certaines zones d'ombre persistaient faces à la présence dans les galeries de larges édifices stalagmitiques corrodés généralement situés dans les zones les plus élevées en altitude.

De tels édifices ont été observés dans le réseau des « grands puits » qui est une suite de deux puits d'une vingtaine de mètres de hauteur séparés par un tronçon de galerie pentu (figure 5.56). Les parois et les plafonds présentent une succession de coupes et de vagues indiquant une genèse associée jusqu'à présent par un creusement en régime noyé sans phase vadose nette. Le sol est entièrement feutré d'une argile rouge brune plus ou moins compacte selon les secteurs. En plusieurs points de ce réseau il est possible de reconnaître la stratification du dépôt argileux. Celui-ci est souvent pentu, sans marque de soutirage. Lorsque l'argile se présente sous la forme d'un talus ou d'une butte, la stratification argileuse suit la topographie du sommet du remplissage. On note de même la bonne adéquation qui existe entre les buttes argileuses et les élévations du plafond de la galerie. Une telle observation confirme l'évolution paragénétique de cette partie du réseau pendant une phase importante. Des surcreusements et des soutirages affectent ce remplissage argileux en cours de démantèlement et quelques concrétions au

Figure 5.56

Coupe synthétique du réseau des « grands puits » (in Jaillet et al., 2007). Noter l'adéquation topographique entre les talus argileux et les morphologies de plafond. Noter en outre la stratification des argiles en accord avec la surface finale des talus argileux.



faciès récent scellent cette phase de surcreusement. Il s'agit pour l'essentiel de cièges décimétriques à pluridécimétriques associés à quelques stalactites. Il est possible d'observer une génération beaucoup plus ancienne de concrétions et qui sont en grande partie affectées par des formes témoignant d'une intense corrosion. Ces concrétions de grandes dimensions (métriques à plurimétriques) sont presque entièrement remodelées par la corrosion. Certaines sont en paroi (salle ovoïde du fond) d'autres sont des blocs effondrés (jonction réseau des « grands puits » et Orgnac III) aujourd'hui enchâssées dans les dépôts sédimentaires. De plus, à partir de l'altitude de ces concrétions corrodées (et au-dessus) il est possible d'observer une autre forme d'organisation des banquettes pariétales. En effet, celles-ci n'apparaissent plus parallèles mais s'entrecroisent (phénomène de tôle ondulée in Jaillet *et al.*, 2007).

La présence de tels édifices stalagmitiques posait jusqu'alors problème dans le scénario proposé par Jaillet *et al.* (2007) puisque leur mise en place nécessite à une phase de spéléogénèse vadose ou épinoyée ce qui était alors en contradiction avec l'hypothèse d'une spéléogénèse de l'aven d'Orgnac qui s'est entièrement déroulée dans la zone noyée du karst (Jaillet *et al.*, 2007). En effet, une telle phase antérieure impliquerait l'existence d'un niveau de karstification pré Messinien ce qui ne cadrerait pas avec une genèse de l'aven d'Orgnac durant cette période du Messinien (Delannoy *et al.* 2007) et une phase vadose postérieure aurait laissée une empreinte morphologique différente de l'actuelle.

La confrontation de ces observations et des informations désormais connues sur l'existence d'un creusement paragénétique d'inondation permet de rapporter l'ensemble de ces éléments à ce fonctionnement. Il permet d'expliquer et ainsi d'affiner scénario spéléogénétique proposé par Jaillet *et al.* (2007), l'existence et la répartition spatiale de tous ces objets dans la cavité.

En effet, la comparaison altitudinale des banquettes entrecroisées, des pendants de voûte dans les salles hautes, des concrétions corrodées dans la partie amont de la cavité et les sols plans de la salle plane se situent tous entre la cote 240 et 270 m NGF (figure 5.57). Il est donc possible d'identifier plusieurs phases spéléogénétiques. La première correspond au creusement paragénétique du drain de l'aven d'Orgnac dans la zone noyée du karst jusqu'à l'altitude de 240 m NGF. Ce creusement est ensuite succédé par un creusement paragénétique d'inondation dans la zone épinoyée du karst qui s'étend de l'altitude 240 m NGF à 280 m NGF environ.

La spéléogénèse et l'évolution des drains de l'aven d'Orgnac se révèlent ainsi très proche de l'évolution des grottes de Huguenots et de Cayre-Crêt (figure 5.54). Bien que le dimensionnement des volumes souterrains soit assez différent, il faut relever que c'est surtout la différence d'altitude marquant la transition entre les formes noyées et les formes épinoyées qui interpelle le plus et nous verrons dans le prochain chapitre les hypothèses qui permettraient de l'expliquer.

Enfin, une dernière cavité dans laquelle figurent des formes paragénétiques relevant de la zone noyée du karst nous est apparue intéressante : la grotte de l'Aven double.

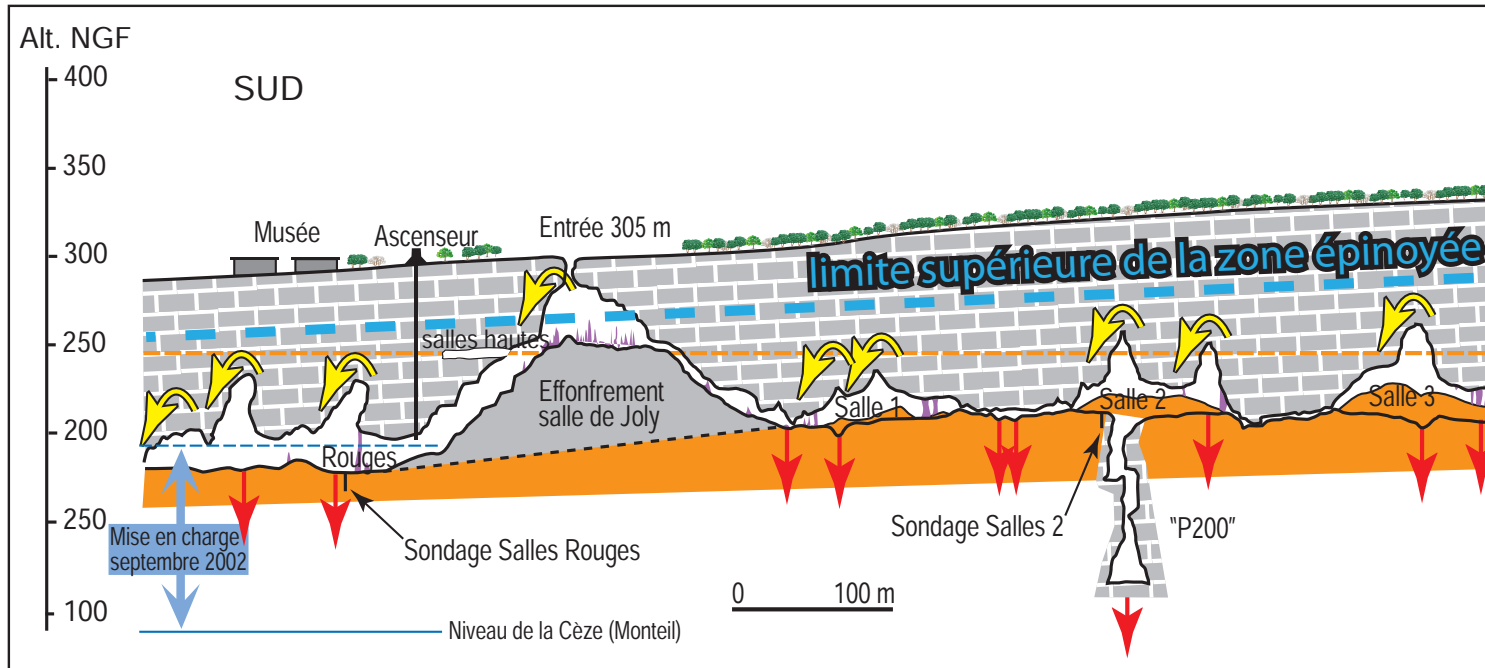


Figure 5.57

Profil longitudinal simplifié de l'aven d'Orgnac sur lequel sont reportés les limites altitudinales de la zone noyée et de la zone épinoyée du karst durant la période de creusement paragéométrique.

5.3.2.3. La cavité de l'aven Double

L'aven double est une cavité qui se situe à 390 m NGF et se développe au sud-ouest de Saint Remèze (figure 5.58). Le sol de cette cavité se situe à environ 380 m NGF.

La topographie est peu perturbée et présente des oscillations de 10 mètres environ et est marquée par l'action des soutirages. Son altitude et l'importance des remplissages carbonatés (spéléothèmes) occultant une large proportion de la voûte et des parois de cette cavité lui confère sans doute, un âge très ancien. Cette ancienneté est confirmée par la présence toute proche du paléokarst de Saint Remèze dont l'âge pré-messinien a

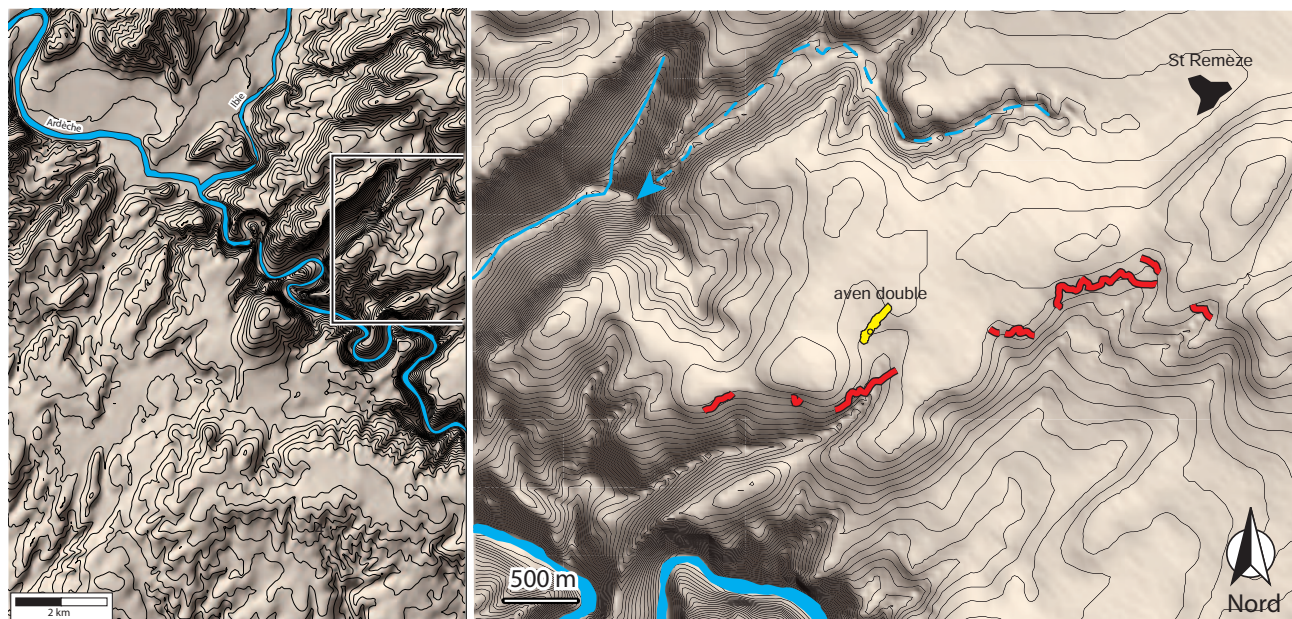
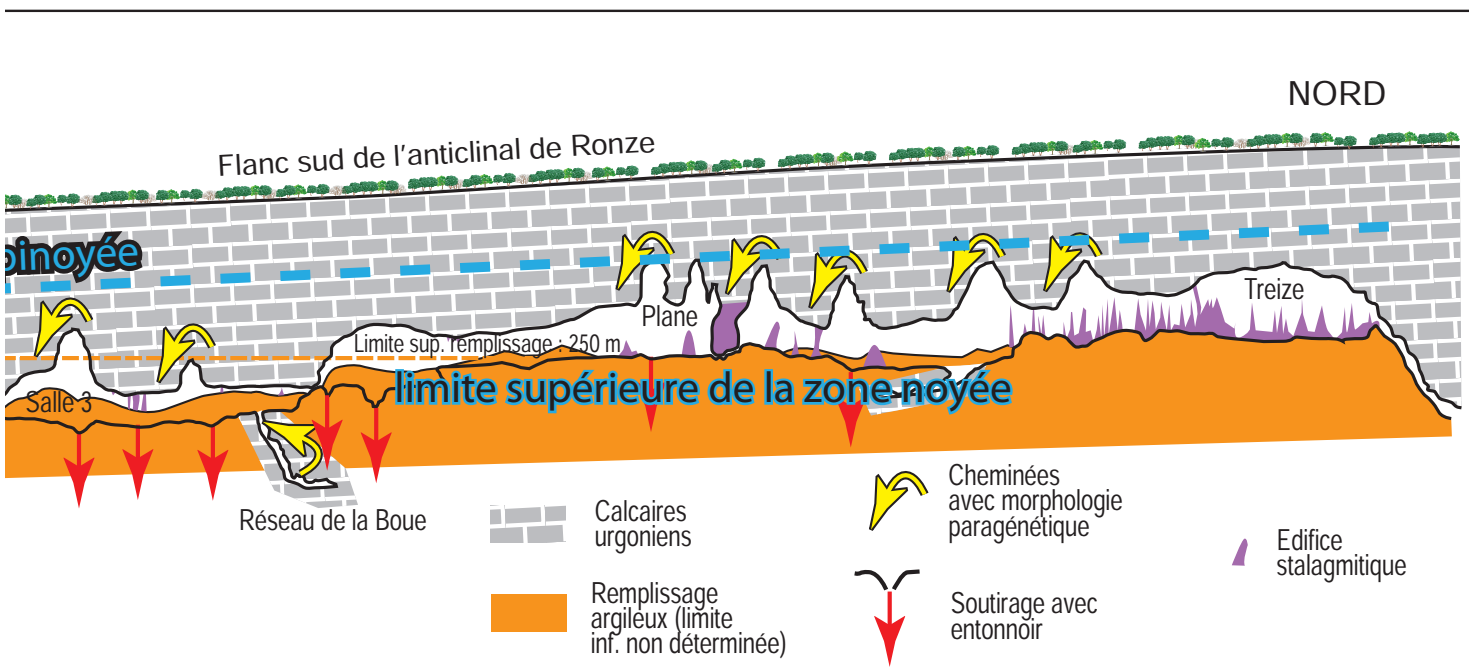


Figure 5.58

Localisation de la grotte de l'aven double (en jaune) et du paléo-karst de St Remèze (en rouge). Cet ensemble de très vieilles cavités se développe à environ 350/360 m NFG et l'importance du développement linéaire suppose un paléo-niveau de base vers cette cote altitudinale (Martini, 2005).



été déterminé à partir de l'identification de paléo-faune caractéristique retrouvée dans des remplissages aujourd'hui à l'air libre (Martini, 2005). Il a été possible d'identifier la présence de banquettes limites de remplissage (figure 5.59) dans plusieurs secteurs de la cavité présentant un étage net. L'identification de telles formes à cette cote altitudinale interpelle puisque les formes paragénétiques avaient été pour l'instant reconnues comme inexistantes au-dessus de l'altitude reliée à la fin de l'aggradation du Pliocène continental (Mocochain *et al*, 2006) soit 250/260 m NGF m NGF dans ce secteur. Or ce seuil est ici dépassé de plus de 100 mètres d'altitude.

Ces banquettes limites sont associées à un chenal de voûte renforçant l'hypothèse d'une phase de fonctionnement paragénétique de cette cavité.

Il est possible d'évaluer l'épaisseur du remplissage de cette cavité en tenant compte des altitudes identifiées dans le paléo karst de Saint Remèze (Martini 2005). Le recoupement de celui-ci par l'érosion de la surface topographique a permis de révéler plusieurs contacts entre le bedrock et des grès scellés par de la calcite situés entre 350 et 360 m d'altitude sur 4,5 km de linéaire. On peut estimer ainsi une épaisseur de remplissage d'environ une trentaine de mètres (figure 5.60). On note de même que l'altitude la voûte de la grotte de l'aven Double est similaire que celle relevée sur le terrain pour le paléokarst de Saint Remèze par Martini (2005). Cette auteur, en mesurant l'importance du remplissage, émet d'ailleurs l'hypothèse d'un creusement ascendant paragénétique (Martini, 2005, 2007).

Les observations réalisées à l'aven double permettent d'avancer que les galeries se situant à cette altitude ont été affectées par un creusement paragénétique marquant ainsi une paléo-zone noyée du karst. Cette hypothèse est soutenue par plusieurs observations convergentes à l'aven du Razal situé à quelques kilomètres à l'est à des altitudes similaires dans lequel des morphologies paragénétiques particulièrement éloquentes sont présentes sur les parois.



Figure 5.59
Chenal de voûte et banquettes limites de remplissages à l'aven double (Cliché : D. Cailhol et M. Morvand).

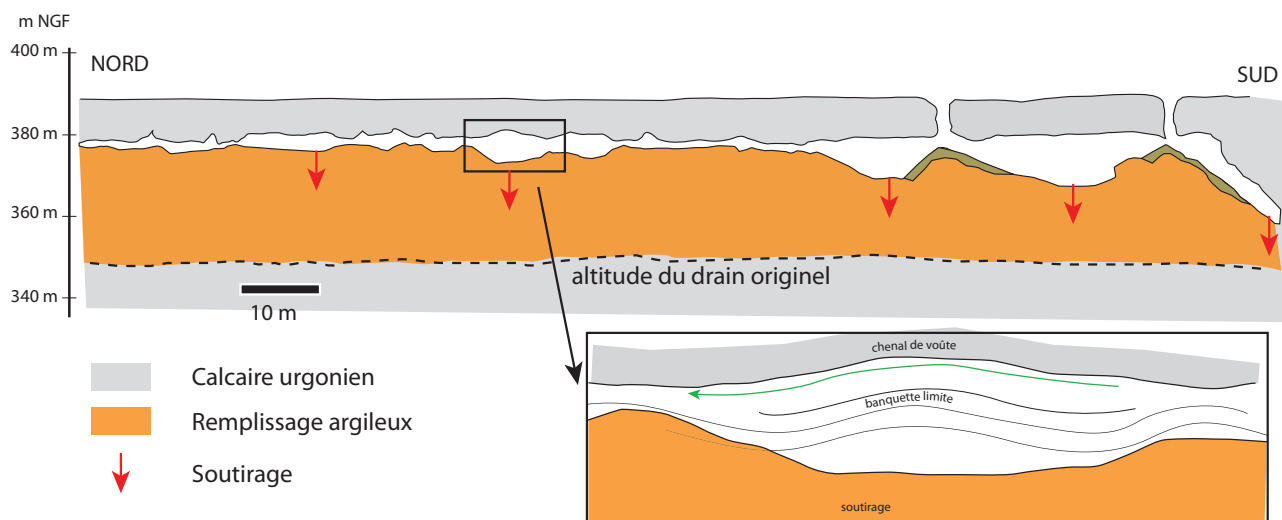


Figure 5.60

Profil longitudinal de l'aven double avec estimation de l'épaisseur du remplissage.

5.3.3. Reconstitutions spéléogéniques des réseaux paragénétiques d'inondation creusés dans la zone épinoyée du karst.

Les recherches menées au début de ce chapitre ont permis de redéfinir le contexte morphogénique de plusieurs objets endokarstiques. Dans ce cadre, et bien que certaines cavités aient été présentées comme issues d'un creusement dans la zone noyée du karst (Delannoy, 2004, Mocochain, 2004, 2006 a et b, 2009, 2011), il apparaît désormais plausible qu'un certain nombre d'entre elles aient acquis leur géométrie et leur morphologie dans un contexte de creusement épinoyé. Un tel creusement permet en effet d'expliquer les emboitements géomorphologiques complexe entre les formes et les formations endokarstiques que nous exposons dans cette partie et ce faisant de prendre en compte toutes les observations réalisées jusqu'à présent.

Les cavités rattachées à cette évolution font partie d'un ensemble de plusieurs réseaux spéléologiques situées vers la cote 180/ 200 m NGF dans le secteur d'étude (figure 5.52) et correspond globalement dans les gorges de l'Ardèche aux cavités situées 100 m au-dessus du lit de l'Ardèche actuelle. C'est sur cet ensemble de cavités que s'appuient principalement les différents scénarios paléogéographiques actuels (chapitre 4). Nous proposons ici de relire les informations géomorphologiques attenantes à ces cavités avec l'éclairage des connaissances acquises au cours de ce travail afin d'affiner les modèles spéléogéniques.

5.3.3.1. Un panorama des formes et des formations endokarstiques des réseaux spéléologiques au environ de 180/200 m NGF

L'inventaire des cavités réalisé par le comité départementale de spéléologie permet de prendre la mesure de la très forte densité de cavités qui existe dans l'interfluve Ardèche / Ibie. En effet, il existe sur cette surface de moins de 4 km², environ 150 entrées de cavités pour un développement total de 18 km environ (Delannoy *et al.*, 2008). L'accent est ici mis sur les principales cavités qui se développent autour de la cote 180 / 200 m NGF, à savoir : les grottes de Louoï, du Dérocs, des Deux Avens et du Chasserou qui s'ouvrent

Figure 5.61
Tronçon de galerie
dans la grotte du Déroc
(cliché : S. Jaillet).



en rive gauche de l'Ibie et la grotte Chauvet qui débouche dans le cirque d'Estre (rive gauche de l'Ardèche).

Ces cavités présentent une relative homogénéité topographique et bien que leur développement longitudinal soit variable, la largeur de ces réseaux oscille entre 5 et 20 m et la hauteur avoisine la dizaine de mètres. Seule la grotte Chauvet présente des élargissements plus importants, d'une quarantaine de mètres de largeur, en particulier au niveau de la salle des Bauges.

5.3.3.1.1. Des formes de corrosion paragénétiques

La morphologie des parois et des voûtes présente de très nombreuses analogies d'une cavité à une autre : elle se caractérise par de nombreuses coupoles de parois et de plafond ainsi que par d'importants pendants de voûte (figures 5.61 5.62, 5.63).

Il a été observé que les galeries s'organisent principalement sur deux axes. Le premier correspond à la grotte Chauvet, d'orientation nord-sud. Le second coïncide avec le système spéléologique de « Dérocs- Deux Avens » qui se développe selon une orientation NNE-SSW est parallèle à la rive gauche actuelle de l'Ibie. Il est probable que ces deux cavités, voire celle de Louoï formaient une seule et même galerie recoupée désormais par le recul du versant (figure 5.52).

Dans l'ensemble des galeries du Dérocs, de Louoï, des 2 avens et de la grotte Chauvet, il est possible d'observer la présence de formes de corrosion en régime noyé qui affectent autant la roche en place que des placages stalagmitiques (figures 5.64 et 5.65).

Dans l'ensemble de ces cavités, le plancher ne correspond que rarement au bedrock (roche en place) bien que celui-ci affleure de temps à autre et les sols correspondent le plus souvent à des remplissages argilo-limoneux voire sableux plus ou moins retouché par le processus de soutirage (cf. partie 5.2.3). Les formations endokarstiques sont toutefois nombreuses dans cet ensemble de cavités.



Figure 5.62

Galerie principale de la grotte du Déroc (basse-vallée de l'Ibie). La galerie principale de la grotte du Déroc est un bel exemple de paléo-drain karstique. Les morphologies de paroi et surtout de plafond (coupoles, pendants...) attestent d'une genèse en milieu noyé de ce conduit : il est l'expression d'un ancien drain transmisif d'une paléo-zone noyée dont le toit se situait au niveau, voire légèrement au dessus de 180-200 m. Il est intéressant de relever que tant les formes de plafond et de paroi que la relative planéité du sol sont très proches de la physionomie de la grotte Chauvet (cliché : S. Jaillet).

5.3.3.1.2. La richesse des formations endokarstiques

5.3.3.1.2.1. Les dépôts fluviatiles

Les cavités de l'interfluve Ibie-Ardèche présentent plusieurs types de sédiments acheminés et déposés par les écoulements souterrains. Selon la compétence de ces écoulements, le matériel transporté et déposé est plus ou moins grossier.

On rencontre du matériel grossier dans plusieurs cavités de l'interfluve Ibie / Ardèche, notamment dans les grottes du Chasserou et du Déroc. Ils correspondent à du matériel roulé (galets) acheminé par des écoulements fluviatiles. Les éléments les plus grossiers

Figure 5.63

Salle d'entrée du Chasserou. Bien que les formes originelles soient tronquée après des effondrements gravitaire (visible a gauche et à l'arrière plan), des pendants de voûtes subsistent (premier plan a droite). Le sol de cette salle se situe à la cote 220 m NGF (cliché : S. Jaillet).



Figure 5.64

Pendant de voûte –galerie des mains positives – Grotte Chauvet. Ce pendant constitue un témoin d'une ancienne phase de creusement noyé de la galerie principale de Chauvet. Il est intéressant de noter que celui-ci a été creusé dans un ancien édifice stalagmitique dont il ne reste aujourd'hui que cette pendeloque (cliché : J.-J. Delannoy).



peuvent atteindre 200 mm de longueur (figure 5.66).

L'analyse de la nature du sédiment renseigne également sur leur origine. Dans les grottes du Déroc et du Chasserou, les galets correspondent à des granites (très altérés) et mettent en évidence l'existence d'anciens flux allochtones qui pénétraient à l'intérieur du karst. L'origine du matériel allochtone est le haut bassin de l'Ardèche creusé dans le socle cévenol. La présence sous terre de ces galets atteste qu'à un moment donné des écoulements provenant du socle cévenol se sont perdus, au moins pour partie, dans



Figure 5.65

Témoins de l'agencement en régime noyé de la galerie principale des Deux Avens où la galerie principale est creusée pour l'essentiel dans les calcaires urgo-niens. Les morphologies caractéristiques d'un creusement en régime noyé recourent des édifices stalagmitiques de grandes dimensions. Le dépôt de ces édifices est antérieur au fonctionnement en régime noyé de cette galerie. L'ensemble de ces témoins atteste d'une karstification ancienne du compartiment géologique de Chauvet (cliché : S. Jaillet).

le karst de l'interfluve Ibie / Ardèche et ont contribué au colmatage partiel des drains karstiques de la cote 180-200 m. Dans l'état actuel des connaissances à l'intérieur de la grotte Chauvet, de tels sédiments grossiers n'ont pas été retrouvés dans la cavité. Si ceux-ci existent, ils se situent sous le remplissage argilo-limoneux. Toutefois, les travaux réalisés à l'extérieur de la grotte Chauvet ont mis en évidence d'anciens remplissages détritiques relativement grossiers (Delannoy *et al.*, 2011, chapitre 7) et permettent de valider cette hypothèse.

Les sols subhorizontaux de l'ensemble de ces cavités présentent plusieurs types de dépôts fins acheminés par des écoulements, moins compétents. Il s'agit d'argiles, de limons et de sables fins. Leur transport et leur dépôt sont associés à des processus fluviaux généralement lents. Dans les cavités de l'interfluve Ardèche / Ibie, ces dépôts occupent la majorité des sols de cavités au point qu'il est souvent délicat voire impossible de reconnaître le bedrock originel (lit rocheux). On attribue ces sédiments (i) soit à des écoulements très lents dans les drains de la zone noyée (la faible vitesse des eaux entraîne la sédimentation des particules les plus fines et une évolution dite paragéné-

Figure 5.66

Terrasse de galets de la grotte du Chasserou (basse-vallée de l'Ibie). Cette terrasse se situe vers la cote de 170 m NGF. Elle contient de nombreux galets d'origine allochtone (matériel cristallin, granite...) et plus précisément cévenole. Ce matériel présent dans la grotte témoigne d'un apport fluvial important (taille des galets) à l'intérieur du compartiment karstique de la grotte Chauvet (Ibie/Ardèche) (cliché : S. Jaillet).



tique du drain), (ii) soit à la fin du fonctionnement fluvial des cavités qui se marque par une moindre prise en charge des sédiments, (iii) soit à des mises en charge temporaires. Les deux dernières causes d'une sédimentation fine au sein des conduits karstiques ne sont pas antinomiques et peuvent se succéder. Dans la troisième possibilité, cela témoigne d'un drainage encore inefficace des structures karstiques se traduisant par un ennoiment des structures en cours d'abandon lors des périodes d'intumescence hydrique. L'examen des sédiments (Mocochain *et al.*, 2009) fins contenus dans les cavi-

tés de l'interfluve Ibie / Ardèche met en évidence la présence de micas et de quartz d'origine allochtone (issus des terrains cévenols).

Malgré cette omniprésence de sédiments sur les sols, il est possible d'estimer l'épaisseur actuelle des sédiments dans ces cavités. En effet, on a vu que la pile sédimentaire actuelle dans la grotte Chauvet avait une puissance de l'ordre de 7 ou 8 mètres (cf. partie 5.2.3). Dans la grotte de Louoï, un décaissage totale de la galerie par des travaux de terrassement a mis en évidence une épaisseur de l'ordre compris entre 8 et 2 m entre la l'ancienne surface de sédiment et le Bedrock (figure. 5.67).



Figure 5.67

Partie profonde de la grotte de Louoï. Le bedrock a été découvert après le décaissage total de la pile sédimentaire dont le niveau sommitale est encore visible (trait rouge horizontal le long de la paroi). Le remplissage était de faible puissance dans ce secteur de la cavité. Notez la concrétion corrodée en pendant de paroi à droite (cliché : S. Jaillet).

Par ailleurs, la mise à nu du bed-rock de cette galerie a permis de découvrir des formes typiques du fonctionnement épinoyé : une rigole de surcreusement (figure 5.68). Cette morphologie montre un premier fonctionnement épinoyé avant son élargissement à la voûte par creusement paragénétique.

Une autre famille de dépôts peut être observée dans cet ensemble de cavités localisées à 180/200 m NGF : les formations carbonatées.

Figure 5.68

Grotte de Louoi dans laquelle on identifie une rigole de surcreusement (premier plan à gauche) qui peut être rattachée à un fonctionnement épinoyé (ou vadose). Les pendants de voûte marquent un creusement paragénétique d'inondation (cliché : S. Jaillet).



5.3.3.1.2.2 Les formations carbonatées

Dans les cavités du secteur, l'étude géomorphologique a permis de distinguer plusieurs générations de concrétions (Delannoy *et al.*, 2001, 2004). Ces auteurs les ont regroupées en trois grands ensembles : (1) les remplissages stalagmitiques très anciens qui ont été corrodés par l'épisode karstogénique responsable du creusement des drains karstiques de la cote 180-200 m; (2) les stalagmites et colonnes massives qui se sont déposées au sein des drains karstiques suite à leur abandon par les écoulements karstiques. Cet ensemble présente des concrétions ayant été profilées par des écoulements vadoses et se compose de plusieurs générations de concrétionnement ; (3) les concrétions « récentes » généralement de taille modeste qui se sont développées dans les réseaux souterrains depuis la fin du dernier épisode froid quaternaire (Holocène : > 12 000 BP à nos jours). Hormis les concrétions assez récentes pour être datées, les générations ont été déterminées selon des critères d'érosion de taille et de faciès (couleur et aspect plus ou moins altéré) (Delannoy *et al.*, 2001, 2004). En l'absence de données radiométriques pour caler dans le temps absolu chacune d'entre elles, nous ne retiendrons pas le critère chronologique attribué à ces générations. Néanmoins, leur répartition spatiale sera prise en compte pour s'interroger sur leur emboîtement dont la compréhension est indispensable pour déterminer les grandes phases spéléogéniques des vides karstiques.

5.3.3.1.2.3. Questionnements à propos de l'évolution spéléogéniques des cavités à 180/200 m NGF

La présentation de chacun des modèles d'évolution paléogéographique des gorges de l'Ardèche (chapitre 4) montre que la lecture géomorphologique de l'endokarst permet aux différents auteurs d'identifier les mêmes cycles noyage/dénoyage se calant sur une alternance de fonctionnement noyé puis vadose de la cavité.

Pourtant, en l'état actuel des connaissances, le calage chronologique de ces reconstitutions spéléogéniques (Delannoy et al, 2004, Mocochain et al, 2004, 2006 a et b, 2009) de ce niveau karstique posent des problèmes dès lors qu'ils doivent être insérés dans le cadre paléogéographique de la vallée du Rhône dont les grandes étapes ont été calées par Clauzon (1982) et confirmés et affinés des travaux géomorphologiques et sédimentologiques (Mandier, 1988 ; Clauzon 1996 ; Baumard, 2001 ; Besson, 2005) sur un transect de plusieurs centaines de kilomètres. En effet, sur la base des indices collectés, le début de l'histoire spéléogénique de cette cavité débute soit avant la crise messinienne (Delannoy et al, 2004) soit au début de la remontée pliocène (Mocochain et al., 2006 a et b, 2009 ; Tassy et al., 2013). Or plusieurs arguments permettent de discuter de la validité de ces modèles. Ces arguments, d'ordre paléogéographique, permettent de s'interroger tout d'abord sur l'existence d'une karstification précoce dans les gorges de l'Ardèche à cette altitude. S'il est bien avéré que la vallée du Rhône et plus largement le piémont alpin a bien connu plusieurs incisions avant la crise messinienne, elles ont eu lieu à des cotes altitudinales bien supérieures comprises entre 500 m et 350 m NGF environ (Besson, 2005 ; Besson et al., 2007). Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre 6. Enfin, il est possible de s'interroger sur des oscillations importantes du niveau de base (au moins 60 m) durant le Pliocène invoquées par d'autres auteurs (Mocochain et al., 2006, 2009) et ce malgré la datation radiométrique de certains sédiments (Tassy et al., 2013). En effet, aucune de ces oscillations de niveau de base n'a été décelée dans la vallée du Rhône malgré un nombre important de travaux sédimentologiques (Baumard, 2011) fondés sur l'examen de plusieurs dizaines de profils sismiques et d'analyse de coupe. Ces incohérences entre les interprétations spéléogéniques amènent ainsi à se réinterroger à la fois sur :

- l'existence d'une alternance de fonctionnement noyé et dénoyé des cavités
- l'emboîtement géomorphologiques des dépôts et plus particulièrement des sédiments qui ont été datés.

5.3.3.2. Etude géomorphologique de l'ensemble spéléologique à 180/200 m NGF

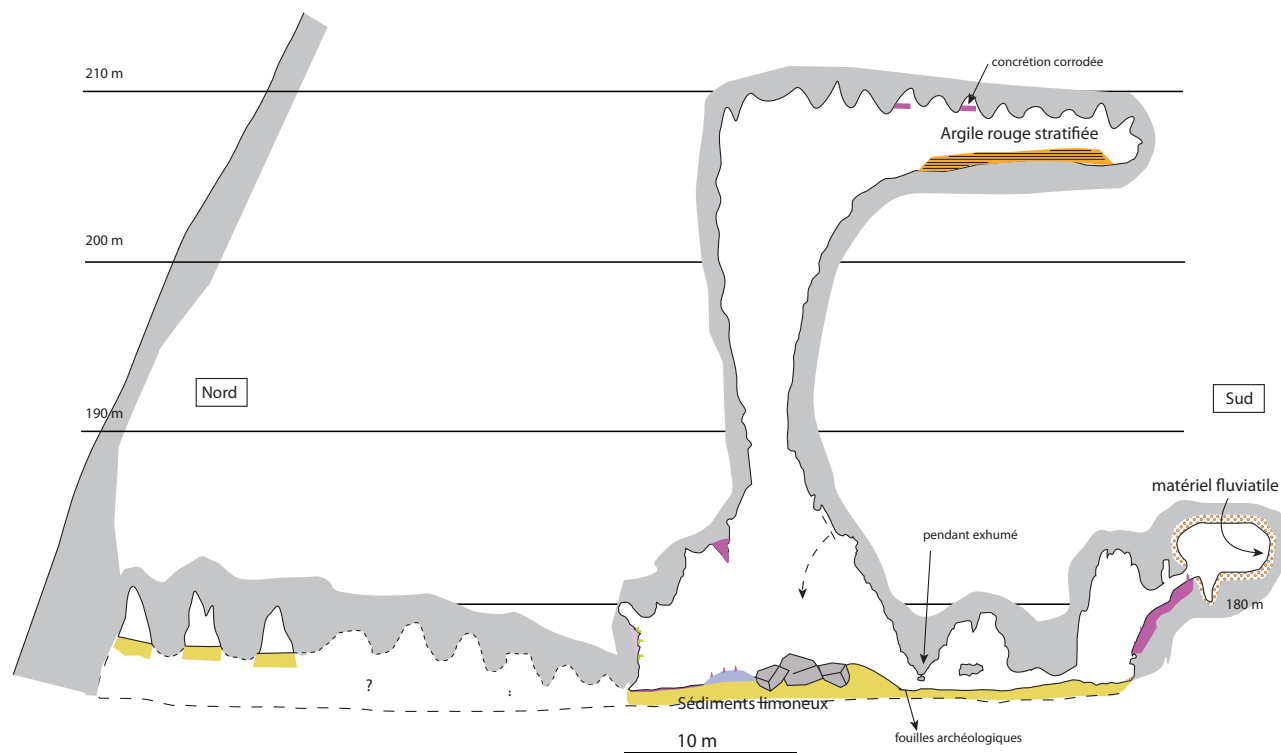
Dans les cavités investiguées, plusieurs secteurs présentent une organisation des formes et des dépôts particulièrement intéressante pour comprendre les emboîtements géomorphologiques.

Un premier secteur se situe dans la grotte du Dérocs et au niveau de l'entrée centrale de ce réseau spéléologique (figure 5.69).



Figure 5.69
Plan de la grotte du Déroc.

A cet endroit, la cavité présente un important puits cheminée d'environ 30 m de hauteur dans lequel des morphologies évasées sont présentes (figure 5.70). A son sommet, se trouve un niveau horizontal aux dimensions modestes et présentant de nombreux pendants de voûtes. Entre eux se logent des lambeaux de planchers stalagmitiques suspendus fortement corrodés indiquant que toute la galerie fût complètement colmatée par des remplissages. Ces formes de pendent sont identiques à celle trouvées dans la galerie principale (figure 5.62). Le sol de cette galerie supérieure présente par endroits des bancs d'argiles litées avec une alternance de couleur rouge et beige dans lesquels des fentes de dessiccation apparaissent et témoignent de périodes de mise en charge répétée de ce réseau suivie de phase d'assèchement (figure 5.71). Des fouilles archéologiques dans les remplissages du conduit principal ont permis de trouver du matériel du bronze à sub-actuel enchâssé dans des dépôts limoneux ce qui montre que les sols sont soumis aux mêmes phénomènes de remaniement (cf partir 5.2.3) que ceux identifiés dans la grotte Chauvet. L'intérêt majeur de cette section de galerie est la présence d'un épais remplissage de matériel fluviatile roulé, d'une granulométrie s'étalant de quelques millimètres à 30 centimètres environ comprenant de gros galets de basaltes et cristallins. Cette terrasse fluviatile se trouve déportée par rapport à la galerie principale (figure 5.70). Ce matériel est actuellement soutiré permettant ainsi l'accès à cette partie de la grotte. Dans la salle contenant ces remplissages alluviaux (salle de la géode), le bedrock n'est jamais visible que ce soit au niveau des parois, du plafond ou du sol. Il est aussi intéressant de noter le niveau de ce remplissage est perché quelques mètres au-dessus du sol actuel de la galerie principale (figure 5.70). Un examen approfondi de l'ensemble de la cavité n'a pas permis d'identifier d'autres témoins d'un tel remplis-



sage fluviatile ni en terrasse dans des diverticules ni dans les coupes sédimentaires visibles. La présence de ce matériel nécessitant une énergie importante pour leur transport contraste avec les formes noyées du drain principal qui reflètent plutôt un fonctionnement en régime noyé avec des écoulements plutôt lent. Cette situation «déboîtée» interroge sur la relation existante entre le drain principal et le matériel alluvial. Enfin, l'intégration de petits diverticules latéraux dans le profil topographique et l'observation des remplissages, permet de soupçonner la présence d'élargissements latéraux à la galerie beaucoup plus importants que ce qui est visible à l'œil nu (figure 5.70). La comparaison de ce conduit reconstitué avec la salle des Bauges dans la grotte Chauvet permet de reconnaître des dimensions similaires.

Un autre secteur particulièrement intéressant pour l'étude géomorphologique de cet ensemble de cavité se localise à l'entrée de la grotte Chauvet, non pas à l'intérieur de la cavité mais à l'extérieur. En effet, le recul du versant topographique a tronqué une portion de cette cavité offrant ainsi la possibilité d'observer la base du conduit (Delannoy *et al.*, 2011). L'identification d'une paléo-grotte Chauvet et son étude géomorphologique permet de faire ressortir les éléments suivants (carte géomorphologique hors texte) :

- La présence du bed-rock de la grotte Chauvet vers 180/ 181 m NGF, soit 7 mètres en contre-bas du sol actuel de la cavité (salle des Bauges : 187 m NGF). Ce bed-rock est surmonté par de puissants édifices stalagmitiques (carte géomorphologique hors texte).
- Ce même bed-rock est fossilisé par du matériel transporté par une ancienne rivière souterraine. On relève la séquence suivante : matériel sableux riche en quartz et fortement induré (grès) surmonté par un conglomérat composé de débris calcaires, de concrétions et de rares éléments allochtones.) (carte géo-

Figure 5.70

Profil topographique habillé de la grotte du Dérocs dans le secteur de l'entrée centrale. Les lignes en pointillée matérialise un probable élargissement de la galerie sous le remplissage. Cette hypothèse est basée sur les morphologies connues au sud de la coupe et sur l'observation des parois le long des sondages archéologiques réalisés contre les parois. On peut d'ailleurs noter que la découverte de la salle de la géode s'est faite consécutivement au décaissage du sol suite à un fouille archéologique mettant ainsi au jour un pendant précédemment enchâssé dans le remplissage et donnant l'illusion d'une paroi. Des sondages complémentaires dans les petites galeries au nord tendent à confirmer un évaseement des parois au niveau des sols.



Figure 5.71

Lamines et fentes de dessiccation observables sur certaines lamines. Les séquences observées dans la galerie supérieure de la grotte du Dérocs montrent que celle-ci était le siège de mises en charge temporaires mais suffisamment longue pour laisser le temps à l'argile de se décanter avec des périodes assez longues entre deux mises en charge. (Clichés Jean Yves Bigot)

morphologique hors texte).

- Ce matériel fluviatile est scellé en plusieurs points par du concrétionnement (coulées et plancher stalagmitique) et semble particulièrement altéré.

L'identification de ces remplissages alluviaux à la base de la cavité permet d'établir une solide relation entre l'ensemble de cavités du Dérocs et la grotte Chauvet. Sans pouvoir confirmer l'hypothèse d'un recoupement de méandre (Mocochain *et al.*, 2009) et donc établir cette dernière était le prolongement du Dérocs, ces remplissages sont les témoins d'une histoire spéléogénique commune et permettent d'établir l'existence d'une même séquence sédimentaire et donc de les corrélérer chronologiquement.

Enfin, une dernière série d'observations permet d'engager une réflexion sur la répartition des concrétions corrodées. Bien qu'elles soient omniprésentes dans toutes les cavités de ce niveau spéléologique, il a semblé pertinent d'étudier ces édifices stalagmitiques au sein de la grotte Chauvet. En effet, leur distribution bien que complexe est déjà bien décrite et l'existence du modèle 3D de cette cavité a permis de les observer plus finement ainsi que de recenser leur altitude principale. Ces observations permettent de dégager deux ensembles distincts (figure 5.72).

Le premier ensemble correspond à de puissants édifices stalagmitiques sur lesquels figurent des formes de corrosion de type marmitage sur ceux situés au sol et des formes de corrosion plus évasés (en pendant) sur ceux situés à la voûte et en paroi. Ces massifs stalagmitiques sont enchâssés dans le remplissage. De plus, la corrosion met au jour des discordances dans l'agencement des lamines de calcite indiquant que plusieurs phases de corrosion et de repousses eurent lieu.

Le deuxième ensemble, correspond à des planchers stalagmitiques suspendus qui marquent des niveaux de remplissage sédimentaire à différentes altitudes. Ces résidus de planchers sont aussi marqués par des formes de corrosion.

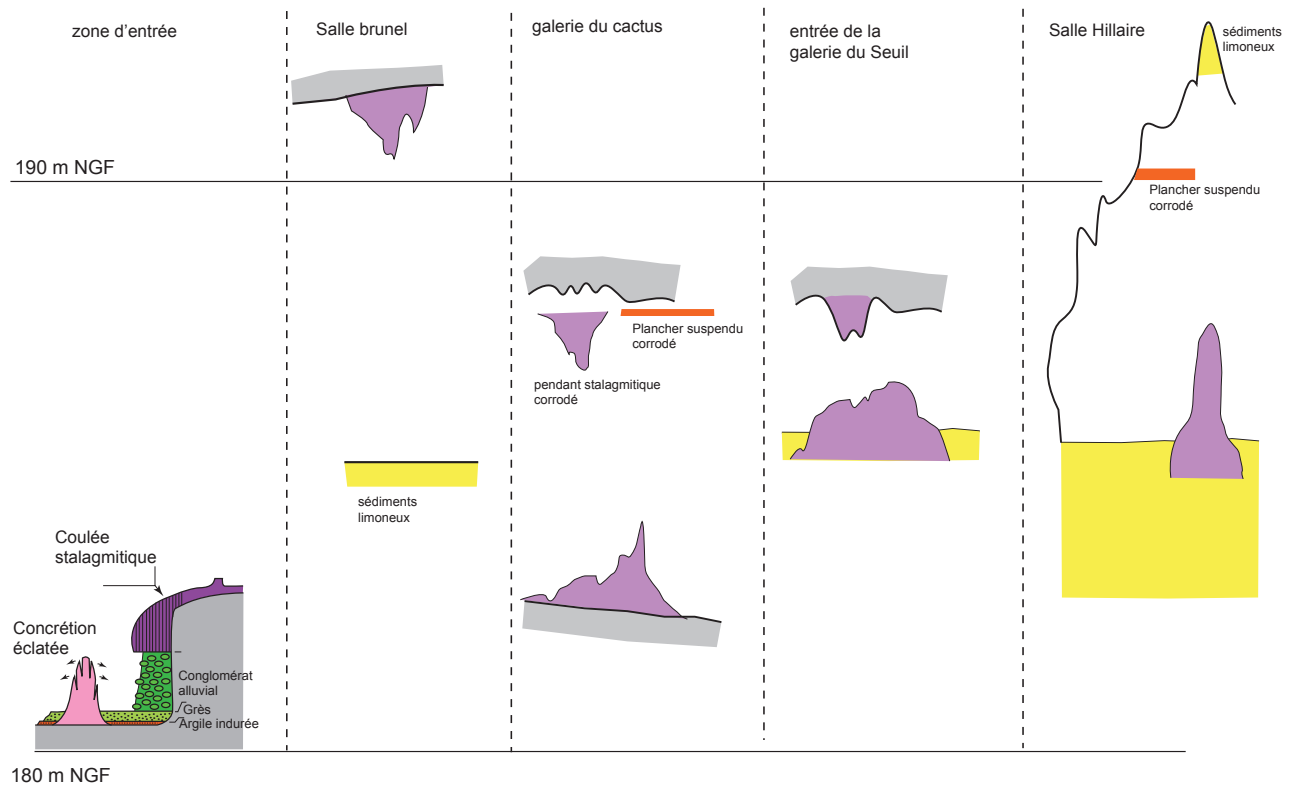


Figure 5.72 Localisation altitudinale des concrétions affectées par des morphologies de corrosion dans la grotte Chauvet.

L'ensemble de ces observations géomorphologiques menés dans les cavités de l'étage spéléologiques situé à la cote 180 / 200 m NGF, a permis de réunir suffisamment d'indices pour élaborer un scénario d'évolution spéléogénique cohérent.

5.3.3. Reconstitutions spéléogéniques du niveau karstique à 180/200 m NGF

La réunion des connaissances acquises sur les formes paragénétiques (partie 5.2) et des observations géomorphologiques permet d'élaborer un scénario d'évolution spéléogénique cohérent pour toutes les cavités de cet étage de l'interfluve Ardèche / Ibie.

5.3.3.1. Scénario d'évolution spéléogénique

La première étape (figure 5.73) correspond à la mise en place d'un conduit au fonctionnement épinoyé dans lequel se perdait du matériel fluviatile que l'on retrouve dans la grotte du Dérocs et à la base de la grotte Chauvet. Ce matériel, composé d'un ensemble de galets de forte granulométrie, repéré dans plusieurs grotte représente la base stratigraphique autour de laquelle s'organisent les autres formes et formations endokarstiques. Cet ensemble est scellé par un important concrétionnement. La présence d'imposants massifs stalagmitiques corrodés qui d'une part scellent par endroit ce remplissages fluviatiles et d'autre part dans lesquels il est possible d'identifier de nombreuses repousses discordantes permet de valider l'hypothèse d'un fonctionnement épinoyé de la galerie. Il est possible de souligner que les observations effectuées dans le réseau épinoyé dans la goule de Foussoubie permettent par analogie de rendre plausible

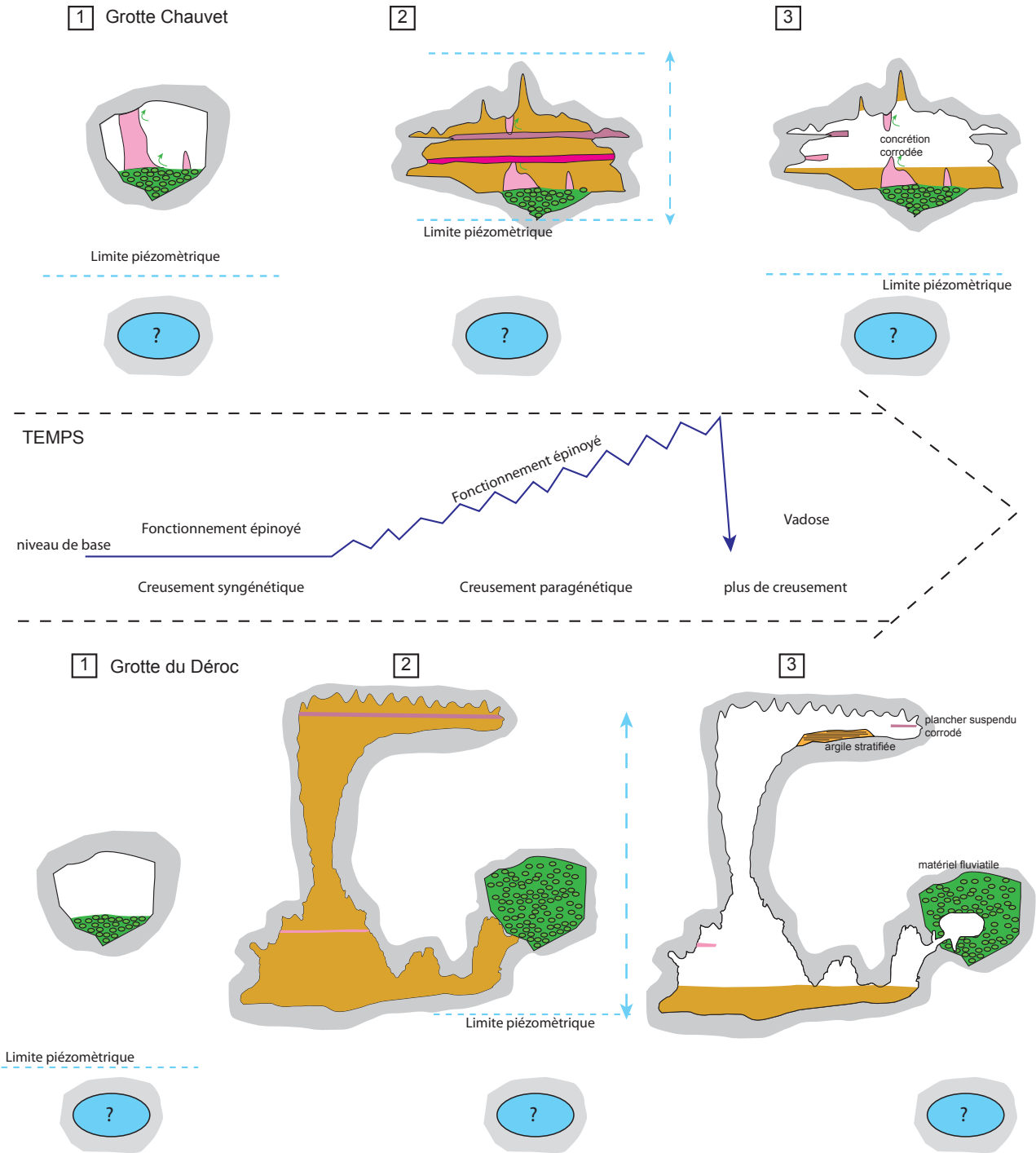


Figure 5.73
 Evolution spéléogénique
 des réseaux spéléolo-
 giques situés à 180/200
 m NGF. Exemple de la
 grotte Chauvet et de la
 grotte du Déroc.

la possibilité d'un tel fonctionnement dans le paléo-drain de Déroc / Chauvet. Enfin, l'observation d'une goulotte de ravinement dans le bed-rock de Louoï et un profil en montagne russe à faible rayon de courbure dans cette même cavité apporte des arguments supplémentaires pour étayer l'hypothèse d'un fonctionnement épinoyé.

La seconde étape s'amorce suite à une élévation progressive du niveau de base dont la conséquence est le rehaussement progressif de la zone noyée et la zone épinoyée. Ce rehaussement entraîne un dysfonctionnement des écoulements dans la zone épinoyée (qui devient peu à peu noyée). Les écoulements de crues perdent de leur vitesse entraînant le colmatage total de certaines parties du conduit. Le fonctionnement épi-

noyé, alors syngénétique, laisse la place à un fonctionnement épinoyé d'inondation. L'élargissement des cavités au-dessus des remplissages sont le témoin de cette deuxième étape. Dans la grotte du Dérocs, le relevé géomorphologique d'une section de la galerie (figure 5.70) montre que cet élargissement se déporte sur la bordure du drain. Cette configuration est due à un colmatage total de la galerie par les sédiments fluviaux. Les écoulements se déportent pour creuser une galerie parallèle. Ce déboitement du conduit paragénétique par rapport à la galerie originelle syngénétique est typique du processus de creusement paragénétique (Lauritzen *et al.*, 2000 ; Palmer, 2007) et contribue à élargir considérablement le conduit. Durant cette période, l'apport sédimentaire change de nature en laissant place à la sédimentation de matériel plus fin qui nappe les massifs stalagmitiques contribuant ainsi à la conservation des formes de marmitage. Au gré des inondations du réseau, les morphologies s'évasent, les concrétions non recouvertes par des sédiments évoluent en pendeloques et la dissolution exploite les faiblesses de la roche à la voûte contribuant à la formation des méga-pendants. Après chaque phase d'inondation une couche de sédiments se dépose. Ces phases d'inondations cessent parfois suffisamment longtemps pour que des planchers stalagmitiques scellent le niveau de remplissage qui est ensuite repris par de la corrosion.

Il est probable que la vitesse de remontée du niveau de base ait été supérieure à la vitesse de creusement de la galerie. Le processus d'élargissement des drains s'arrête donc lorsque le niveau de base dépasse complètement les voûtes des cavités. Il est alors possible que la sédimentation ait continué lentement jusqu'au colmatage total de la galerie. Le contact prolongé des parois et du remplissage limoneux a pu contribuer à leur altération mais aussi à l'adoucissement de leur topographie.

La troisième étape consiste au décolmatage des galeries essentiellement liée à l'action des soutirages et du ruissellement. En effet, un décolmatage de la galerie en lien avec des écoulements véloces auraient laissé une empreinte morphologique différente sur les parois. Toutefois des mises en charge temporaires de ces cavités ont eu lieu comme en témoigne la présence d'argile litées dans les parties les plus hautes. La nature de ces argiles suppose des mises en charge par remontée de la nappe phréatique. Les eaux sont alors peu agressives et ne corrodent pas les morphologies en place.

Enfin les conduits ne subissent plus de mise en charge. Le processus de soutirage et le ruissellement sont alors les seuls moteurs de l'évolution spéléogénique.

5.3.3.2. Discussion du scénario d'évolution spéléogénique des cavités à 180/200 m NGF

En couplant les connaissances issues d'une part de l'étude des formes élémentaires de l'endokarst (partie 5.2) à partir de modèle 3D et d'autre part de l'étude des emboitements géomorphologiques, il a été possible d'élaborer un scénario d'évolution spéléogénique cohérent tout en répondant aux interrogations que suscitaient chacun des précédents modèles. Ce scénario spéléogénique s'appuie sur l'hypothèse que les drains de cet étage karstique ont évolué dans la zone épinoyée du karst ayant d'abord un fonctionnement syngénétique puis dans un second temps, un fonctionnement paragénétique d'inonda-

tion avant d'être ennoyé complètement terminant ainsi de les colmater. L'hypothèse qui place la genèse et le fonctionnement épinoyé des conduits du karst situés actuellement à la cote 180/200 m NGF se déroule donc en deux grandes étapes : une première qui nécessite un contexte dans lequel le niveau de base est inférieur à cette altitude et une seconde qui implique un contexte de remontée de niveau de base. Ce scénario est compatible avec celui développé à partir des observations géomorphologiques à l'Aven d'Orgnac (Jaillet et al., 2007 ; Delannoy *et al.*, 2007) et celui développé dans la vallée du Rhône (Clauzon, 1982, 1996 ; Baumard, 2001 ; Loget, 2005).

De plus, cette hypothèse répond aux questionnements posés par les modèles spéléogéniques actuels de ces cavités. Tout d'abord parce que ce scénario ne nécessite plus une stabilité du niveau de base avant le Messinien comme l'invoquait un premier modèle (Delannoy *et al.*, 2004). En effet la genèse de ces drains pourrait être synchrone d'une karstification profonde générée durant la crise Messinienne et qui aurait fonctionné jusqu'à ce que le niveau de base surmonte la cote 180/200 m NGF (figure 5.74).

Enfin, sur la base argumentaire existante (Delannoy *et al.*, 2004) à propos des massifs stalagmitiques corrodés et en tenant compte de l'impossibilité de placer des oscillations de niveau de base avant le Messinien, des auteurs (Mocochain *et al.*, 2006, a et b, 2009 ; Tassy et al., 2013) proposaient de placer un cycle d'oscillation du niveau de base durant le pliocène, élément tout à fait inédit en l'état des connaissances actuelles. Après avoir engagé une série de datation sur les terrasses alluviales observées dans la grotte du Déroc dont l'âge a été déterminé à 2.6 Ma (Tassy *et al.*, 2013) et qui sont considérées explicitement comme la dernière phase de fonctionnement de ces conduits (Tassy *et al.*, 2013) ces auteurs placent une oscillation antérieurement à cette période selon le schéma suivant : 1/creusement du drain originel (4 Ma), 2/une baisse du niveau de base d'environ 60 m qui permet une période de concrétionnement vers 3.5 Ma et 3/ une remontée du niveau de base qui entraîne un réennoyage des galeries qui dure jusqu'à 2.6 Ma et qui conduit à corroder les édifices stalagmitiques et à déposer les sédiments fluviaux (ceux qui ont été datés). Suite à nos observations géomorphologiques, il nous semble peu probable que ces sédiments fluviaux soient les témoins de la dernière phase de fonctionnement étant donné qu'ils se situent à la base de la séquence stratigraphique. En effet, les plus anciennes concrétions scellent ce remplissage dans la grotte Chauvet ou bien se situent dans la galerie paragenétique dans la grotte du Déroc. Par conséquent ces édifices stalagmitiques sont postérieurs aux sédiments datés. Ainsi, il semble délicat de retenir l'hypothèse de ces auteurs quant à la spéléogenèse de ce niveau karstique (Mocochain *et al.*, 2006, 2009, Tassy *et al.*, 2013). En effet, le creusement paragenétique d'inondation dans la zone épinoyée du karst postérieur à la mise en place de ce matériel fluvial suffit à expliquer la présence de ces édifices stalagmitiques corrodés. Durant cette période de creusement, des périodes suffisamment longues entre deux inondations laisseraient ainsi le temps aux massifs stalagmitiques de se mettre en place puis d'être corrodés lors de périodes dans lesquelles les mises en charge du réseau étaient fréquentes.

Les observations montrent donc que du matériel fluvial a transité certainement en période de crue dans le karst au moins jusqu'à 2.6 Ma. Postérieurement, le conduit

à évolué par creusement paragénétique puis les volumes souterrains ont été dégagés par l'action du soutirage. Toutefois durant cette période d'évolution, les eaux de crues fluviales n'ont jamais réemprunté la voie souterraine mais ont plutôt provoqués des remontées du niveau piézométrique et des mises en charge temporaires des galeries partiellement évidées comme en témoigne des argiles de décantation qui ont pu se mettre en place (argile litées). A partir de ce constat, il est possible de se demander pourquoi les eaux de crues ont transité dans le karst avant 2.6 Ma et pourquoi postérieurement, elles n'ont provoquées que de simples mises en charge des galeries. Une première explication à cette différence de fonctionnement, pourrait être associée à la présence des remplissages paragénétiques qui auraient bloqué ces écoulements de crues. Cependant, plusieurs observations montrent que les sédiments sont d'une part assez meubles pour être remobilisés par des ruissellements et que d'autre part, l'épaisseur de la pile sédimentaire est relativement faible et ne pouvait donc pas constituer un obstacle suffisamment important pour que des écoulements de crue à forte vélocité ne puissent pas les déblayer. De plus, la présence de remplissages argileux déposés par des mises en charge montre que la galerie était déjà évidée (pour accueillir le remplissage). Par conséquent, des écoulements auraient pu y transiter sans problème.

Une autre explication pourrait être trouvée dans l'architecture du réseau hydrographique (au sens d'organisation géométrique) au moment de la mise en place de ces drains karstiques. En effet, suite à un abaissement très rapide du niveau de base, il se pourrait que les écoulements superficiels ne soient pas assez compétents pour entailler le plateau calcaire ce qui entrainerait sa capture karstique. Ce phénomène se matérialise par la karstification de plusieurs conduits. Un premier réseau de conduits concentre les écoulements à l'étiage dans la zone noyée du karst. Un autre réseau de conduits karstiques se met en place pour drainer les écoulements de crues et se concentre essentiellement dans la zone épinoyée du karst (Audra *et al.*, 2011). Un fonctionnement analogue est actuellement observé dans les secteurs de la goule de Foussoubie ou du réseau des Fées dans lesquels le réseau hydrographique de surface est peu organisé. Durant cette phase de fonctionnement, le réseau de drainage superficiel peut être temporairement réutilisé lorsque les débits d'écoulements dépassent la capacité de drainage des conduits souterrains ce qui peut arriver en période de grandes crues.

A la suite du rehaussement du niveau de base, les conduits de la zone noyée et de la zone épinoyée évoluent par creusement paragénétique en zone devenue noyée (figure 5.74). Le fait que l'on retrouve des banquettes limites dans les réseaux actuellement les plus bas en altitude semble appuyer cette hypothèse. Durant cette période, le réseau de drainage karstique devient inadapté à l'évacuation des eaux d'écoulements (colmatage et perte de charge) et par conséquent, le réseau de drainage de surface et réemprunté de plus en plus souvent par les écoulements.

Puis dans un troisième temps, le niveau de niveau de base s'abaisse suffisamment lentement pour que les écoulements s'organisent à la surface du relief et ne se restructurent pas par capture karstique. L'incision du réseau hydrographique recoupe partiellement les conduits karstiques préexistant et de nouveaux conduits karstiques se structurent

lorsque le système de drainage à la surface devient inefficace. Ces nouveaux systèmes karstiques peuvent trépaner des conduits paragénétiques (Event de Fousoubie et aven des Fées).

5.3.4. Conclusions sur l'étude spéléogénique des cavités du secteur d'étude

Le croisement des connaissances acquises en utilisant les modèles 3D comme support d'analyse des formes élémentaires du karst et les observations géomorphologiques a permis d'élaborer des scénarios spéléogéniques pour l'ensemble des cavités situées sur le terrain d'étude et qui répondent aux questionnements posés par l'observation du terrain et par les travaux existants.

Il a tout d'abord été possible de renforcer et d'affiner le modèle spéléogéniques (Delannoy *et al.*, 2007 ; Jaillet *et al.*, 2007) de l'aven d'Orgnac en mettant en évidence une phase intermédiaire comprenant un fonctionnement paragénétique d'inondation dans la zone épinoyée entre la fin du creusement paragénétique dans la zone noyée noyé et l'étape durant laquelle la restructuration de nouveaux drains endokarstiques entraînant par soutirage, le décolmatage des premiers.

De plus, les observations et l'étude géomorphologique des cavités de Cayre-crêt et des Huguenots a permis de d'établir un scénario d'évolution spéléogénique similaire à l'aven d'Orgnac. En effet, l'ensemble de ces cavités comportent les même formes et formations endokarstiques, tant dans la nature que dans leur emboitements. Un critère les différencie pourtant : les cotes altitudinales auxquelles les deux types de formes paragénétiques ont été observés. En effet, on relève une transition entre les formes caractérisant le régime noyé de celles caractérisant le régime épinoyé à environ 130 m NGF dans les grottes de Cayre-Crêt et de Huguenots et à 240 m NGF environ dans l'aven d'Orgnac. Cette asymétrie entre les interfluves Ardèche / Cèze et Ardèche/ Ibie pose un nouveau questionnement auquel il faudra répondre pour comprendre les modalités de la karstification dans ces secteurs.

Enfin, un nouveau modèle spéléogénique a pu être proposé pour l'ensemble des réseaux spéléologiques de l'interfluve Ardèche/Ibie situés à la cote 180/200 m NGF et permet d'une part de répondre aux questionnements et à certaines contradictions que recelaient les modèles précédents et d'autre part, il pourrait s'articuler dans le même temps que les autres scénarios. L'élaboration de ce scénario repose sur l'analyse géomorphologique de terrain mais c'est la compréhension de la morphogénèse des formes en présence qui a permis véritablement de poser les bases d'une évolution de la galerie par creusement paragénétique d'inondation dans la zone épinoyée du karst.

Les scénarios élaborés pour toutes ces cavités semblent converger du fait des nombreux points communs qu'ils ont et notamment les phases de fonctionnement paragénétique noyé et épinoyé (figure 5.74). Cependant, l'absence de connexion entre ces réseaux ne nous permet pas pour l'instant valider l'hypothèse d'évolution spéléogénique présenté dans la figure 5.74.

Pour établir une chronologie commune aux différents étages étudiés, il est indispensable de déterminer comment ces réseaux se hiérarchisent. C'est pourquoi, il est à présent nécessaire d'étudier et de comprendre comment ces différents réseaux s'emboîtent les uns par rapport aux autres ainsi qu'avec le relief extérieur.

5.4. CONCLUSIONS

Ce chapitre avait pour objectif de montrer que l'utilisation des modèles 3D était pertinente pour analyser la morphologie, la structure géométrique et la répartition spatiale des formes élémentaires de l'endokarst. L'utilisation de cet outil a permis de répondre à ces objectifs en permettant de :

- franchir les limites d'observation qui étaient jusqu'à présent rencontrées pour étudier des formes situées sur les parois ou à la voûte des cavités
- d'apporter des éléments quantitatifs dans l'étude des relations entre la structure géométrique des formes et les processus morphogéniques en présence
- d'élaborer des supports cartographiques inédits tels que des topographies des voûtes de cavités mettant ainsi en évidence les processus de corrosion à la voûte qui priment dans le processus de creusement paragénetique.
- D'étudier le processus de soutirage qui s'avère être le principal moteur du décolmatage des réseaux spéléologiques situés sur le terrain d'étude.

L'étude des formes endokarstiques a permis de montrer que le processus de creusement paragénetique laissait une empreinte morphologique différente selon le contexte noyé ou épinoyé dans lequel il opérait. Ainsi, le creusement paragénetique dans la zone noyée du karst se révèle par la présence généralisée de banquettes limites de remplissages sur les parois de la cavité qui témoignent d'un système d'écoulements hiérarchisés et suffisamment concentrés pour s'affranchir du dispositif litho-structural. Au contraire, le creusement paragénetique d'inondation dans la zone épinoyée du karst se révèle par un ensemble morphologique qui se caractérise par de larges cupules d'érosion sans organisation spatiale particulière et par la présence d'un réseau de méga pendants de voûtes dont l'organisation spatiale se superposent au dispositif litho-structural.

L'intégration de ces connaissances dans l'étude géomorphologique des différents réseaux spéléologiques des gorges de l'Ardèche a ensuite permis de proposer des scénarios d'évolution spéléogénique pour chacune des cavités étudiées. Les hypothèses que nous proposons dans ce travail contribue d'une part à renforcer et affiner en partie les modèles d'évolution en vigueur sur l'aven d'Orgnac (Delannoy *et al.*, 2007 ; Jaillet *et al.*, 2007) et de répondre aux questionnements et aux contradictions qui résultaient des modèles spéléogénique portant sur le niveau karstique à 180/200 m NGF (Delannoy *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2006, 2009 ; Tassy *et al.*, 2013). Il est désormais nécessaire de rassembler l'ensemble des scénarios spéléogéniques dans un seul et même modèle chronologique afin d'apporter des éléments de réflexion sur l'évolution paléogéographique du bas Vivarais. C'est l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE 6

RECONSTITUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES GORGES DE L'ARDÈCHE

LES APPORTS DE L'ANALYSE 3D POUR L'ÉTUDE DE LA KARSTO- GENÈSE ET DES EMBOITEMENTS GÉOMORPHOLOGIQUES

La karstification d'un massif se traduit par la structuration d'un système de drainage souterrain par lequel transitent les écoulements alimentés par les infiltrations diffuses ou concentrées (pertes). L'organisation spatiale des conduits karstiques dépend de l'interaction entre plusieurs facteurs (la dissolution, le gradient hydraulique et les caractéristiques géologiques du massif) et se caractérise généralement par une double typologie de conduits : les galeries verticales et horizontales et les réseaux vadoses et noyés. Ces galeries horizontales noyées (drains s.s.) se structurent préférentiellement à proximité de la limite piézométrique et, par conséquent, leur profil est révélateur de la position du niveau de base au moment de leur genèse, à condition que la structure géologique ne contraigne pas la position de l'exutoire. En utilisant la structure géométrique de l'endokarst et la répartition spatiale des anciens drains, il est donc possible de reconstituer les paléo-altitudes des niveaux de base et d'appréhender l'incision des vallées qui commande la position de l'exutoire et de la surface piézométrique (Palmer, 1989, 2007 ; Delannoy, 1981, 1997 ; Ford, 1988 ; Audra, 1994 ; Jeannin, 1994 ; Jaillet, 2000 ; Hobléa 2000 ; Vanara, 2002 ; Hauselmann, 2002). Cette compréhension de l'étagement karstique comme indicateur pertinent des variations du niveau de base karstique constitue un vecteur d'information pour reconstituer les étapes de l'évolution paléogéographique locale et parfois régionale (Delannoy, 1997 ; Granger *et al.*, 2001 ; Palmer, 2007) lorsqu'elles sont corrélées avec des surfaces géomorphologiques et/ou des niveaux repères de la géodynamique régionale.

L'objectif de ce chapitre est d'utiliser les informations relatives à la géométrie des galeries et drains karstiques pour reconstituer la genèse et l'évolution du relief karstique dans le secteur d'étude dont le canyon de l'Ardèche représente un objet emblématique. La première étape de ce travail est de démontrer que l'étagement des drains endokarstiques dans le secteur d'étude est bien représentatif des oscillations du niveau de base local et/ou régional. Pour cela, nous nous proposons d'analyser et de comparer dans les trois dimensions la structure géométrique des réseaux spéléologiques avec la structure géologique dans le but d'identifier les facteurs qui ont prévalu à la karstification des massifs calcaire. La deuxième partie du travail est de comprendre l'organisation spatiale des différents étages spéléologiques ainsi que d'identifier l'ordre dans lequel ils se sont mis en place. La construction d'une telle chronologie repose sur le croisement d'informations acquises via l'étude des morphologies endokarstiques (chapitre 5) et, d'autre part, sur l'identification des emboîtements des différentes structures de drainage. Dans ce travail, la méthodologie choisie pour étudier ces emboîtements repose sur la visualisation 3D des conduits spéléologiques et des informations géomorphologiques. Cette méthodologie combinant géomorphologie et représentation 3D permet de proposer un modèle morphogénique incluant la géométrie du relief de surface et de l'endokarst. Enfin, la troisième étape présentée dans ce chapitre consiste à croiser le modèle d'évolution géomorphologique avec les données connues de l'évolution géodynamique dans la vallée du Rhône (Clauzon, 1982, 1996) et des datations de certains conduits endokarstiques (Martini, 2005, 2007 ; Tassy *et al.*, 2013) afin de reconstituer

l'évolution paléogéographique de la basse vallée de l'Ardèche et du bas Vivarais calcaire depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Actuel.

6.1. APPORTS DE L'ANALYSE 3D À LA CONNAISSANCE DU PROCESSUS DE KARSTIFICATION

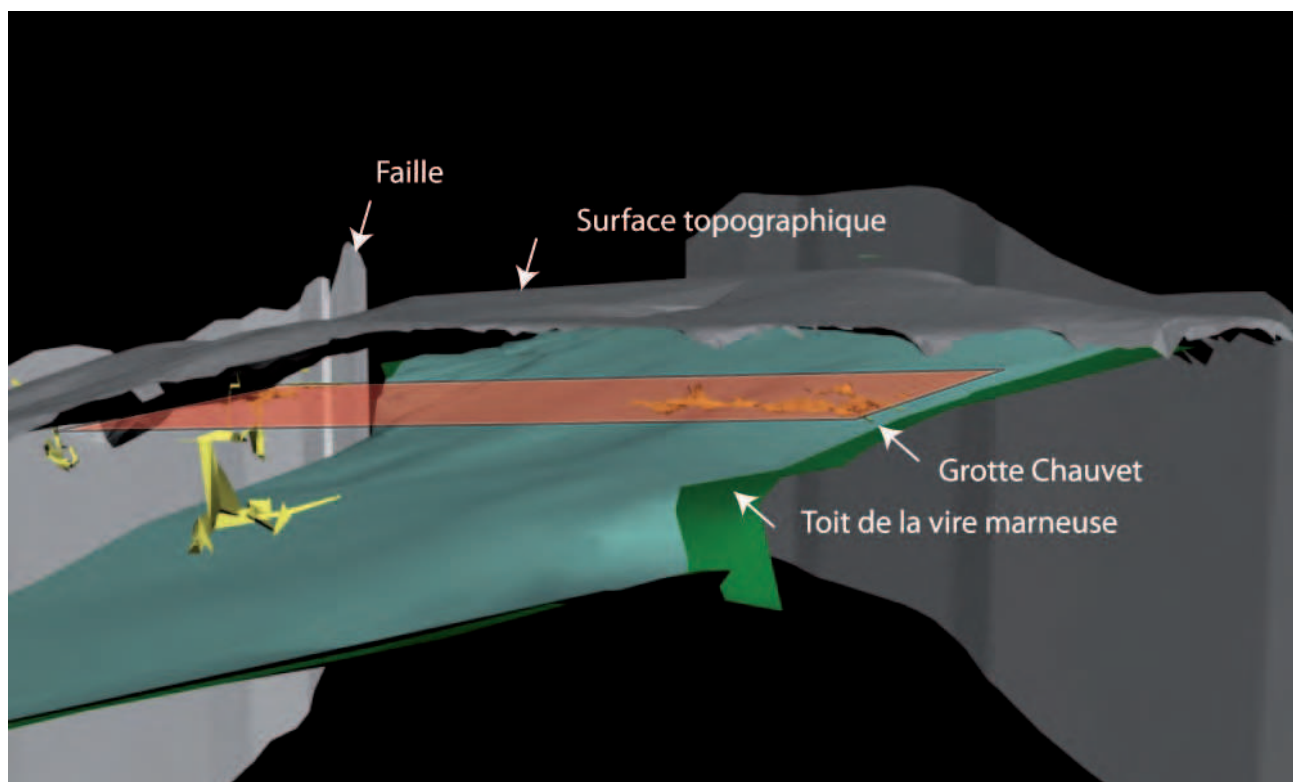
L'étude géomorphologique du karst et les informations paléogéographiques qui en découlent repose désormais sur la connaissance de la karstification et de la spéléogénèse de la région étudiée (Delannoy *et al.*, 2004 ; Delannoy *et al.*, 2010 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009). C'est dans le but de mieux déterminer la part des différents moteurs de la karstification que l'étude de la structure géométrique des réseaux karstiques a été réalisée à partir de la topographie des cavités investiguées et du contexte géologique. Cette analyse répond à la nécessité d'appréhender les paramètres qui influencent la géométrie des réseaux karstiques et ainsi de pouvoir mieux les intégrer dans la reconstitution morphogénique régionale. Pour mener à bien cette démarche, l'analyse 3D des conduits du karst est utilisée afin d'appréhender les phénomènes karstiques-repères dans leurs trois dimensions (figure 6.1).

Figure 6.1

Représentation en 3D de cavités dans leur compartiment géologique. On voit sur ce modèle que le développement de la grotte Chauvet sur un plan horizontal (matérialisé en rouge) n'est pas en accord avec la géométrie générale des couches géologiques, mais se raccorde bien avec d'autres cavités de la rive gauche de l'Ibie.

Une méthodologie spécifique au milieu souterrain a été élaborée dans le but d'analyser la structure géométrique des conduits et des paléo-drains en fonction de la structure géologique environnante. Cette méthode permet deux approches complémentaires :

- une analyse statistique comparative de la structure géométrique des drains du karst et de la structure géologique



- une observation de l'ensemble des conduits karstiques de plusieurs cavités en même temps.

L'objectif de cette première partie de chapitre est de mieux connaître la part de chaque facteur intervenant dans la karstification d'un massif. Ces connaissances, permettront ensuite d'appréhender la géométrie et la disposition, voir l'enchevêtrement, des conduits les uns par rapport aux autres et d'identifier leur emboîtement spatiaux.

6.1.1. Typologie des galeries analysées

Les conduits retenus pour l'analyse géostatistique sont essentiellement les drains développés en fonctionnement phréatique et épiphréatique. Les drains qui se forment à proximité du niveau hydrostatique et donc du niveau de base (Audra *et al.*, 2011) sont les plus représentatifs des conditions à la karstification, puisque qu'ils se développent à proximité du point d'exutoire karstique (Bretz, 1942 ; Palmer 1987, 1989, 2000 ; White, 1988 ; Ford, 1989). Les formes vadoses, reflètent d'autres mécanismes de mise en place : ils sont liés à un creusement par des eaux à surface libre dans la zone qui connecte l'im-pluvium karstique à la zone noyée du karst. La géométrie et la trajectoire des conduits vadoses sont plus dépendants des contraintes géologiques ; néanmoins, avec le temps et l'énergie liée au gradient hydraulique, des réajustements de réseaux peuvent se réaliser par rapport à la structure initiale de drainage : l'apparition de «schunt» (by-pass) ou de régularisation du profil des canyons souterrains. Enfin selon les cas, les conduits vadoses portent la mémoire du passage d'un système noyé à un système vadose (conduit en trou de serrure) voire de la mise en place d'une zone de raccordement avec la zone saturée du karst (Jaillet, 2005). Ces formes ne sont donc pas représentatives de la position du niveau de base. Il est donc tout d'abord important d'identifier sur le modèle 3D les formes phréatiques et les formes vadoses qui serviront à l'analyse 3D. Ainsi, dans les galeries de type «trou de serrure» certes rares sur ce terrain d'étude ou de type «canyon» comme il est possible d'en rencontrer à la goule de Foussoubie, les mesures ont été effectuées à partir du tube phréatique originel ou à partir de la voute de ces galeries. Cette étape de segmentation (figure 6.2) des formes phréatiques a été effectuée manuellement sur les différents modèles 3D après la reconnaissance des conduits sur le terrain des morphologies phréatiques et épiphréatiques. Il n'a pas toujours été possible de travailler et d'analyser les galeries relevant d'un creusement paragénétique dans la zone noyée du karst (cf chapitre 5). D'une part, parce que les données topographiques en 3D n'étaient pas disponibles pour la totalité de la cavité de l'Aven d'Orgnac. D'autre part, parce que l'absence d'un développement linéaire supérieur à 1 km linéaire ne permettait pas d'être cohérent avec les bornes spatiales choisies pour le traitement statistiques de données topométriques et géologiques. Aucun traitement n'a pu être réalisé pour les grottes des Huguenots, des Tunnels, de Cayre-crêt mais aussi de l'ensemble des cavités situées à 180/ 200 m NGF dont font partie la grotte Chauvet, la grotte du Déroc ou la grotte des Deux-Avens.

6.1.2. Analyse géostatistique des drains karstiques à l'échelle du massif : méthode et discrétisation des données

Pour appréhender les moteurs de l'organisation des conduits souterrains, différents types de mesures ont été réalisés afin de définir le rôle respectif de la structure géologique et du niveau de base hydrographique. L'orientation et la pente des conduits souterrains ont été définies ainsi que l'orientation et le pendage des surfaces géologiques les englobant (figure 6.2) ; ces mesures ont été menées sur les modèles 3D des réseaux spéléologiques et du dispositif géologique préalablement assemblés dans un modèle commun. Cette méthode reprend en partie celle développée par Filipponi (*et al.*, 2006, 2007, 2009) pour étudier les grands réseaux spéléologiques du Siebenhengste (Suisse) et de Mammoth cave (USA).

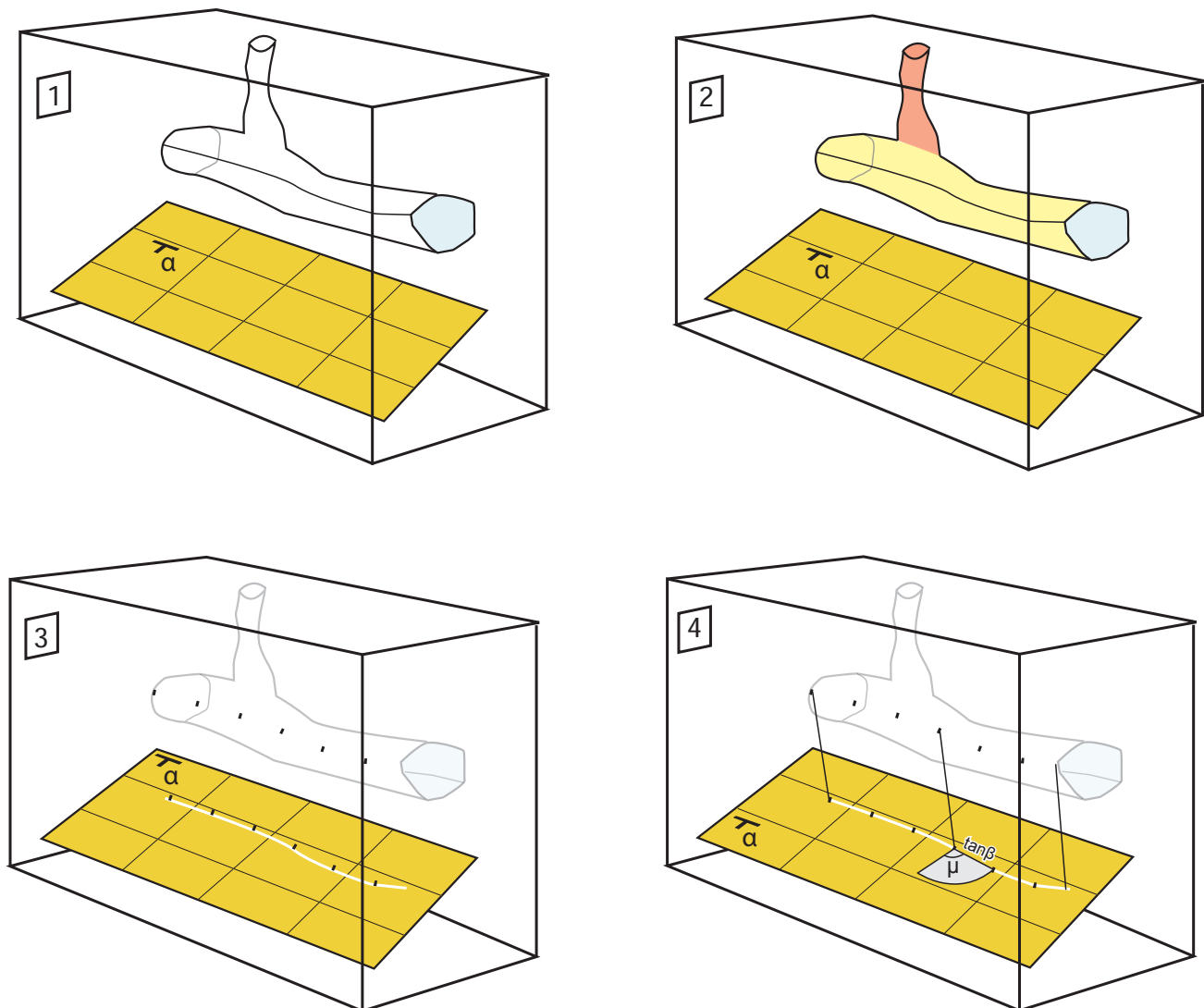


Figure 6.2

Etapes de l'analyse 3D des conduits souterrains (d'après Filipponi, 2007, modifié). L'étape 1 consiste à représenter dans un seul modèle la topographie des réseaux spéléologiques et la structure géologique. L'étape 2 est la segmentation des conduits qui seront analysés. Ce découpage est effectué en fonction de la nature de chaque conduit. L'étape 3 consiste à projeter sur le modèle 3D la géométrie des drains. Cette projection se fait selon la normale des faces de la couche géologique modélisée. L'étape 4 consiste à mesurer sur l'orientation et la pente de chaque segment, la distance entre le réseau spéléologique et la couche géologique de référence.

Afin que les mesures soient cohérentes avec la précision et l'échelle des modèles 3D, un pas de mesure de l'ordre de 20 à 30 m a été choisi. En effet, les modèles 3D des réseaux spéléologiques ont été construits à partir d'un ensemble de données dont la dispersion moyenne est de l'ordre de 10 m (cf. chapitre précédent) et le modèle géologique par un maillage dont le pas peut être estimé de 20 m en moyenne. Ainsi, pour faire apparaître des tendances corrélatives entre ces deux modèles 3D, les mesures caractérisant leur géométrie devront se faire sur des segments linéaires au moins trois fois plus grands que ces valeurs (théorème de Nyquist-Shannon).

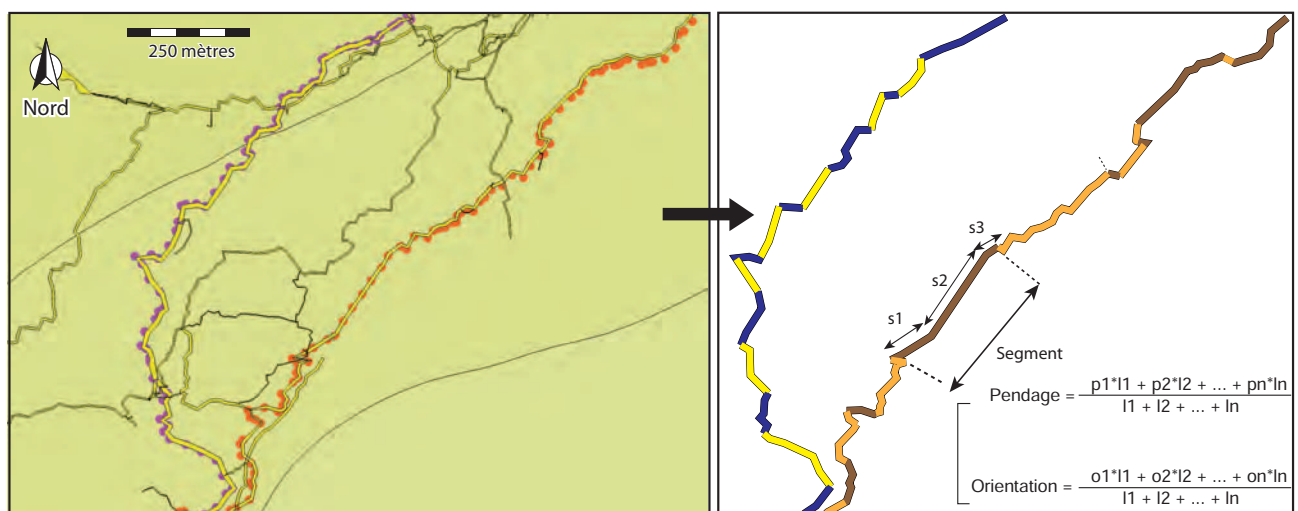
Pour répondre à cette nécessité méthodologique, il a été nécessaire de discrétiser les données spéléométriques pour obtenir un ensemble de segments de mesure en accord avec la résolution attendue. Cette discrétisation du squelette topographique des conduits spéléologiques a été réalisée en tronçonnant le développement linéaire en plusieurs segments dont la longueur est comprise entre 30 m et 50 m. Les ruptures de pente et d'orientation (figure 6.3) sont prises en compte lors de la segmentation des données. Le seuil au-delà duquel commençait un nouveau segment a été défini visuellement ce qui correspondait généralement à des valeurs supérieures à 30°. Cette méthode a aussi pour avantage d'empêcher une série de mesure ayant des stations topographiques trop rapprochées, ce qui est peut être fréquent lorsque d'anciennes galeries sont en partie colmatées par des concrétions ou des remplissages sédimentaires, impliquant une tortuosité secondaire, sans rapport avec la genèse du drain, mais pourtant relevée par les spéléologues lors du travail topographique.

Les valeurs relatives à la distance, l'orientation et la pente pour chaque tronçon de galerie ont été obtenues en suivant le protocole suivant :

- Identification et segmentation manuelle des étages (figure 6.4).
- Au sein de chaque étage, segmentation manuelle des portions de galerie «homogènes» c'est-à-dire avec une direction générale et une pente constante (figure 6.3).
- Pour chaque portion, on calcule une pente moyenne et une direction moyenne à partir des valeurs topographiques brutes (figure 6.3). Pour certaines cavités, ces

Figure 6.3

Détail et méthode de discrétisation pour chaque segment de la cavité permettant d'apprécier les choix géométriques de cette opération. Chaque sous-segment correspond à ensemble de visées avec une orientation homogène.



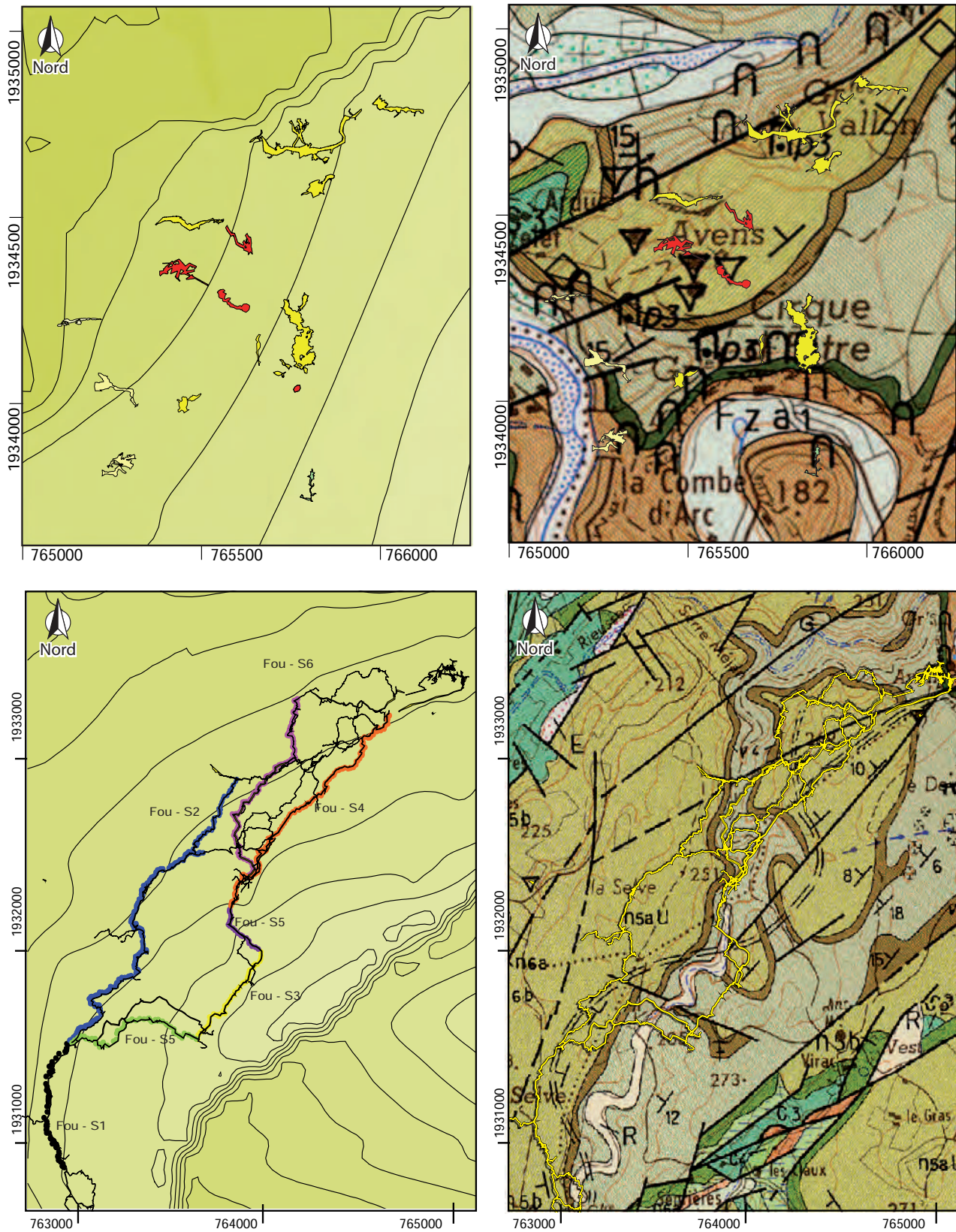


Figure 6.4

Report des topographies de cavité sur la carte géologique (à droite) et sur les isohypses d'une couche géologique de référence (à gauche), ici le toit de la vire V3 (vert foncé sur la carte géologique). L'équidistance de courbes de niveaux est de 20 mètres. La segmentation du réseau de la goule de Foussoubie est matérialisée par des couleurs sur la carte des isohypses. Chaque couleur représente un tronçon de galerie assez homogène. Chaque tronçon est analysé en fonction de la structure géologique.

valeurs ont été mesurées directement sur le modèle 3D comme par exemple à la grotte Chauvet. En effet, le modèle topographique à disposition était contraint par la disposition des passerelles et ne reflétait donc pas le cheminement dans l'axe de la galerie. Il a donc été nécessaire de mesurer manuellement ces valeurs dans un logiciel dédié.

La troisième étape consiste à mesurer les mêmes paramètres sur le modèle géologique. Pour cela, chaque segment de la cavité a été projeté sur le modèle géologique sur un axe vertical (axe z). Ce faisant, il a été possible de mesurer la distance séparant chaque segment de grotte et une surface géologique de référence, mais aussi de calculer les valeurs d'orientation et de pendage apparent dans l'axe du cheminement topographique des galeries souterraines.

6.1.3 Résultats de l'analyse 3D

La discrétisation du modèle 3D global permet de comparer statistiquement les résultats entre les différentes cavités du secteur et d'étudier les relations existantes à macro échelle entre la géométrie du karst, la structure géologique et les conditions hydrogéologiques puisque seules les galeries phréatiques (drains *s.s.*) sont analysées dans cette partie du travail.

6.1.3.1 L'influence de la structure géologique dans la géométrie des drains karstiques

Les observations de terrain *in situ* permettent de voir localement que l'architecture des cavités est souvent influencée par la structure géologique comme les puits vadoses calqués sur des fractures ou les tubes phréatiques sur des joints de stratification, du moins localement. Les cavités investiguées dans ce travail n'échappent pas à ces observations et ponctuellement, il est possible de constater que la direction d'une section de galerie est déviée et influencée par la présence d'une faille (Jaillet *et al.*, 2012). Les traitements des données topométriques et géologiques couvrant plusieurs cavités permettent d'étudier ces relations avec plus d'acuité. En effet, les mesures de pente et de pendage réalisées conjointement sur la topographie des cavités et des plans géologiques permettent de révéler si les drains karstiques se développent parallèlement à la structure géologique (figure 6.5). Dans ce travail, c'est donc le pendage apparent qui est mesuré en fonction de la trajectoire de la galerie.

Cette analyse a été réalisée pour chaque tronçon dans le réseau de Foussoubie (figure 6.4). Chaque tronçon a été découpé en plusieurs segments d'environ 50 m selon la méthode présentée dans la figure 6.3. La longueur des tronçons et le nombre de segments mesurés sont reportés dans le tableau 6.1. 30 % des conduits ont été analysés via la méthode présentée. Ce choix résulte essentiellement du temps de mise en œuvre de la méthode qui s'est déroulée entièrement manuellement (choix des conduits, segmentation, calculs).

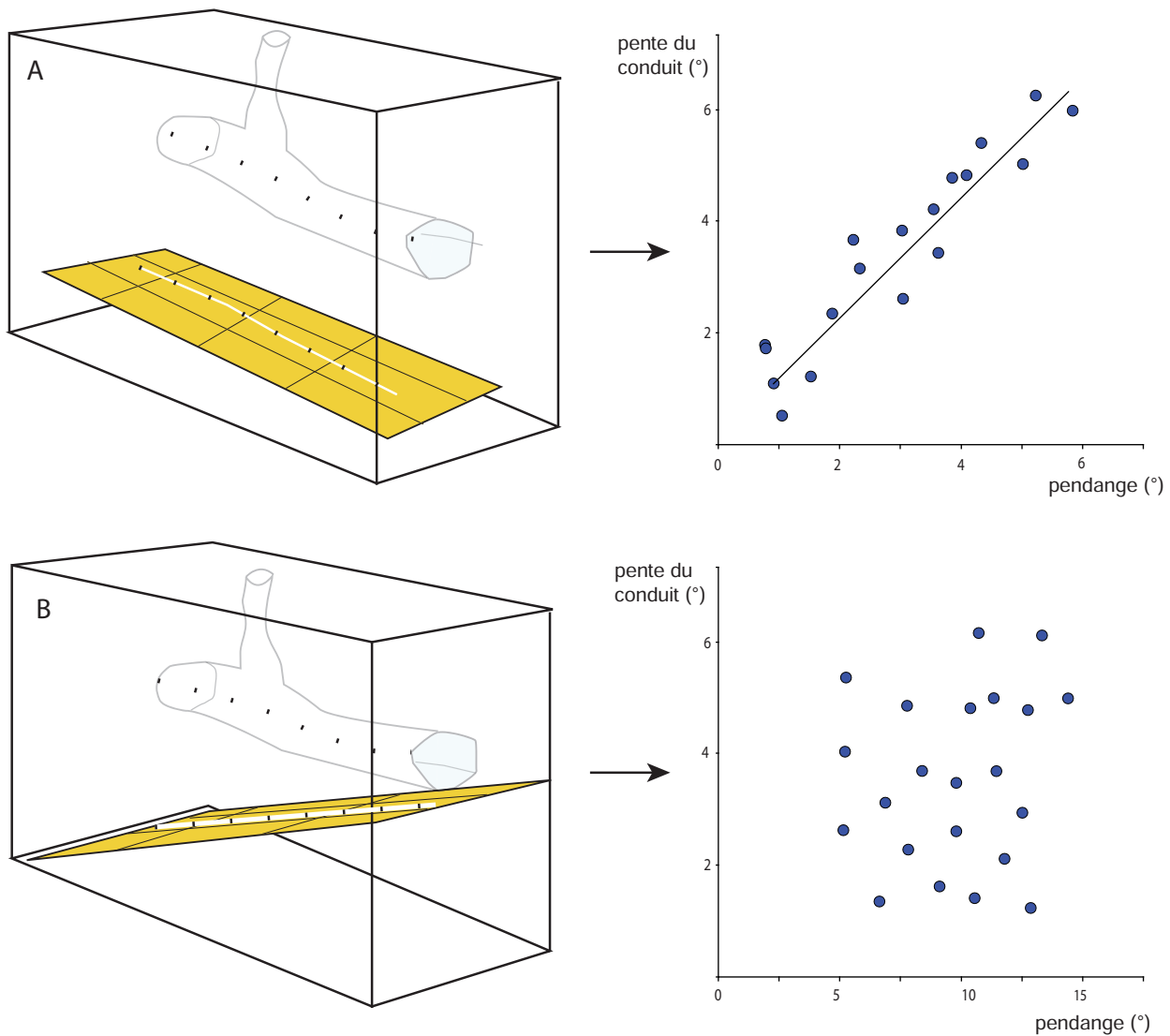


Figure 6.5

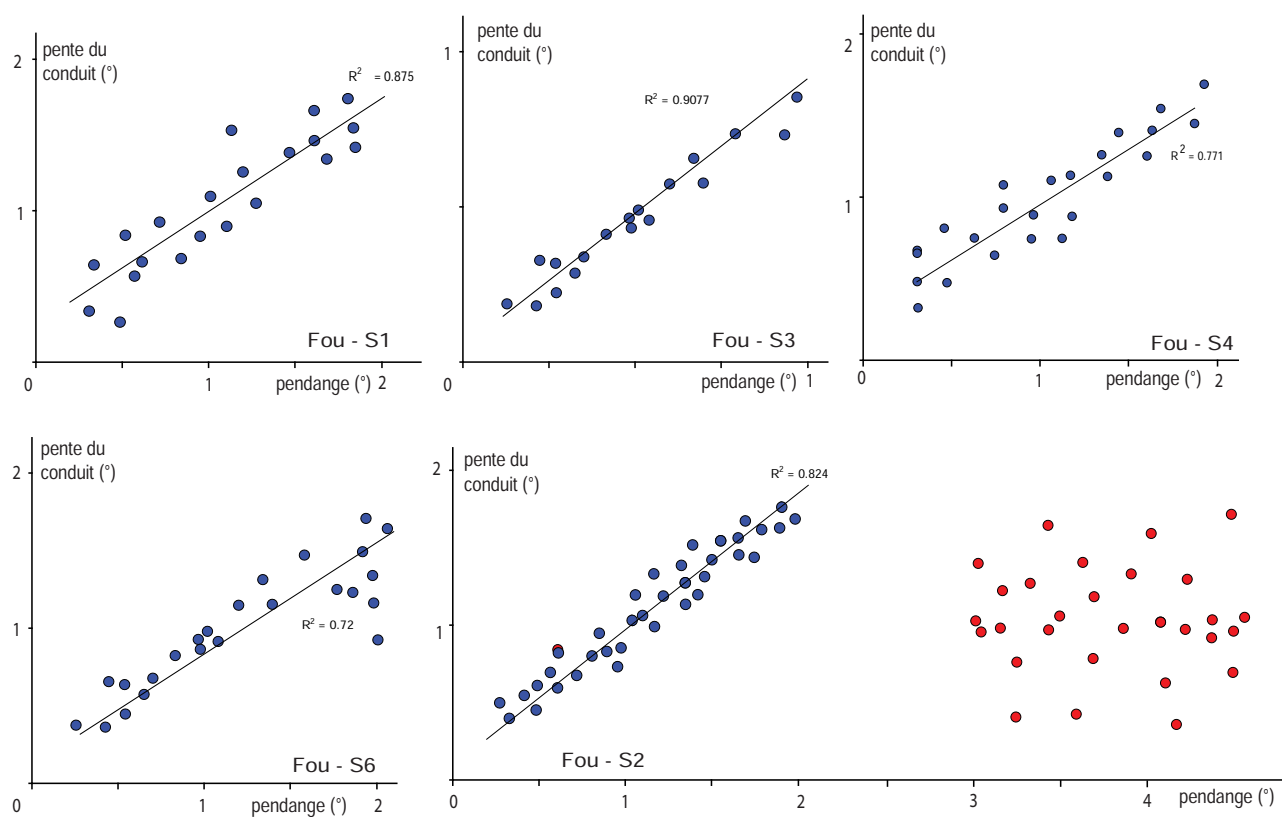
L'exemple A illustre une bonne corrélation entre les données de pente de la galerie et du pendage apparent du plan géologique mesuré sur le modèle 3D lorsque la galerie se développe parallèlement à la structure géologique. L'exemple B illustre la non corrélation des valeurs mesurées lorsque le drain ne se développe pas sur le même plan que la structure géologique.

Tableau 6.1

Détails morphométriques de la segmentation des conduits du réseau spéléologique de la goule de Foussoubie (localisation des segments figure 6.4).

id	Longueur du tronçon (m)	Nombre de segments	Longueur moyenne des segments (m)
FOU - S1	1022	21	48,67
FOU - S2	2623	58	45,22
FOU - S3	645	18	35,83
FOU - S4	1380	24	57,50
FOU - S5	775	23	33,70
FOU - S6	1026	24	42,75

A partir de ces mesures, on relève une bonne corrélation entre la pente des galeries et de pendage apparent du plan géologique de référence (figure 6.6). En effet, quatre des six tronçons investigués se développent parallèlement au plan géologique. On peut observer cette architecture sur le report des tronçons sur la cartographie du plan géologique : une majorité de conduits se développe parallèlement aux isohypses de la couche géologique de référence. Le tronçon S1 accuse un tracé arqué qui épouse la géométrie de la retombée péri-anticlinale. Le tronçon S3 s'avère être quasiment perpendiculaire à la direction de plongement ce qui explique les valeurs de pente et de pendage inférieure à 1°. Les autres tronçons ont un tracé qui donne l'impression de « glisser » le long de la surface géologique comme le décrit le concept de la karstification en écharpe (Choppy, 1994).



Ces résultats s'accordent avec les nombreuses observations morphologiques de terrain effectuées dans de nombreux réseaux spéléologiques montrant que la morphogénèse karstique est influencée par la structure géologique (plan de stratification) ainsi que par les faiblesses lithologiques (Bretz, 1942 ; Ford, 1988, 2000 ; Palmer *et al.* 2000 ; Filipov, 2000 ; Ford and Lauritzen, 2000 ; Lauritzen *et al.*, 2000 ; White and White, 2001 ; Worthington, 2004). Toutefois, deux tronçons de galeries ne semblent pas se développer parallèlement à la géométrie des couches géologiques comme le montre les graphiques de corrélations des tronçons Fou-S2 et Fou-S5 (figure 6.7).

L'observation de ces tronçons de galerie sur la topographie de la couche géologique de référence montre en effet que tout ou partie de ces tronçons se développe perpendiculairement aux courbes de niveaux. Dans ces secteurs, la galerie conserve une pente très faible, comprise entre 0 et 2 degrés alors que le pendage est compris entre 4 et 6°.

Figure 6.6
Corrélation des mesures de la pente des galeries et du pendage du plan géologique de référence pour chaque tronçon de galerie. Notez la séparation des données en de FOU-S2 en 2 nuages distincts. Les données en rouge sont rapportées à l'influence de la fracturation.

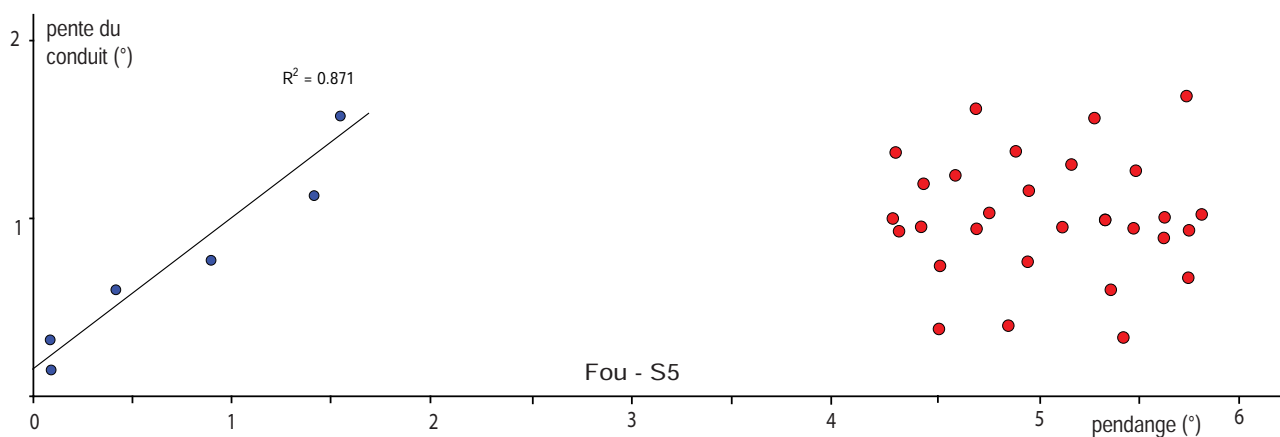


Figure 6.7

Corrélation des mesures de la pente des galeries et du pendage du plan géologique de référence pour le tronçon de galerie Fou-S5. Les données se répartissent en deux nuages distincts. Le premier (bleu) dont les mesures de pente et de pendage se corrélient bien. Le second montre que le conduit est relativement plan alors que le pendage du plan géologique est bien marqué (entre 4 et 6°).

Ces tronçons se marquent d'ailleurs par un certain nombre de décrochements latéraux subparallèles qu'il est possible d'observer en plan, et correspondant à des orientations connues de la fracturation.

Les travaux menés dans ce secteur de l'Ardèche montrent que les principales directions de fracturations appartiennent à la gamme N 30-60° (Guérin, 1979 ; Gombert, 1988 ; Bellier, 1988, Pascal *et al.* 1989 ; Gasquet *et al.* 2005). Cette direction correspond à des rejeux distensifs induits par la poursuite de l'effondrement des grabens oligocènes (le fossé d'Alès) et se prolongent de part et d'autre des gorges de l'Ardèche. Ces rejeux sont orientés principalement à N 15° dans le secteur des réseaux étudiés. Une deuxième famille de fractures affecte les assises carbonifères du secteur d'étude et correspondent à des décrochements senestres d'orientation N 60°. C'est sur cette seconde famille de faille que se logent les décrochements latéraux observés sur le tracé de la galerie (figure 6.8).

Ces différents résultats permettent d'étendre ces observations à l'échelle du réseau karstique et renforce les résultats menés sur d'autres cavités (Palmer, 1989 ; Filiponi, 2009). L'analyse de la géométrie 3D des réseaux karstiques permet de compléter les observations souvent réalisées ponctuellement dans le terrain et de révéler des tendances à l'échelle du réseau. Dans le cas du réseau de Foussoubie, il est clair que la structure géologique a fortement influencé la géométrie du réseau et son tracé général. Cette relation entre structure géologique et structure karstique permet alors de s'intéresser à l'existence d'horizons d'inception qui auraient favorisé la karstification.

6.1.3.2 Mise en évidence, dans le réseau de Foussoubie, d'horizons d'inception favorisant la karstification

Le concept des « horizons d'inception » peut se définir comme « une surface géologique sur laquelle les drains du karst se développent préférentiellement » (Lowe, 2000 ; Filiponi *et al.* 2007, 2009). Ces surfaces sont le plus souvent des joints de stratification exploités par les drains pour rejoindre l'exutoire karstique (Filliponi, 2009). Les travaux menés sur des grands réseaux ont mis en avant que plusieurs drains de plusieurs étages pouvaient se développer sur la même surface géologique (Palmer, 1987, 1991, 2007 ; Lowe, 2000 ; Filliponi *et al.*, 2007; 2009). Selon les interprétations de ces auteurs,

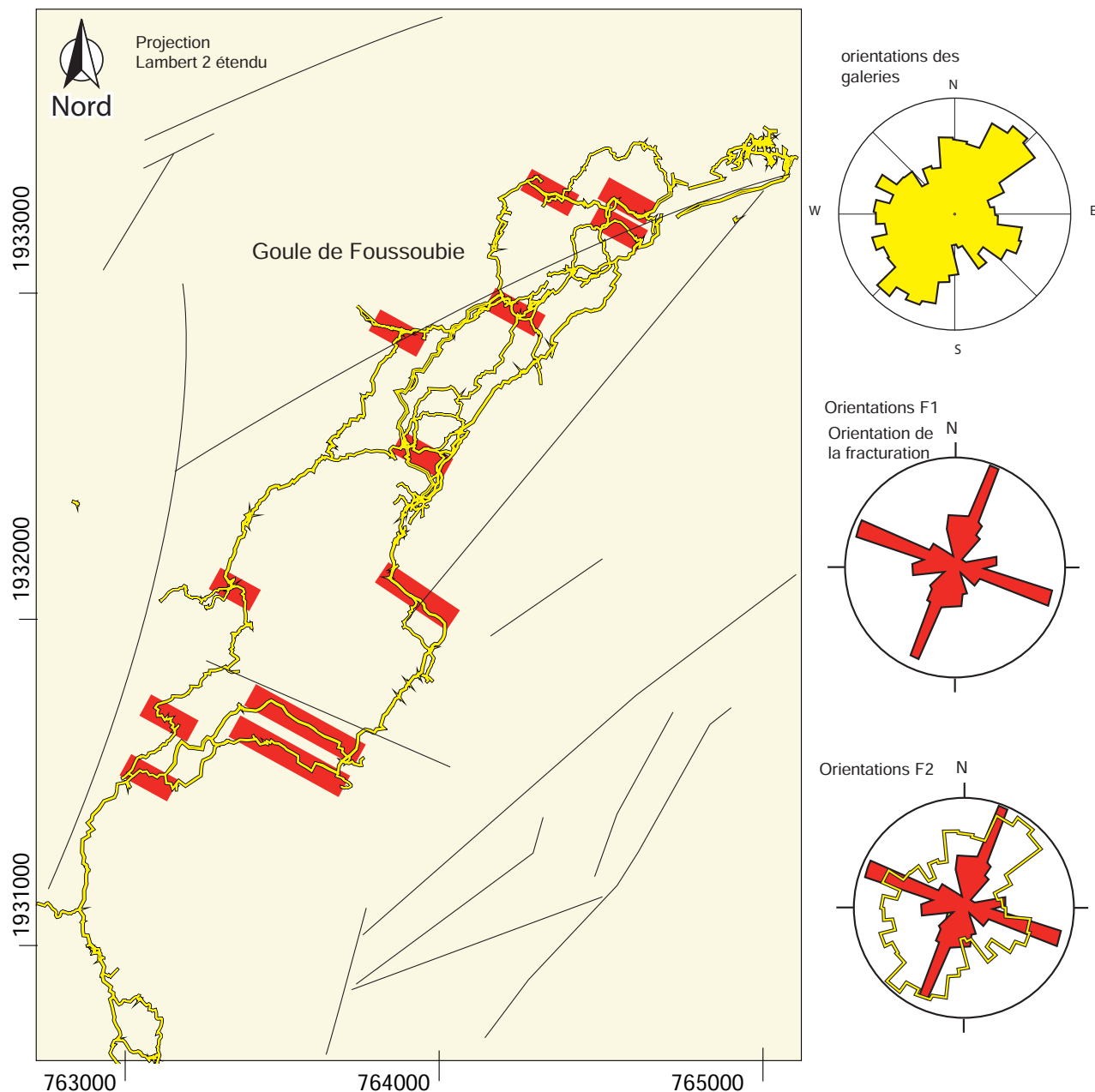


Figure 6.8

Vue en plan du réseau spéléologique sur un canevas structural simplifiée (d'après carte géologique Bourg Saint Andéol, Pascal et al., 1989). Les rosaces de directions sont générés d'après les données spéléométriques et des relevés géologiques de terrain (Guérin, 1973 ; Pascal et al., 1989).

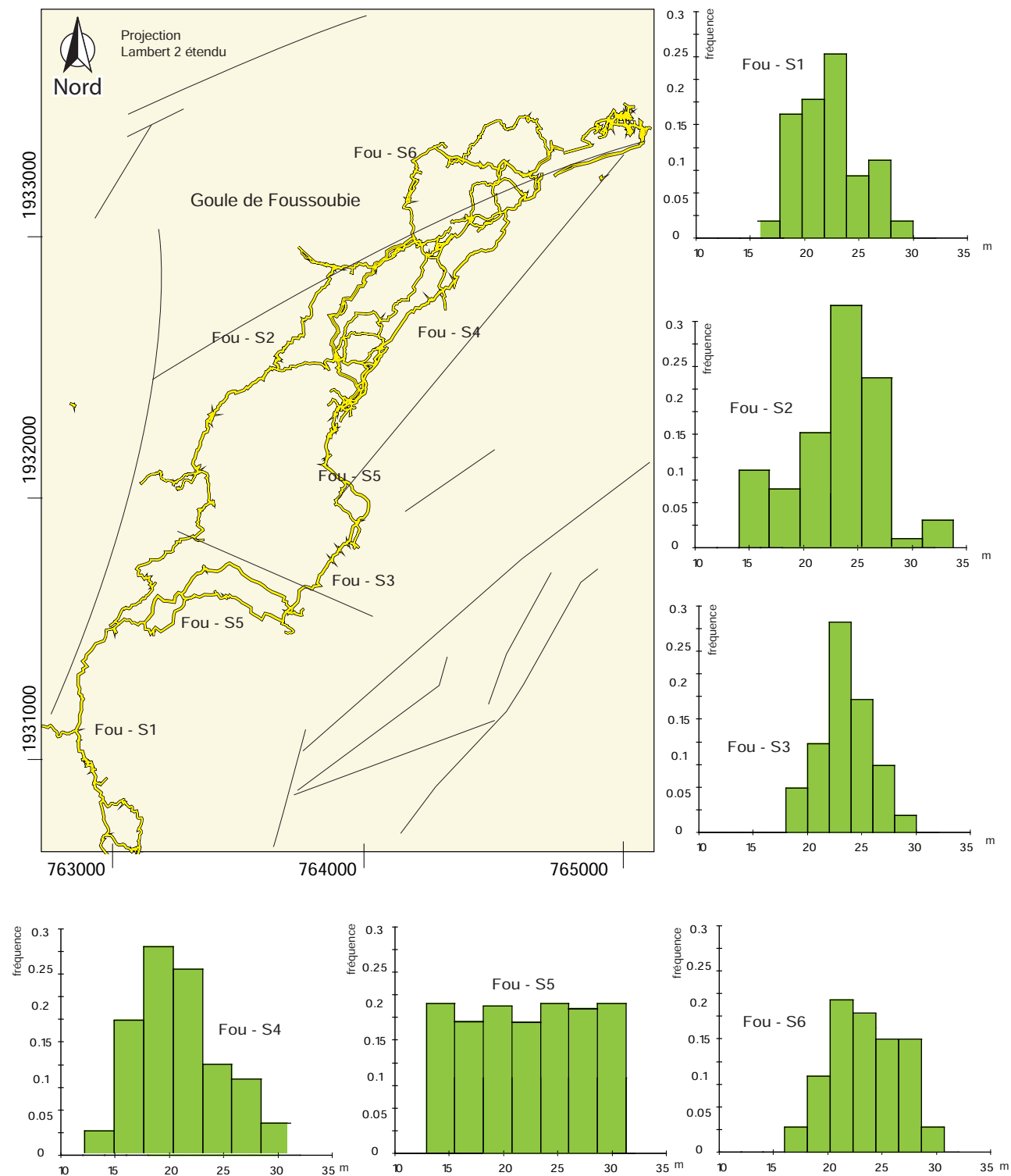
l'existence de tels niveaux d'inception peut prévaloir, selon les cas, à l'établissement de niveaux horizontaux de galeries en relation avec le niveau de base. En effet, bien qu'il ne découple pas les deux, ces auteurs interrogent la validité altitudinale d'un niveau horizontale de galerie comme étant l'altitudinal représentative du niveau de base s'y rapportant. Ainsi, ils émettent l'hypothèse qu'un drain peut se développer plusieurs dizaines de mètres sous le niveau de base si un horizon d'inception y est présent (Filipponi, 2009). Ainsi, en Ardèche où les étages sont parfois distants de quelques dizaines de mètres, il paraît fondamental de s'interroger sur le rôle de ces niveaux d'inception dans la karstogenèse et ses impacts sur la géométrie des vides endokarstiques.

Afin de comprendre comment se répartissent spatialement les drains de la goule de Foussoubie, des mesures de distance entre la galerie et la surface géologique ont été

effectuées pour les tronçons dont il a été montré qu'ils se développent parallèlement à la surface de référence. Tous les segments ainsi analysés montrent qu'ils se situent environ tous à la même distance de la surface géologique de référence qui est le toit de la vire marneuse V3.

Figure 6.9
Mesures de distances entre les drains du karst et la couche géologique de référence.

La dispersion des distances entre le drain et la surface géologique est comprise entre 15 et 25 mètres (figure 6.9). Compte tenu de l'incertitude des données, on peut considérer que cette valeur (10, m) représente un bruit de mesure. Etant donné, la longueur des segments (environ 50 m) mais surtout la finesse des données 3D utilisés (géologique



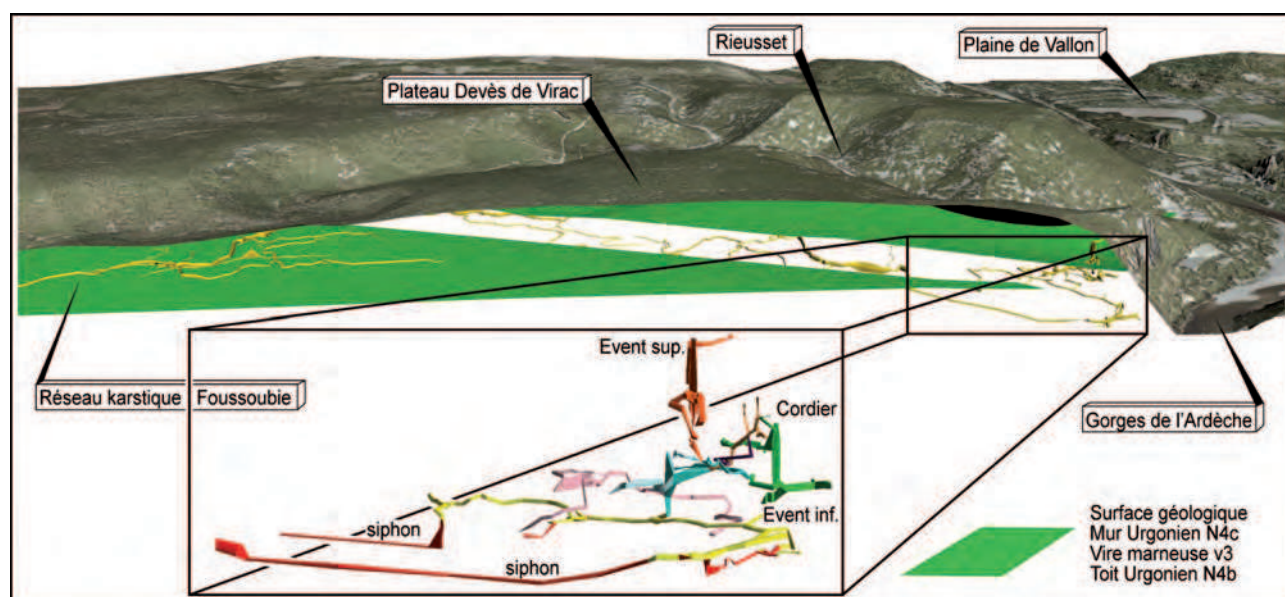
et topographique), des valeurs de dispersion supérieures à une trentaine de mètres (finesse du modèle global) auraient indiquées que les drains ne se situent pas tous sur la même surface géologique. On remarque que des valeurs de dispersions importantes se retrouvent pour les segments qui avaient été déterminés comme non parallèle à la surface géologique (S5); Au contraire, il est possible de relever que plus le coefficient de corrélation entre la pente et le pendage est fort, plus la distribution tend à se resserrer autour de la valeur 20 m.

Les six tronçons analysés représentent en fait 2 étages distincts dans le réseau de la goule de Foussoubie. Le premier étage se développe aux alentours de la cote 125 / 120 m NGF est constitué par les tronçons S1, S3, S4 et S5. Le second étage est représenté par les tronçons S2 se développe autour de la cote 95/ 100 m NGF. Il est intéressant de noter que dans ce réseau spéléologique, l'étagement s'organise en fonction d'un seul horizon d'inception. Ainsi, lors d'une baisse de niveau de base, les drains se restructurent plus en aval, à l'intersection entre la limite piézométrique et l'horizon d'inception, en profitant d'un glissement de drains le long du pendage.

Ces résultats montrent que le processus de karstification et que l'établissement des drains karstiques est contraintes par plusieurs facteurs : la structure géologique et le niveau de base. En effet, c'est l'intersection spatiale de ces deux paramètres fondamentaux qui a régit ici la géométrie des drains de l'endokarst.

On note, néanmoins, une rupture dans cette organisation. En effet au nord du tronçon Fou-S6 se trouvent les drains qui constituent la limite entre la zone noyée et la zone épinoyée. Au-delà de cette limite se trouvent les siphons se développant dans la zone noyée du karst et marque un troisième étage. Comme il est possible de l'observer sur la figure 6.10, ce dernier étage ne se structure plus sur le même horizon d'inception : il est perché par rapport au niveau de base. Par conséquent, le cheminement des drains s'est restructuré sur un autre horizon d'inception. Même si aucune mesure n'a été effectuée dans ce secteur, l'observation de la figure 6.10 permet d'observer que les drains continuent à se structurer parallèlement au canevas structural.

Figure 6.10
Modèle 3D de la goule de Foussoubie (in Jaillet et al, 2011). Vue en perspective du réseau de la goule de Foussoubie dans son contexte topographique et géologique. Les réseaux spéléologiques (en jaune) se développent parallèlement à la couche géologique de référence (vert).



6.1.3.3. Niveau de base, chemin de drainage et coût énergétique : l'origine de la géométrie du karst

Initialement, les modèles conceptuels sur la structuration géométrique de la karstification (four state model in Ford, 1979) considéraient pour certains cas que le cheminement préférentiel des écoulements concentrés, et donc les modalités de spéléogenèse, étaient exclusivement contraints par le contexte géologique en dépit parfois des contraintes hydrogéologiques et notamment de la proximité de la surface piézométrique et de la zone de battement du toit de la nappe. Il est aujourd'hui admis que la position du niveau de base influence directement la position altitudinale du point de résurgence des eaux karstiques (Palmer, 1987, 1991 ; Ford, 1988 ; Delannoy, 1981, 1997 ; Audra, 1994, 2011 ; Delannoy *et al.* 2004 ; Worthington 2004) et que lorsque celui-ci est stable durant une période suffisamment longue, des conduits phréatiques se développent sous le niveau piézométrique et d'autres conduits épiphréatiques se développent au niveau de la zone de battement de la nappe piézométrique. Ainsi bien que les cheminements les plus favorables soient avant tout les fissures ayant la plus large ouverture initiale (paramètre tectonique), des hypothèses actuelles sur la karstification considèrent que l'établissement du chemin initial de drainage empreinte les cheminements ayant le plus fort gradient hydraulique et les plus courtes distances entre les points d'entrée et les points de sortie (Choppy, 1994 ; Delannoy, 1997 ; Dreybroadt, 2000, 2004 ; Filiponi, 2009). C'est dans cette logique que les écoulements souterrains empruntent, lorsque c'est possible, les faiblesses lithologiques ou structurales (Delannoy, 1981,1997 ; Choppy, 1994). Les circulations karstiques adoptent ainsi l'itinéraire le plus court entre la zone d'infiltration et le point d'émergence, en sélectionnant les trajectoires offrant les résistances les moins importantes à l'établissement du chemin de drainage. Finalement, c'est bien le bilan énergétique (chimique et gravitaire) à un instant t qui définit si les écoulements profitent de telles ou telles faiblesses (Quinif 1981, Delannoy, 1997) et s'organisent selon une logique de moindre coût énergétique. A chaque baisse ou remontée du niveau de base, soit les conduits s'incisent en formant de profonds canyons - méandres comme à la combe Rajeau en Ardèche (Audra et al, 2001 ; Camus, 2003), soit les écoulements migrent et se restructurent de nouveaux conduits à proximité du niveau de base. Le choix entre les deux options se fait en fonction du bilan énergétique et il est possible que les deux options soient présentes au sein d'un même réseau. Il est possible d'ajouter que plus le gradient topographique est important lors de l'abaissement du niveau de base, et moins les écoulements se structureront en fonction du contexte géologique (Palmer, 2000, 2007, Filliponi, 2009). Cela peut se matérialiser par le creusement de profond canyon souterrain. Toutefois, au delà d'une certaine vitesse d'incision et donc d'abaissement de niveau de base, une nouvelle capture karstique s'opérera et favorisera la genèse d'un nouvel étage dont la géométrie sera contrainte par le contexte géologique. C'est ce qu'il est possible d'observer à la goule de Foussoubie. Sa structure géométrique correspond en outre au modèle conceptuel de la karstification en écharpe avancé par Jacques Choppy (1994) qui reposent sur de nombreuses observations de l'endokarst montrant que beaucoup de conduits inclinés localisés dans un joint de strate ne suivent pas le

pendage maximal, mais s'infléchisse vers le point d'émergence, en adoptant ainsi une trajectoire moins inclinée, tout en restant dans la même discontinuité. Il évoque aussi à cette occasion la notion de « chemin de drainage » (Choppy, 1994) qui est contraint par la position de l'exutoire karstique et donc du niveau de base. Il conclut alors sur le fait que les discontinuités structurales (failles) ne sont utilisées que très localement, seulement si elles sont proches de la direction requise (figure 6.11). Cette description montre le rôle important du « chemin de drainage » lors de la phase d'initiation des conduits, dont l'héritage géométrique se conserve dans les drains du karst même après le passage dans un fonctionnement en zone d'écoulement libre. L'analyse du réseau de la goule de Foussoubie à partir de la géométrie 3D des conduits et de la structure géologique permet de confirmer quantitativement cette hypothèse et complètent les travaux déjà menés dans cette direction (Palmer, 2007 ; Filliponi *et al.*, 2007, 2009).

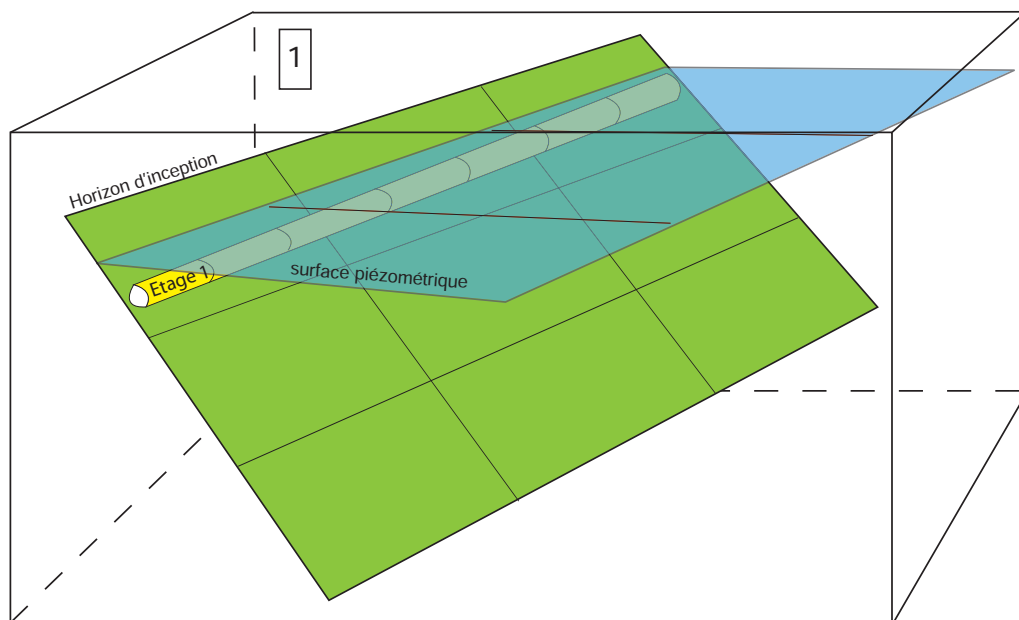
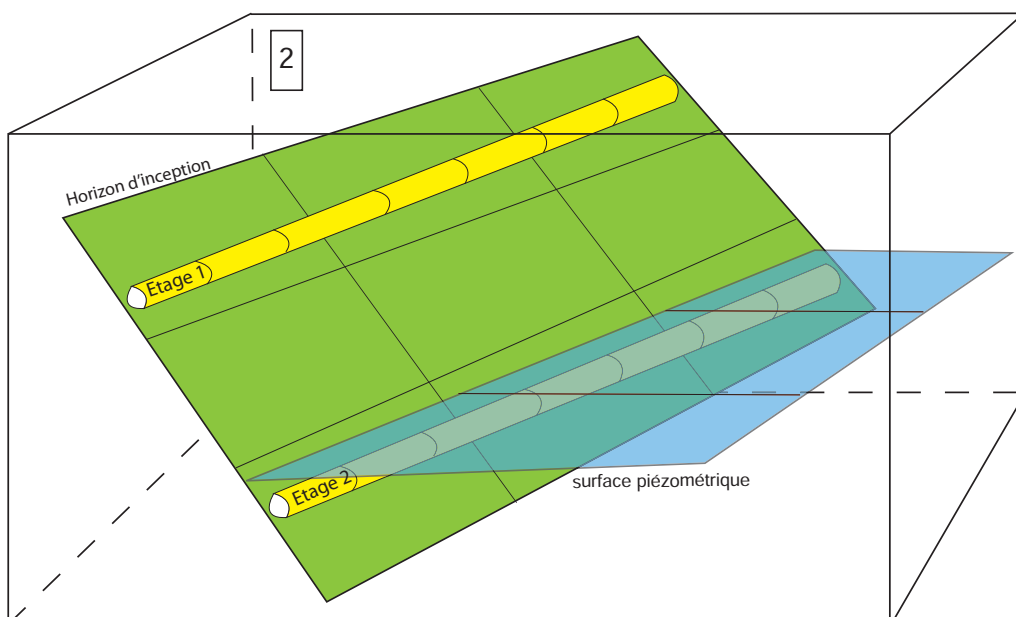


Figure 6.11
Influence de l'horizon d'inception et du niveau de base lors du processus de karstification. La genèse des drains endokarstiques se situe à l'intersection entre le niveau de base et l'horizon d'inception. Toute réorganisation du drainage se traduit alors par un glissement de ces conduits de drainage le long de cet horizon d'inception.



6.1.4. Discussion

La méthode d'investigation et d'analyse est donc ici fondée sur le modèle 3D. Les limites inhérentes de cette méthode proviennent de la précision du modèle c'est-à-dire des relevés topographiques et de la modélisation géologique. Cette précision a été évaluée comme représentative pour des traitements d'une maille au moins égale à une trentaine de mètres. Pour s'affranchir totalement de cette incertitude, des choix sur le mode d'analyse ont été effectués afin de les rendre statistiquement viable et qu'ils soient représentatifs d'une tendance. Ces choix sont cohérents avec l'échelle d'investigation de réseaux spéléologiques pluri-kilométriques. Toutefois, de telles résolutions ne permettent pas d'investiguer des cavités au développement inférieur au kilomètre. C'est pourquoi l'ensemble des cavités situées en rive gauche et qui se caractérisent par des développements modestes n'a pas pu être traité avec cette méthode. Cette approche permet ainsi de s'affranchir des observations locales et permet d'appréhender la structure géologique qui est souvent difficile à lire sur le terrain.

L'ensemble de la segmentation et des traitements a été réalisé manuellement et s'est révélé chronophage. Dans un souci de gain de temps, il est préférable d'automatiser de tels traitements présentés depuis la segmentation jusqu'à l'analyse statistique des données. Les résultats présentés permettent d'apporter des éléments quantitatifs importants sinon inédits qui complètent et affinent les connaissances actuelles sur le processus de karstification (Klimchouk *et al.*, 2000 ; Palmer, 2007 ; Filipponi, 2009).

Dans un premier temps, les analyses montrent que la structuration des drains de la goule de Foussoubie et de l'interfluve Ardèche/ Ibie ne s'est réalisé que sur un nombre restreint d'horizons d'inception situés une vingtaine de mètres environ au-dessus de la vire V3. Il est d'ailleurs intéressant de souligner que la grotte Chauvet, une des cavités les plus importantes en rive gauche, se développe aussi à proximité de cette vire V3.

L'approche géostatistique a permis de souligner que la structure géologique joue un rôle important dans l'élaboration de la géométrie des drains dont la répartition spatiale est issue de la conjonction entre la position du niveau de base et la structure géologique et marque le chemin de drainage le plus efficient (au coût énergétique minimum) entre les points d'entrée (zone de recharge du karst) et les points d'émergence. C'est ce que tend à démontrer les mesures comparant les pentes des drains et le pendage apparent des couches géologiques. Cette corrélation montre que la trajectoire des écoulements souterrains, au moment initial de la karstification, est un compromis entre le chemin le plus court en tenant compte de la direction du futur point d'émergence et le coût énergétique pour l'atteindre. La figure 6.11 illustre le processus de karstification qui a prévalu à la goule de Foussoubie.

L'analyse en trois dimensions des conduits karstiques à macro-échelle a contribué à mieux comprendre les modalités de la karstification ainsi que de mieux identifier la part de chaque facteur lors de l'établissement de la géométrie du karst. Pour la première fois dans ce secteur, cette approche permet d'observer un réseau karstique dans son ensemble et d'obtenir des informations quantitatives sur son développement. Il ressort de cette étude que la position altitudinale des drains karstiques et entièrement soumis

au niveau de base local (l'Ardèche) et que le développement des drains s'établit à l'intersection d'un horizon d'inception et de la limite piézométrique. Localement, les écoulements souterrains peuvent emprunter un chemin à contre pendage en utilisant des zones de faiblesse dans la roche pour «rattraper» le chemin de drainage le plus efficient.

6.2. APPORTS DE L'ANALYSE DE L'ÉTAGEMENT KARSTIQUE ET DES SURFACES GÉOMORPHOLOGIQUES À LA CONNAISSANCE DU RELIEF

L'objectif de cette partie est d'étudier la structure de l'étagement des réseaux spéleologiques présents dans le secteur d'étude en tenant compte des informations spéleogéniques de chacune des cavités afin d'en tirer des informations sur la dynamique de l'évolution du niveau de base. Il a été montré que dans ce secteur, les conduits du karst ont été soumis à différents processus de creusement liés à des oscillations du niveau de base. Cette spécificité régionale (Audra *et al.*, 2004, 2007 ; Gilli *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006) se caractérise par le fait que l'étagement des galeries du karst s'est mis en place selon une trajectoire non-linéaire. En effet, on observe généralement un étagement progressif des structures karstiques du haut vers le bas du fait de l'incision des vallées ou de la surrection des massifs. Ainsi, dans de nombreux cas, les étages les plus élevés en altitude sont les plus anciens. Cette organisation temporelle de l'étagement dans le karst a été démontré de nombreuses fois à partir de la datation de sédiments piégés dans les galeries étagées (Granger *et al.*, 1997, 2001 ; Audra *et al.*, 2001 ; Hauselmann *et al.*, 2003, 2004, 2005 ; Hoblea *et al.*, 2011). Dans ces travaux, il a été montré que le moteur principal qui régissait la variation du niveau de base karstique était en relation avec la surrection des massifs dans lesquels les galeries se développaient et/ou fonction des variations eustatiques. Dans ce contexte, les étages karstiques sont donc des marqueurs chronologiques des étapes de surrection d'une région ou des variations eustatiques (Delannoy, 1997 ; Camus 2003). En Ardèche, les hypothèses actuelles tendent à montrer que les variations du niveau de base semblent prioritairement influencées par les variations eustatiques.

6.2.1. L'étagement des galeries dans les gorges de l'Ardèche : géométrie, datations et questionnements

L'étagement des réseaux spéleologiques est bien marqué dans le secteur d'étude et plus largement dans les gorges de l'Ardèche (Guérin, 1973 ; Callot, 1979 ; Belleville, 1985 ; Gombert, 1988 ; Audra *et al.*, 2001 ; Delannoy *et al.*, 2001, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009). L'ensemble de ces travaux réalisés dans les gorges de l'Ardèche et ses abords s'accordent sur le fait que l'étagement karstique est commandé par les oscillations de niveau de base. Cette hypothèse repose sur la reconnaissance de formes

de creusement paragénétique dans le karst (Delannoy *et al.*, 2001, 2004 ; Mocochain, 2002 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006 ; Jaillot *et al.* 2007) et sur la datation de sédiments piégés dans le karst (Martini, 2005, 2007 ; Tassy *et al.*, 2013). La corrélation géométrique entre ces différents niveaux d'étagement avec l'actuel profil longitudinal du cours de l'Ardèche a permis de poser l'hypothèse d'une karstification entièrement contrainte par l'incision du canyon de l'Ardèche qui a joué le rôle du niveau de base (Delannoy *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009 ; Tassy *et al.*, 2013).

Cette hypothèse repose sur les observations menées dans le réseau de Saint Marcel d'Ardèche dans lequel on retrouve dans chaque étage :

- des formes de creusement paragénétique témoignant de la genèse *per ascensum* du réseau (les étages les plus bas sont les plus vieux) durant le Pliocène (Mocochain *et al.*, 2006, 2009) ;
- des formes syngénétiques témoignant de la réutilisation des conduits paragénétiques lors de la baisse du niveau de base durant le Quaternaire (Mocochain *et al.*, 2006 ; Tassy *et al.*, 2013).

Dans le secteur d'étude situé à l'amont des gorges de l'Ardèche, la comparaison de l'étagement des galeries de l'interfluve Ardèche/Ibie et du réseau de la Goule de Foussoubie montre une logique d'organisation différente dans leur organisation spatiale.

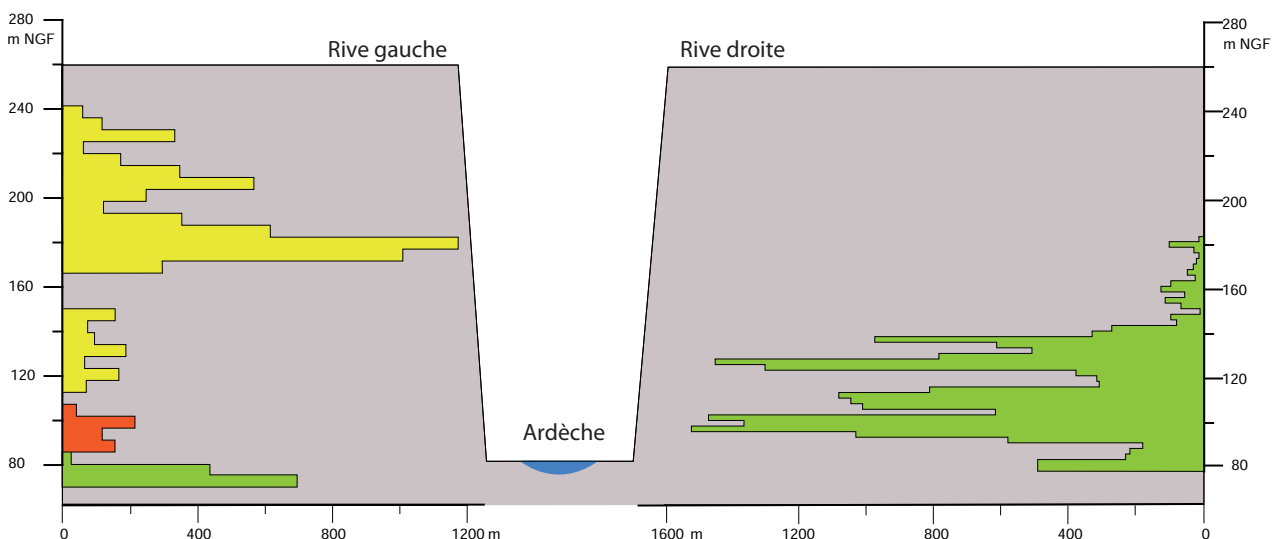
Figure 6.12
 Comparaison de la distribution altimétrique des conduits spéléologiques à dominante horizontale entre les deux rives de l'Ardèche. L'axe des ordonnées représente l'altitude NGF des conduits. L'axe des abscisses représente le développement des conduits en mètres. La couleur représente le type de creusement (syngénétique en vert, paragénétique en régime noyé (rouge) ou creusement épinoyé (jaune- paragénétisme d'inondation)).

6.2.1.1. Un étagement spéléologique dissymétrique entre les deux rives de l'Ardèche

La représentation en histogramme du développement total des galeries horizontales en fonction de leur cote altitudinale sur chacune des deux rives de l'Ardèche révèle une forte dissymétrie, d'une part dans l'organisation de l'étagement dans le secteur d'étude mais aussi dans la nature des différentes galeries qui composent chaque étage (figure 6.12).

En effet, le croisement des informations spéléogéniques et géométriques permet de relever :

- un étage de drains dans la zone noyée actuelle du karst. Ces galeries sont



présentes sur les deux rives de l'Ardèche ;

- l'absence de niveau de galerie vers la cote 180 m NGF en rive droite de l'Ardèche alors que ce niveau d'étagement est prédominant en rive gauche ;
- l'absence de formes témoignant d'un creusement paragénetique en rive droite alors qu'il se révèle être prédominant en rive gauche.

Cette importante dissymétrie dans l'organisation des systèmes karstiques de part et d'autre de l'Ardèche interroge. Il est d'emblée possible d'exclure des contraintes structurales. En effet, il a été montré dans la première partie de ce chapitre que les horizons d'inception favorables à la karstification existent sur les deux rives de l'Ardèche et la présence de cavités l'atteste. De plus dans la configuration actuelle du tracé de l'Ardèche, on relève que des réseaux actifs existent aussi tant en rive gauche (réseau des Fées) qu'en rive droite (système de Foussoubie). Enfin même si le développement spéléologique des cavités situées entre 100 m et 130 m NGF est bien moins important en rive gauche qu'en rive droite, l'étagement correspondant à cette cote altitude existe. Ce qui interroge surtout est :

- l'absence d'un étage à 180 m NGF en rive droite de l'Ardèche ;
- la répartition spatiale des formes paragénetiques et syngénétiques des cavités étudiées.

L'absence d'un étage à 180 m NGF en rive droite de l'Ardèche pourrait s'expliquer par le fait que les écoulements étaient organisés en surface comme en témoigne l'existence du vallon de la Planche (figure 5.60) à l'aplomb du réseau de la goule de Foussoubie. Le faible gradient topographique entre la surface à 260 m NGF et la cote 180 m NGF a pu ainsi favoriser l'organisation du drainage à la surface plutôt que de façon souterraine. Toutefois, la même configuration topographique et géométrique est la même en rive gauche et on y relève un important développement de conduits endokarstiques à la cote altitudinale 180 m NGF.

De même, il est possible d'observer cette dissymétrie dans la répartition de l'étagement des drains et des formes de creusement paragénetique ou syngénétique le long du profil longitudinal de l'Ardèche

6.2.1.2. Un contexte de karstification différenciée entre l'amont et l'aval de l'Ardèche

La répartition altitudinale des conduits karstiques de part et d'autre des gorges de l'Ardèche tend à montrer que la structure de l'étagement est quasi-similaire sur les 32 km du canyon (figure 4.5). Cependant la prise en compte des drains de la zone noyée permet d'identifier une dissymétrie : à proximité de la confluence entre l'Ardèche et le Rhône, on relève plusieurs galeries se développant bien en deçà du niveau piézométrique. Dans la grotte de Saint Marcel d'Ardèche, un important réseau spéléologique subhorizontal, noyé, de 18 km linéaire se développe à la cote - 10 m NGF soit 50 m en contre bas du cours actuel de l'Ardèche (figure 6.13). Ces galeries entièrement noyées se connectent par un système de puits de raccordement au fonctionnement vaclusien par lesquels l'eau remonte. Dans ce réseau noyé, des départs vers des galeries plus pro-

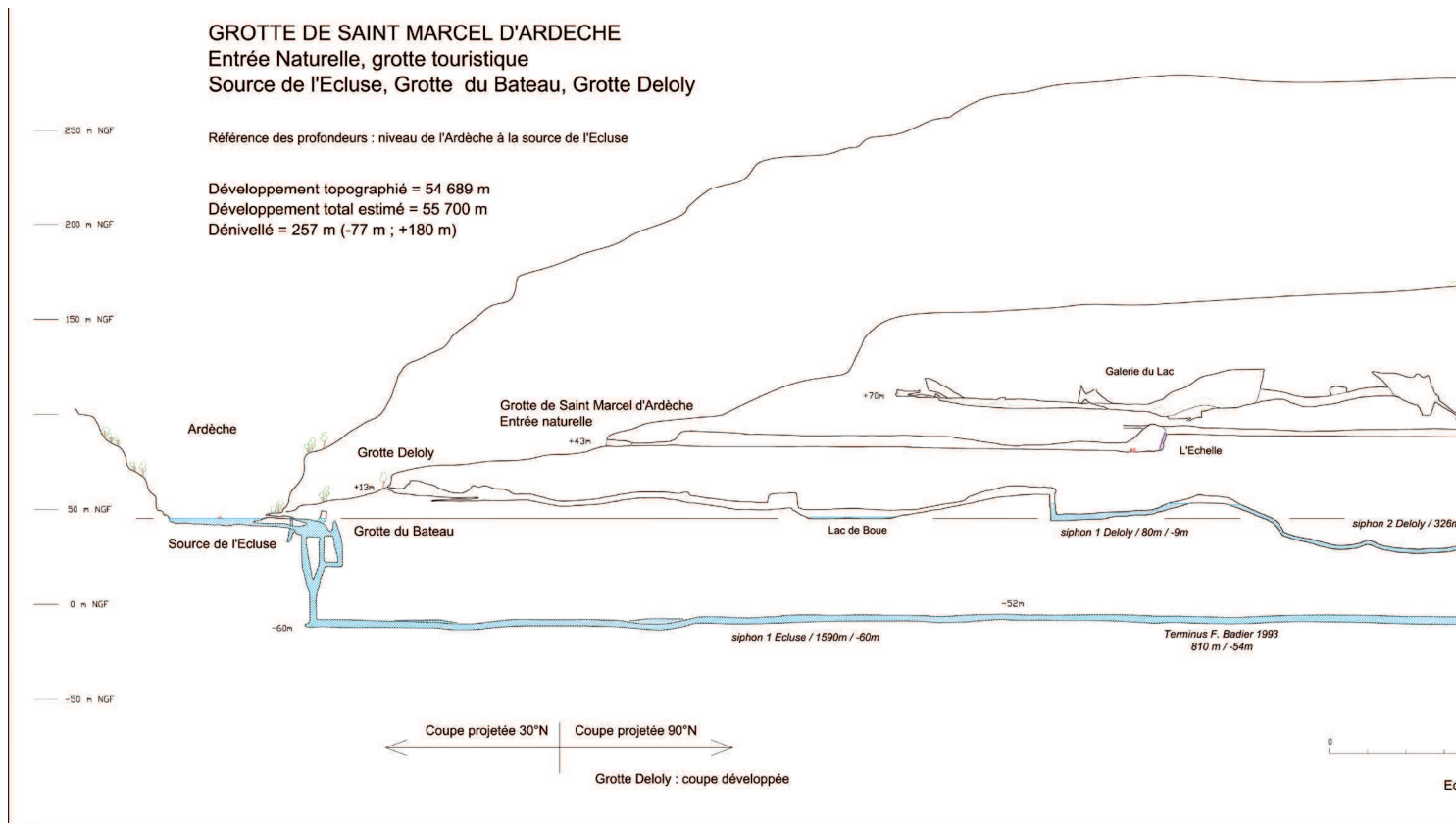


Figure 6.13

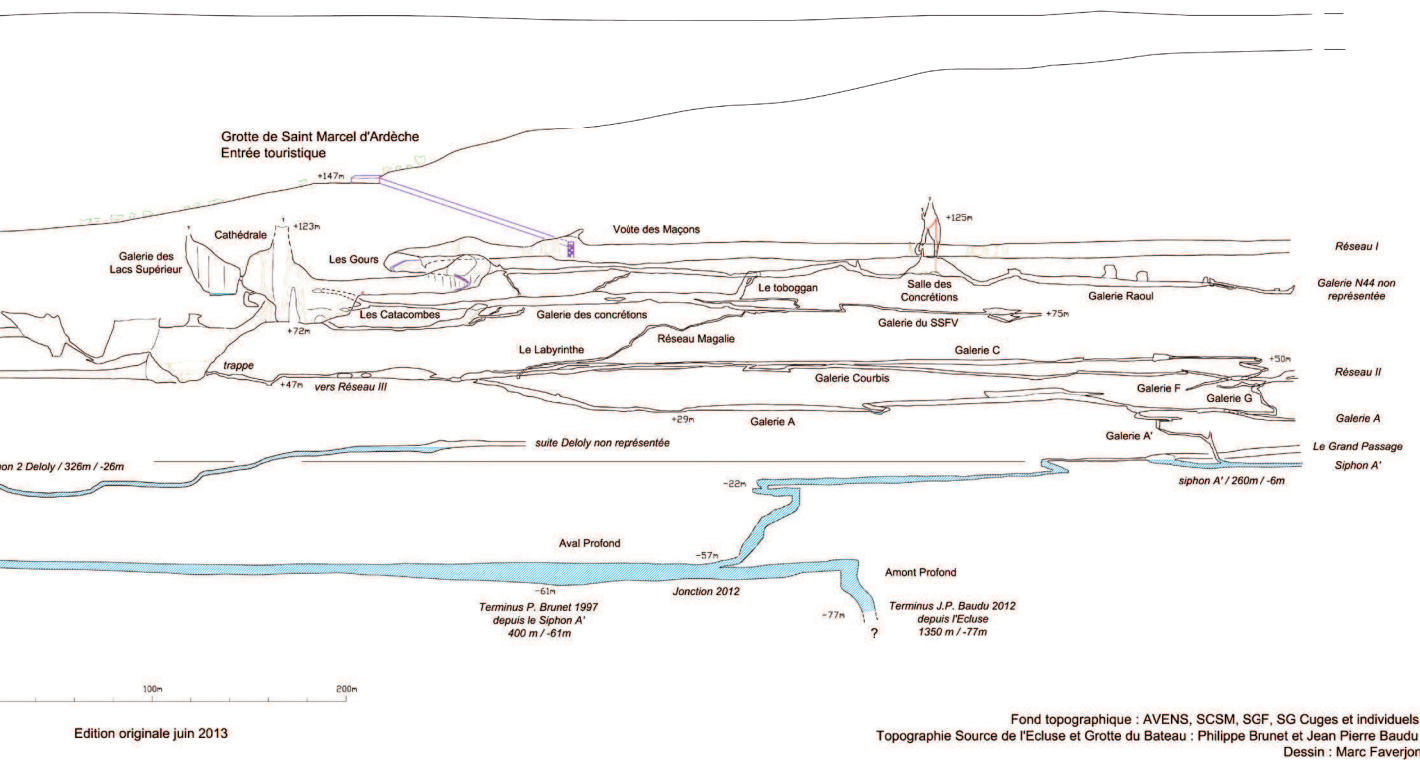
Coupe topographique du réseau de Saint Marcel d'Ardèche. Fond topographique : AVEN, SCSM, SGF, SG Cuges et individuels (topographie Source de l'écluse et grotte du Bateau : Philippe Brunet et Jean Pierre Baudu ; dessin : Marc Faverjon).

fondes ont été repérés jusqu'à la cote - 30 m NGF mais demeurent encore non explorées du fait de la difficulté d'accès.

A Bourg Saint Andéol, soit à cinq kilomètres au nord de la confluence Ardèche / Rhône, des galeries noyées jusqu'à la cote - 190 m NGF ont été mise en évidence lors de récentes explorations spéléonautiques dans les goules de Tourne et de la Tannerie (<http://www.plongeesout.com>). Ces galeries au fonctionnement vaclusien mettent en évidence l'existence d'un niveau de karstification profond qui pourrait être mise en relation avec le talweg du canyon messinien du Rhône qui a été reconnu vers - 230 m NGF à Pierrelatte (Clauzon *et al.*, 1982). La corrélation altimétrique entre le paléo-canyon messinien et la structuration de ce drain toujours fonctionnel a été un argument permettant de rapporter son agencement initial au Messinien (Audra *et al.*, 2004

En amont des gorges de l'Ardèche, aucun réseau profond de ce type n'a été reconnu alors que ce secteur a été impacté par la crise de salinité messinienne si on se réfère aux travaux de Mocochain (*et al.*, 2004, 2006, 2009). Néanmoins des réseaux karstiques noyés ont été identifiés sur près de 2 km de développement à l'évent d'Ibie dont les eaux sourdent dans l'Ardèche entre le Pont d'Arc et la reculée du Tiourre. Ces drains de la zone noyée se développent à la cote 50 m NGF soit 20 m en contrebas du cours actuel de l'Ardèche. Dans la vallée de l'Ibie, des réseaux similaires ont été reconnus à cette altitude dans l'évent des Fées et l'évent des Rives lors de récentes explorations spéléologiques (ref biblios).

Cette dissymétrie des niveaux altitudinaux de l'étagement entre l'amont et l'aval des gorges de l'Ardèche peut s'expliquer par la structure géologique. En effet, l'étude de la



Edition originale juin 2013

Fond topographique : AVENS, SCSM, SGF, SG Cuges et individuels
 Topographie Source de l'Ecluse et Grotte du Bateau : Philippe Brunet et Jean Pierre Baudu
 Dessin : Marc Faverjon

carte géologique et d'une coupe géologique orientée (figure 4.3) sur le profil de l'Ardèche permet de voir que les épais bancs marneux de l'Hauterivien exercent le rôle de seuil hydrogéologique au niveau de la reculée du Tiourre. Ces bancs d'environ 300 m d'épaisseur affleurent très largement dans la reculée du Tiourre (figure 4.8) et plonge ensuite vers le Sud pour se situer à environ 30 m sous le lit de l'Ardèche. Cette côte altitudinale constitue ainsi une barrière hydrogéologique en-dessous de laquelle aucune karstification n'est possible dans ce secteur.

En raison de cette barrière hydrogéologique qui empêche la structuration du karst en deçà de son altitude, l'asymétrie géométrique des réseaux existants dans la zone noyée du karst à l'amont et à l'aval des gorges est d'origine géologique et ne marque pas l'existence d'un niveau de base qui aurait pu être différent à l'amont et à l'aval des gorges de l'Ardèche.

On a aussi relevé une dissymétrie entre creusement syngénétique et paragénétique entre les réseaux de la basse (gorges) et moyenne vallée de l'Ardèche (Aubenas-Vallon Pont d'Arc). Dans la basse vallée de l'Ardèche (canyon), les formes de creusement paragénétiques ont été rapportées au cycle messino-pliocène et de la méga oscillation de niveau de base qui lui est concomitant (Audra *et al.*, 2001 ; Delannoy *et al.*, 2001, 2004 ; Camus, 2003 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009). Or, on note l'absence de formes paragénétiques dans la moyenne vallée de l'Ardèche. Si la basse vallée de l'Ardèche entaille en gorges les calcaires crétacés du plateau du Bas-Vivarais, la moyenne vallée de l'Ardèche incise quant à elle son lit dans les assises calcaires et marno-calcaires jurassiques voire hauteriviennes (figures 4.3 et 6.14). Ces assises calcaires jurassiques

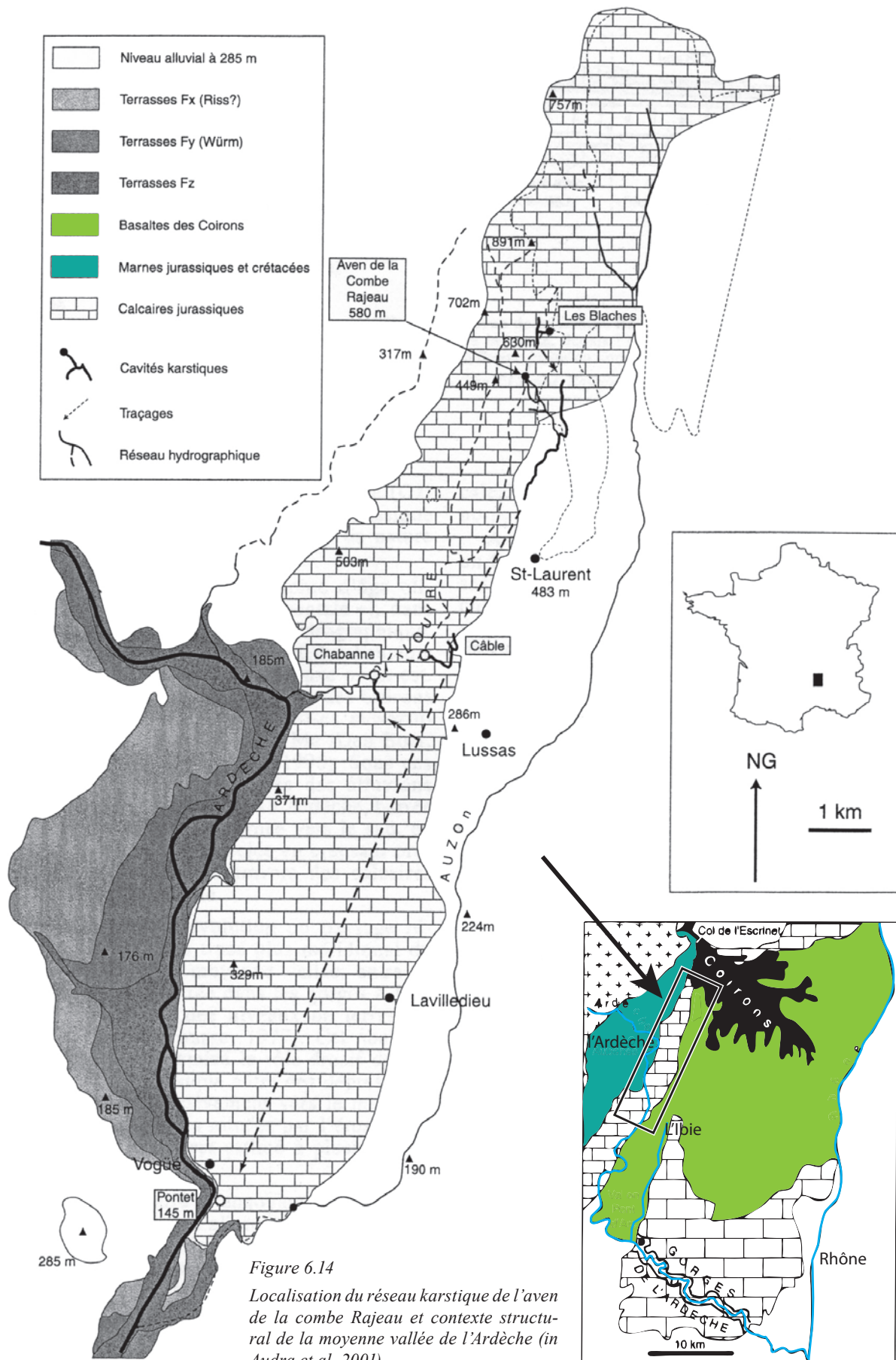


Figure 6.14
 Localisation du réseau karstique de l'aven de la combe Rajeau et contexte structural de la moyenne vallée de l'Ardèche (in Audra et al. 2001).

ont une échelle de résistance bien moins importante que les calcaires du Crétacé et sont composées de bancs moins puissants avec de nombreuses intercalations marneuses (Pascal *et al.*, 1989). Ces terrains sont de fait plus sensibles à l'érosion superficielle bien qu'on y relève de nombreuses cavités en leur sein dont un des plus grands réseaux spéléologiques ardèchois : la combe Rajeau (figure 4.3).

Cette cavité se caractérise par près de 15 km de conduits au développement linéaire dont un profond canyon souterrain d'environ 110 m de hauteur qui a enregistré en continu une très longue phase d'incision de l'Ardèche durant toute la période du Quaternaire (Audra *et al.*, 2001). Les recherches qui y ont été menées, soulignent des morphologies ayant enregistré un fonctionnement en régime syngénétique puis vadose ; les âges obtenus par les datations U/Th de concrétions et par paléomagnétisme sur des remplissages détritiques ont mis en avant une nette corrélation avec des terrasses quaternaires de l'Ardèche. La genèse de ce réseau a été rapportée à la fin du Pliocène et son évolution en système vadose à l'ensemble du Quaternaire.

L'absence de formes paragénétiques dans ce réseau permet de conforter cette hypothèse en mettant en avant que l'ensemble des morphologies et des galeries de cette cavité n'ont pas été affecté par une remontée du niveau de base. Or, si on admet que la vallée de l'Ardèche s'est entièrement creusée durant la crise messinienne (Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009 ; Tassy *et al.*, 2013), les cavités de ce secteur devraient aussi témoigner de la remontée du niveau de base qui lui a succédé au cours du Pliocène (en lien avec l'aggradation sédimentaire du lit de la rivière). L'absence de telles morphologies est justifiée par le fait que la limite de l'érosion régressive n'a pas atteint la moyenne vallée de l'Ardèche (Mocochain *et al.*, 2009). Cependant, étant donné la nature des terrains (marnes) dans laquelle se loge le cours d'eau, cette hypothèse paraît peu probable. En effet, elle implique pour un même processus de creusement fluvial que l'érosion était efficace dans les assises calcaires résistantes et inefficace dans les terrains de moindre résistance (marnes) et il faudrait alors admettre que les écoulements superficiels avaient assez d'énergie pour inciser les bancs calcaires à faciès urgoniens très résistants sur un tracé de 30 km et que cette incision se soit stoppée nette au contact des terrains marneux en amont de Vallon Pont d'Arc (Mocochain *et al.*, 2009).

Or dans un contexte géologique et topographique similaire de contact entre des terrains marneux ou imperméables et des terrains calcaires, les observations montrent qu'en cas de baisse brusque du niveau de base, les écoulements superficiels ont plutôt tendance à être capturés dans le karst (Ford, 1988, 2000 ; Delannoy, 1997 ; Palmer, 2000 ; Salomon, 2001). Cette capture implique un abandon des structures d'écoulements superficiels qui peuvent être temporairement réutilisées en cas de crue. Cette configuration est actuellement visible dans deux secteurs :

- la genèse du réseau de la goule de Foussoubie résulte de la capture d'écoulements superficiels au contact des terrains imperméables et perméables (cf chapitre 5). À l'aval de la capture karstique (ponor de la goule de Foussoubie), les structures aériennes d'écoulement sont totalement abandonnées ;
- la vallée de l'Ibie est actuellement abandonnée par les écoulements d'étiage

au profit de plusieurs pertes dans le karst à l'aval du contact entre les terrains marneux et calcaires. Le talweg de ce cours d'eau est temporairement réemprunté par les écoulements de crue.

Un tel scénario pourrait expliquer la répartition dissymétrique entre les formes de creusement syngénétique et paragénétique observées entre l'amont et l'aval de la vallée de l'Ardèche. Cette hypothèse impliquerait que le cours de l'Ardèche ne se serait alors que très peu incisé lors de la crise messinienne du fait de leur abandon au profit d'écoulements souterrains par capture dans le karst. Afin d'étayer cette hypothèse, il est nécessaire d'étudier les emboitements géomorphologiques entre les structures karstiques, les paléo-structures karstiques et le réseau de drainage superficiel actuel. La compréhension de leurs emboitements géomorphologiques permettra en effet de déterminer si le tracé actuel de l'Ardèche est synchrone de la karstification ou s'il lui est postérieur.

6.2.2. Emboitements des structures de drainage endokarstiques et superficielles : les apports de l'étude géomorphologique et de la visualisation 3D

6.2.2.1. Emboitement des structures endokarstiques horizontales et verticales

L'étude spéléogénique a permis d'appréhender les facteurs et le contexte qui a prévalu à la genèse des cavités (chapitre 5). Alors que certaines galeries et certains étages spéléologiques ont pu être reliés chronologiquement du fait de leur connexion évidente (système de Foussoubie), plusieurs niveaux de galeries ne sont pas encore reliés géométriquement et chronologiquement du fait de l'absence de connexion spéléologique. Il s'agit des étages spéléologiques en rive gauche de l'Ardèche situés à la cote 180/200 m NGF et à la cote 100/130 m NGF. En effet, bien que ces cavités soient similaires du fait de la présence de morphologies paragénétiques en leur sein, l'absence de connexion spéléologique ne permet pas pour l'instant de vérifier qu'elles appartiennent au même cycle spéléogénique et à un seul et même système karstique. Dans cette partie, nous proposons d'apporter des arguments pour étayer cette hypothèse à partir de l'étude de la répartition spatiale entre les paléo-structures de drainage et les conduits à dominante verticale. En effet, de nombreux conduits sub-verticaux sont présents dans le massif karstique de l'interfluve Ardèche/Ibie et se situent souvent à proximité des (paléo) drains horizontaux.

L'aven de la Plaine des Gras, l'aven du Marteau, la grotte Nouvelle de Vallon et la grotte du Chasserou sont des cavités de la rive gauche, qui se caractérisent toutes par la même organisation verticale (figure 6.15) de type puits-cheminées. Il est possible relever des zones très évasées sur le profil de ces conduits marquées par des salles au volume important. L'observation de la topographie en 3D de ces conduits permet de remarquer que ces salles sont aussi larges que hautes et qu'elles ne sont pas alignées sur la même cote altitudinale ; les parois de ces puits cheminées présentent des morpho-

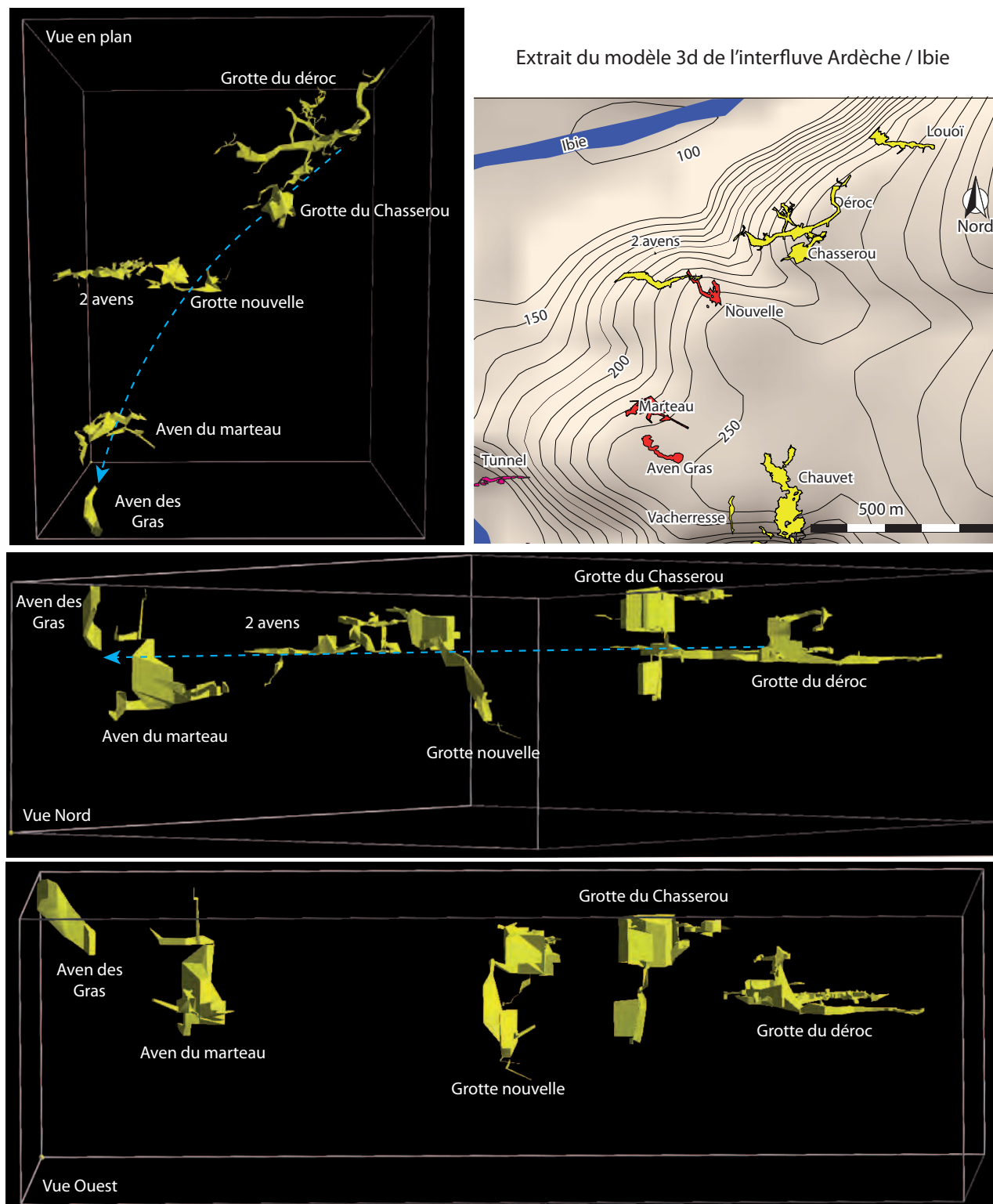


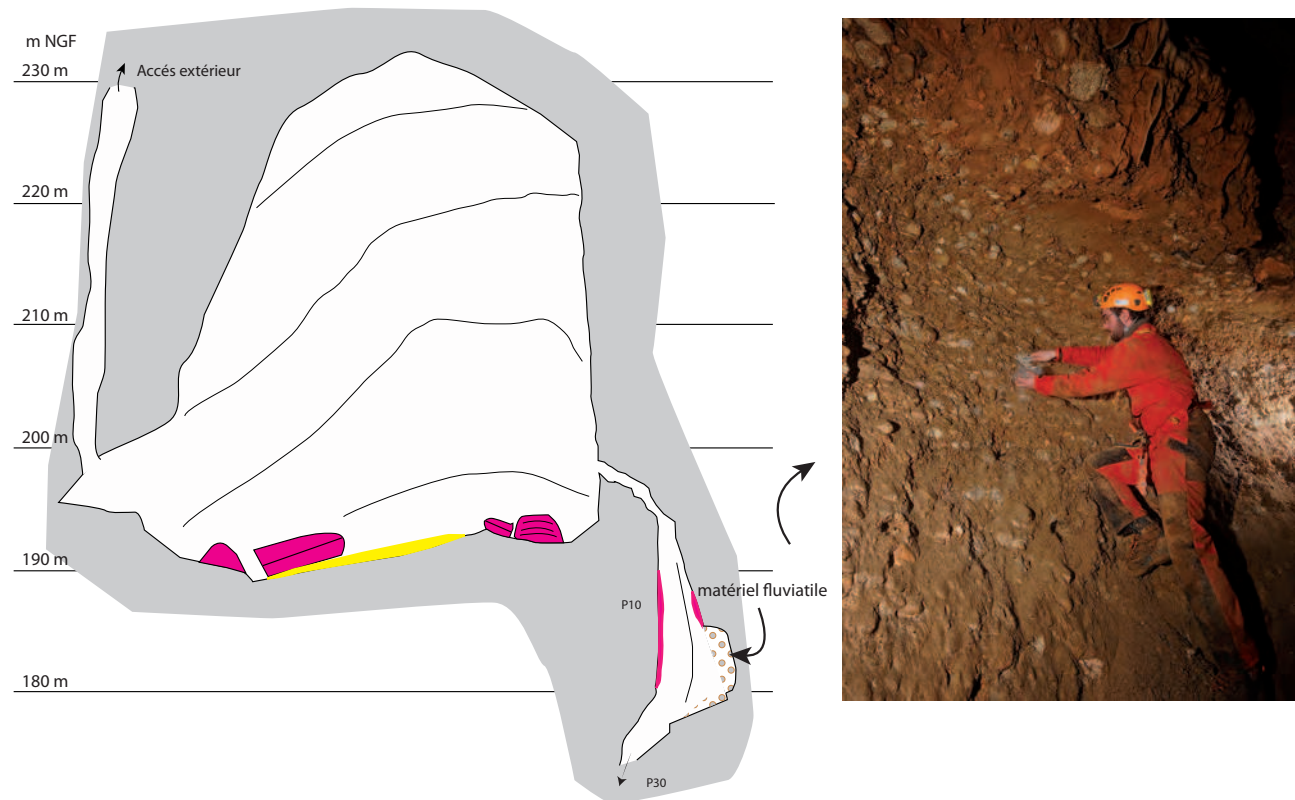
Figure 6.15

Extrait du modèle 3D de l'interfluve Ardèche / Ibie. Seules les cavités contenant des conduits verticaux de type puits cheminées ont été reportés. La surface topographique n'est pas affichée pour une meilleure lecture. Plusieurs points de vue sont proposés.

logies paragénétiques. Parmi ces cavités, la grotte du Chasserou est particulièrement intéressante. En effet, un puits-cheminée en position déportée par rapport à la salle principale recoupe un épais remplissage fluviatile en place (figure 6.16) et de même nature que celui observé et décrit dans la grotte du Dérocs (cf chapitre 5). La position de cette terrasse en milieu de puits affectée par des morphologies paragénétiques tend à suggérer que la mise en place du réseau vertical est postérieure à la mise en place du remplissage fluviatile. En effet, si l'élargissement avait eu lieu avant, les remplissages fluviatiles n'auraient pas pu se disposer en terrasses mais aurait été évacués vers le bas du puits. Hors la position des galets permet de voir qu'ils ont été mis en place par des écoulements suivant un lit sub-horizontale (horizons lités).

Figure 6.16

Coupe topographique habillée dans la grotte du Chasserou. La couleur rose correspond aux formations carbonatées.



A partir de l'observation de l'emboîtement de ces objets endokarstiques, il est possible d'établir le scénario d'évolution suivant :

- mise en place d'un conduit emprunté par des écoulements transportant des sédiments allochtones (fonctionnement fluviatile) ;
- colmatage du conduit ;
- élargissement du réseau souterrain par paragénétisme. Cette phase a commencé au moins à la cote 110 m NGF comme en témoigne les morphologies dans les parties les plus basses de la grotte Du Chasserou. Cette altitude coïncide avec les formes paragénétiques identifiées dans les galeries horizontales situées à la cote altitudinale de 110m NGF.

La figure 6.17 permet de visualiser en 3D le contexte topographique attendant aux différentes formes et dépôts présentés. Cette visualisation (vue de en perspective et en plan) permet d'apprécier l'élargissement induit par le creusement paragénétique des

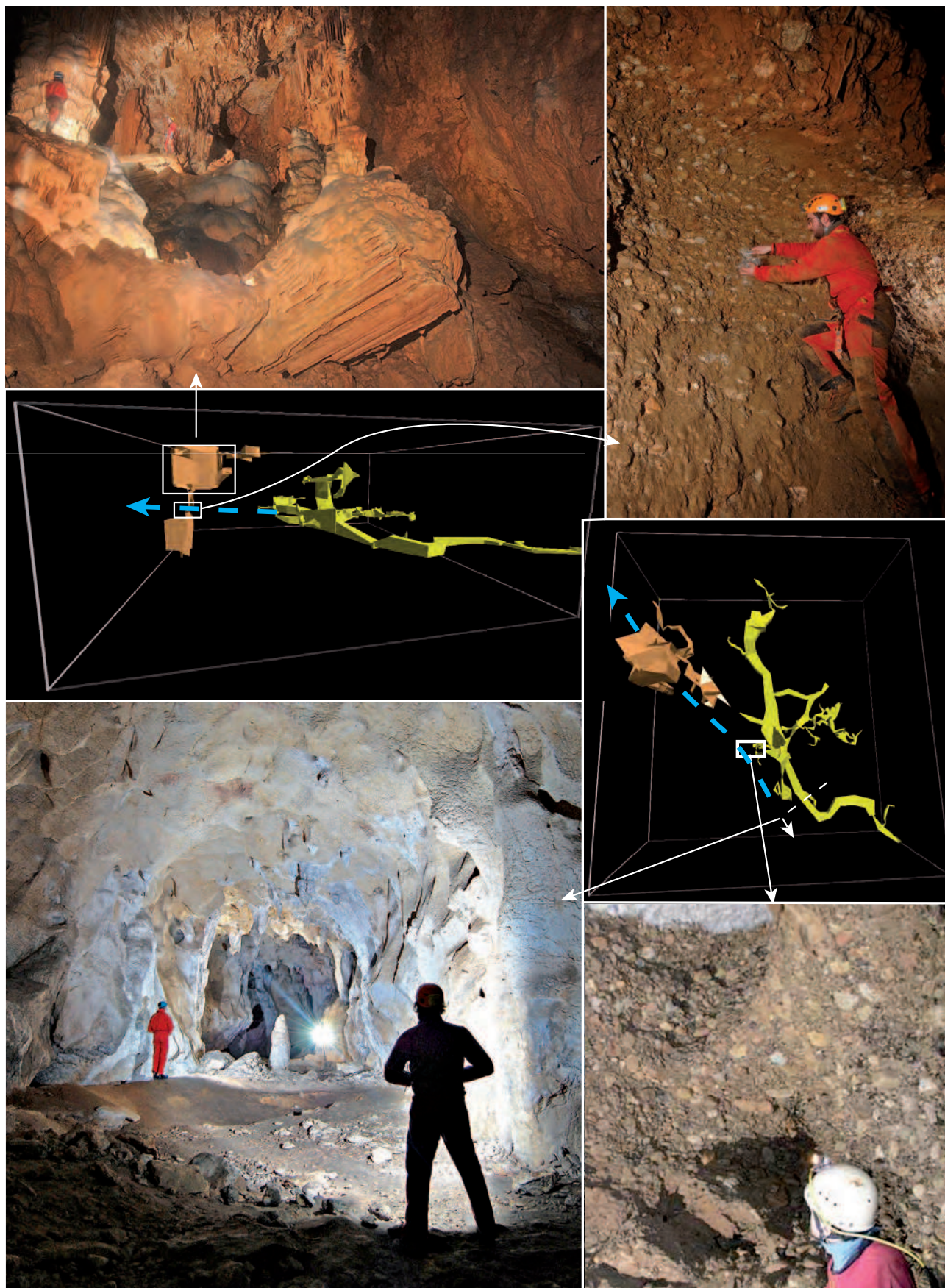


Figure 6.17
Panorama de relief endokarstique de la grotte du Déroc (jaune sur le modèle 3D) et du Chasserou (jaune pâle sur le modèle 3D) remise dans le contexte de la topographie 3D (cliché S. Jaillet et J.Y. Bigot).

galeries par rapport à ce qui pourrait être le tracé original du drain colmaté par le matériel fluviatile (reporté en trait pointillé bleu). Il est possible de voir que cet élargissement s'organise autour du drain originel colmaté par les remplissages fluviatiles. De plus, bien que de tels dépôts dans leur position originelle n'aient pas été identifiés dans toutes ces cavités au développement vertical, il a été possible d'identifier des poches de sédiments fluviatiles (sables et graviers cristallins) à la base des puits vers la cote 130 m NGF dans l'aven du Marteau. Le report de ces informations permet d'envisager la trajectoire d'un paléodrain dans lequel s'écoulait un flux suffisamment compétent pour transporter du matériel fluviatile grossier.

La trajectoire de ce drain, conformément à la géométrie des galeries paragénétiques, montre qu'il était parallèle à l'actuel tracé de l'Ibie, qui est par ailleurs un méandre abandonné de l'Ardèche (Menneron, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2009)

La compréhension de l'emboîtement des structures verticales et horizontales dans le karst permet ici de les relier dans un même cycle d'évolution spéléogénique et d'étayer le modèle d'évolution proposé dans le chapitre précédent (chapitre 5). L'étude de ces emboitements repose essentiellement sur le couplage de l'approche géomorphologique et de la visualisation 3D.

Ce résultat montre que deux dynamiques différentes ont contraint le processus de karstification et la spéléogénèse des drains horizontaux et verticaux dans notre secteur d'étude.

La première dynamique relève d'un cycle d'abaissement et de rehaussement de niveau de base. C'est durant la phase d'abaissement du niveau de base, que ce sont mis en place les grottes situées à la cote altitudinal 180/200 m NGF et les grottes situées à la cote 90/110 m NGF. Il est alors probable que ces deux niveaux de cavités se soient élaborés successivement du fait de leur étagement marquant ainsi deux niveaux stables du niveau de base. Cependant, et tel que cela a été montré précédemment (partie 5.3, chapitre 5), l'étage supérieur a probablement continué de fonctionner longtemps en tant que drain dans la zone épinoyée du karst. La seconde phase du cycle de spéléogénèse intervient durant une remontée du niveau de base pendant laquelle les galeries sont élargies par creusement paragénétique. L'évasement des galeries horizontales et verticales témoigne de cette phase de creusement paragénétique.

La seconde dynamique spéléogénique relève clairement d'un cycle où le moteur est uniquement l'abaissement du niveau de base. C'est à cette dynamique que nous rapportons la mise en place des réseaux de la goule de Foussoubie (rive droite de l'Ardèche) et de l'évent des Fées (rive gauche, vallée de l'Ibie). L'absence totale de morphologies paragénétiques dans ces réseaux permet cette affirmation

L'étude spéléogénique et géomorphologique indique que deux cycles spéléogénique se sont succédés chronologiquement puisqu'une part des vides karstiques n'a pas été remaniée par le processus de creusement paragénétique. Il semble donc évident que les réseaux issus du second cycle de spéléogénèse (réseau des fées, Foussoubie) sont postérieurs aux autres cavités paragénétiques.

Cette étude permet aussi de poser un mode de reconstitution de la trajectoire d'un paléodrain dans lequel s'écoulaient les flux hydrologiques transportant les sédiments fluviaux grossiers. Cette trajectoire est renforcée par l'orientation similaire des galeries paragénétiques qui ont été topographiées. Or, cette organisation spatiale des drains, parallèle à l'actuelle vallée, semble différente de celle caractérisant les drains actifs actuellement connectés au tracé de l'Ardèche et perpendiculaire à celle-ci. Il semble alors plausible que le tracé de l'Ardèche ait été bien différent de l'actuel au moment de la mise en place des drains à la cote 180/200 m NGF. A ce stade, il est possible de souligner que cette hypothèse converge avec celle posée par les observations sur la dissymétrie des formes de creusement entre la moyenne et la basse vallée de l'Ardèche (cf paragraphe 6.2.1.2). Afin d'étayer cette hypothèse, il paraît nécessaire de préciser les emboitements entre les structures de drainage superficielles et endokarstiques.

6.2.2.2. L'emboîtement des structures de drainage superficielles et endokarstiques : approche géomorphologique

La compréhension de l'agencement des formes du relief est l'objectif des recherches géomorphologiques (Tricart, 1952). Pour reconstituer l'évolution du modelé karstique avec acuité, il est nécessaire de croiser les informations géomorphologiques présentes à la surface avec les informations spéléogéniques issues de l'étude de l'endokarst (Delannoy, 1981, 1997 ; Maire, 1990 ; Jaillet *et al.*, 2004 ; Palmer, 2007). En effet, la position d'abri conférée par le milieu souterrain permet de protéger de nombreuses informations paléogéographiques de l'érosion. L'objet de cette partie est donc de confronter les informations spéléogéniques du secteur d'étude avec les données géomorphologiques superficielles afin d'en déduire des logiques d'emboitements par rapport à la géométrie de ces objets.

Le relief du terrain d'étude est, rappelons le, marqué par deux surfaces repères majeures dans le paysage : les surfaces d'aplanissement SA1 et SA2 présentes de part et d'autre de l'Ardèche (figure 6.18). On observe que la majorité des cavités se situent dans des massifs affectés par ces deux surfaces fondamentales donnant ainsi un référentiel chronologique commun à l'ensemble des réseaux spéléologiques dès lors que leur emboîtement avec cette surface sera déterminé.

6.2.2.2.1. Emboîtement des structures karstiques par rapport à la surface SA2 en rive droite

En rive droite de l'Ardèche (figure 6.18), le vallon de la Planche qui se développe à l'aplomb du réseau spéléologique de la goule de Foussoubie, entaille la surface SA2. Le caractère emboîté de ce vallon permet de placer sa genèse après la réalisation de la surface SA2. Par ailleurs, on relève que le drainage actuel de la Goule de Foussoubie est grosso-modo perpendiculaire à l'Ardèche (niveau de base karstique local). On constate que, le vallon perché de la Planche est lui aussi perpendiculaire à l'Ardèche et par ce fait subparallèle aux conduits karstiques du système de la goule. Cette similitude dans le tracé pourrait signifier que la trajectoire des écoulements aériens et karstiques est

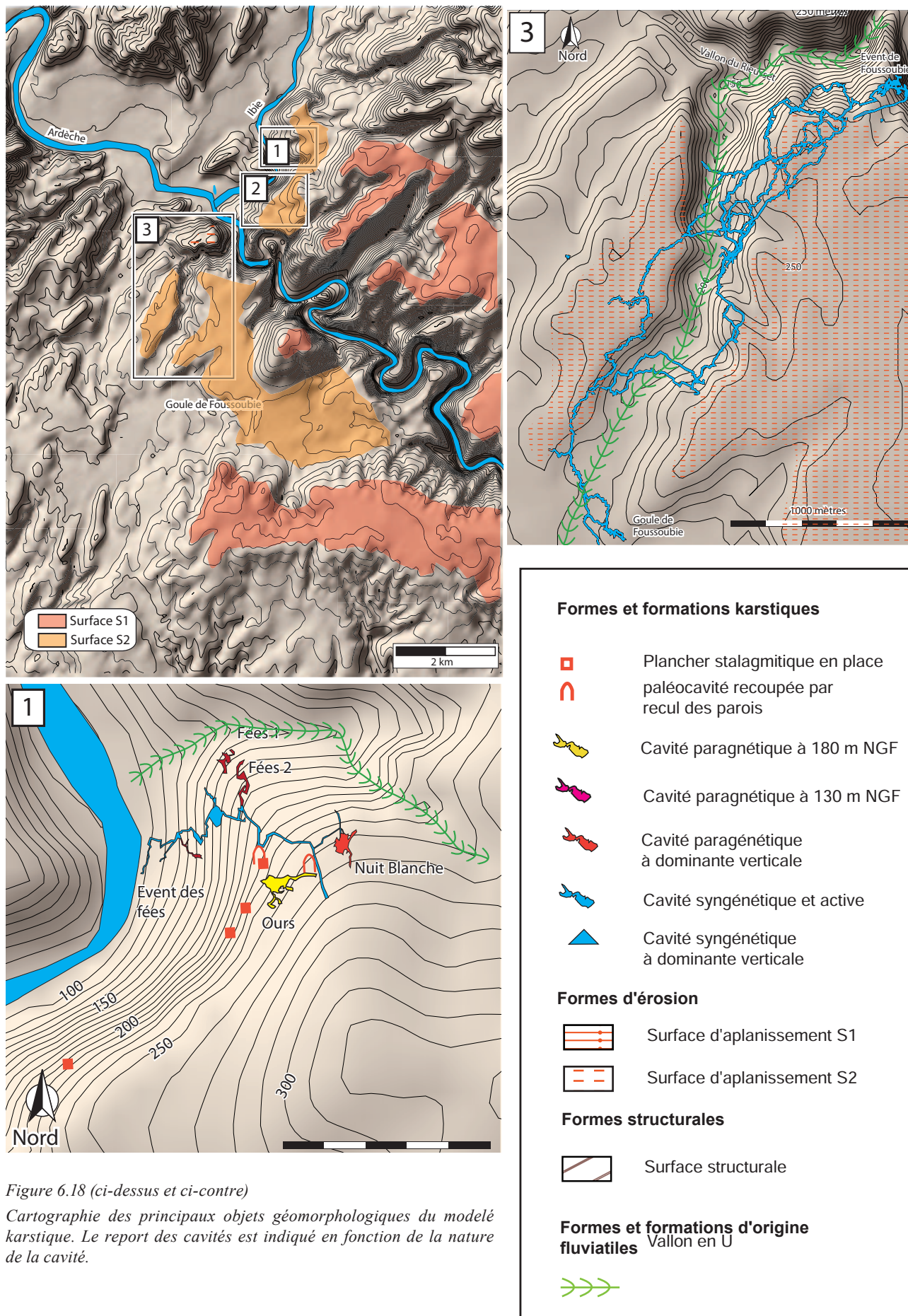
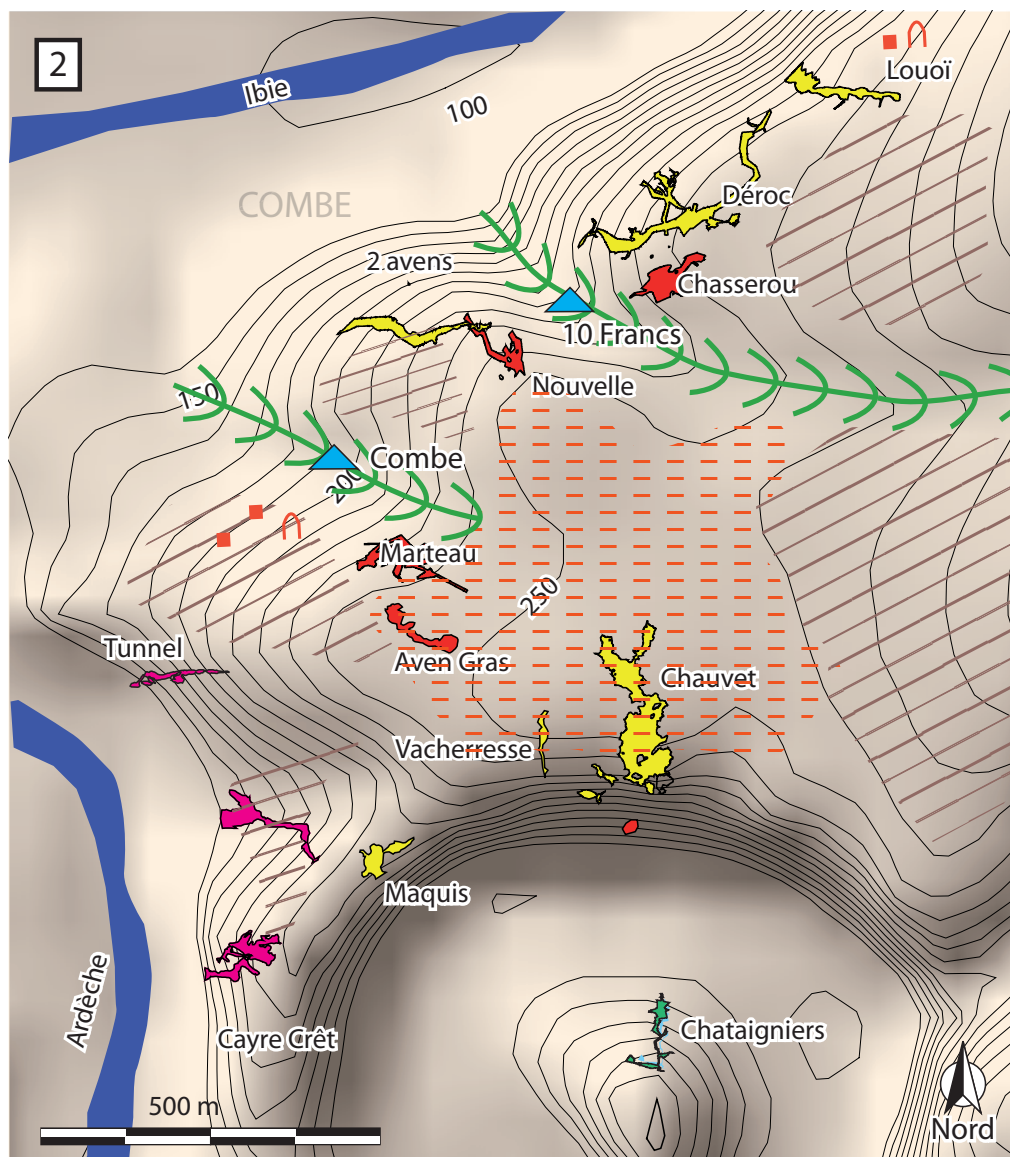


Figure 6.18 (ci-dessus et ci-contre)
 Cartographie des principaux objets géomorphologiques du modèle karstique. Le report des cavités est indiqué en fonction de la nature de la cavité.



influencée par les mêmes contraintes de la structure géologique mais aussi que ces deux modes de drainage ont été influencés par le même référent : le niveau de base hydrographique qu'est le talweg de l'Ardèche.

A partir de ces observations, il est désormais possible de poser les bases de l'évolution de la Goule de Foussoubie (cf. chapitre 5) dans son contexte géomorphologique. Les grandes étapes de la mise en place du relief en rive droite de l'Ardèche seraient les suivantes :

- Mise en place de la surface d'aplanissement SA2 dans un contexte de faible énergie gravitaire qui fait que l'essentiel du travail de la dissolution affecte la partie supérieure de la masse calcaire ;
- Structuration d'un réseau de drainage aérien dans un contexte de plus forte énergie gravitaire dont les causes restent à définir. Incision d'une pré-Ardèche sur lequel viennent se brancher le réseau secondaire : vallons dont celui de la Planche. L'étude du profil topographique de ce réseau secondaire montre qu'un niveau de stabilité du niveau de base a existé vers 175/180 m NGF.

En regard avec l'altitude de la surface SA2, il existait alors un faible gradient topographique ne permettant pas l'amorçage de la karstification, tout au moins peu structurée.

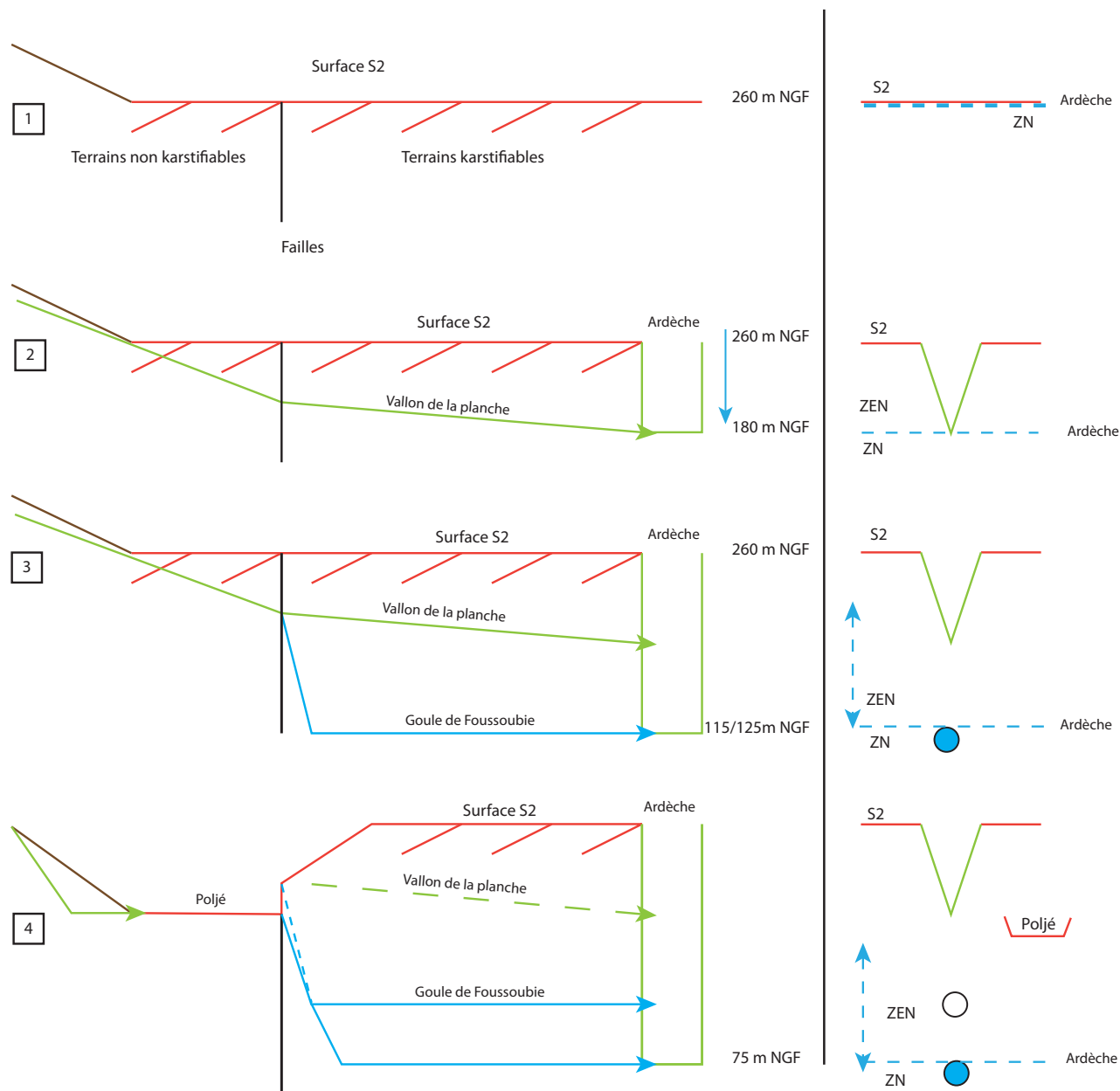
- Capture des écoulements aériens du réseau secondaire par le karst. Cette phase est consécutive à un accroissement du gradient gravitaire qu'on peut ici attribuer à l'enfoncement du réseau hydrographique. Les écoulements ont changé de modalité de drainage pour rejoindre le nouveau talweg de l'Ardèche : ils ont emprunté le cheminement souterrain. La perte se situe au contact des terrains imperméable et perméable à la faveur d'une faille au niveau de l'actuel ponor de la goule de Foussoubie. Si on se réfère à la morphologie en poljé de la dépression de 10 km² environ, il est fort probable que la perte a fonctionné en ponor, le temps que le karst structure un réseau de drainage efficient.. Durant cette phase de capture, il est probable que les eaux d'étiage circulaient dans le karst et que les eaux de crues empruntaient le vallon de la Planche.
- L'abaissement du niveau de base (encaissement des gorges de l'Ardèche) a conduit à la structuration de nouveaux étages dans le karst. A mesure que les drains du karst sont devenus transmissifs, la structure de drainage aérienne a été de moins en moins réempruntée jusqu'à son abandon total. La zone dans laquelle les eaux superficielles se perdent dans le karst a progressivement évolué en poljé contribuant ainsi à l'abandon total de la structure de drainage à la surface (figure 6.19).

6.2.2.2. Emboîtement des structures karstiques par rapport à la surface S2 en rive gauche

En rive gauche de l'Ardèche, dans le secteur de l'interfluve Ardèche/Ibie, il est possible de distinguer plusieurs structures différentes de drainage.

On relève plusieurs vallons aux écoulements non pérennes qui s'emboîtent dans la surface S2 et se raccordent au talweg du cours d'eau de l'Ibie qui, dans ce secteur, emprunte un ancien méandre de l'Ardèche (Meynneron, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2009). Dans le fond de ces vallons, s'ouvrent différentes cavités aux réseaux de morphologie vadose comme, par exemple, le « Trou à 10 francs » ou l'aven de Grande Combe (figure 6.18 et 6.20). La présence de ces cavités dans le talweg de ces vallons ainsi que l'absence d'écoulements même en période de fortes précipitations montre que ceux-ci ont été déconnectés du drainage par une capture généralisée des eaux via le karst.. Les écoulements karstiques actuels rejoignent dans ce secteur le lit de l'Ibie (ex-cours de l'Ardèche). Le réseau des Fées est un bon exemple du drainage karstique actuel en direction de l'Ardèche et en rive gauche (chapitre 5). Il est intéressant de relever ici également que les drains karstiques sont sub-parallèles au tracé du vallon sec qui se trouve à son aplomb (figure 6.18).

La seconde structure de drainage reconnue dans ce secteur est la paléostructure de drainage caractérisée par des conduits (horizontaux et verticaux) ayant connu un fonctionnement paragénétique. L'observation de la géométrie des conduits de cette



ancienne structure de drainage karstique met en exergue le caractère « déboité » (non-conforme) par rapport à la structure de drainage actuelle. Plusieurs indices témoignent de cette non conformité :

- la position perchée des structures verticales. On constate, en effet, que tous les conduits verticaux paragénétiques s'ouvrent sur des promontoires ou sont positionnées en croupe sur des interfluvés.
- Le tracé parallèle des conduits paragénétiques horizontaux par rapport à la vallée actuelle de l'Ibie (ex méandre de l'Ardèche). Cette organisation géométrique n'est pas cohérente avec la structuration actuelle des drains karstiques qui se branche perpendiculairement au cours de l'Ardèche.

L'ensemble de ces observations montrent que cette ancienne structure de drainage s'est agencée dans un contexte différent de l'actuel. De plus, en faisant l'analogie avec l'organisation actuelle des vallons perchés et des drains karstiques qui ont capturé leur

Figure 6.19
 Etapes de mise en place du réseau de drainage aérien et souterrain en rive droite de l'Ardèche dans le secteur de la Goule de Foussoubie. ZN = zone noyée / ZEN = zone épinoyée.

écoulement, il est possible de poser l'hypothèse que les paléostructures parallèles à l'actuel tracé de l'Ardèche représentent une capture des écoulements aériens. Il est donc probable qu'au moment de leur mise en place, l'incision de l'Ardèche était bloquée et que le paléo-tracé de l'Ardèche se situait à une altitude beaucoup plus élevée compte tenu du gradient topographique nécessaire pour amorcer le processus de karstification.

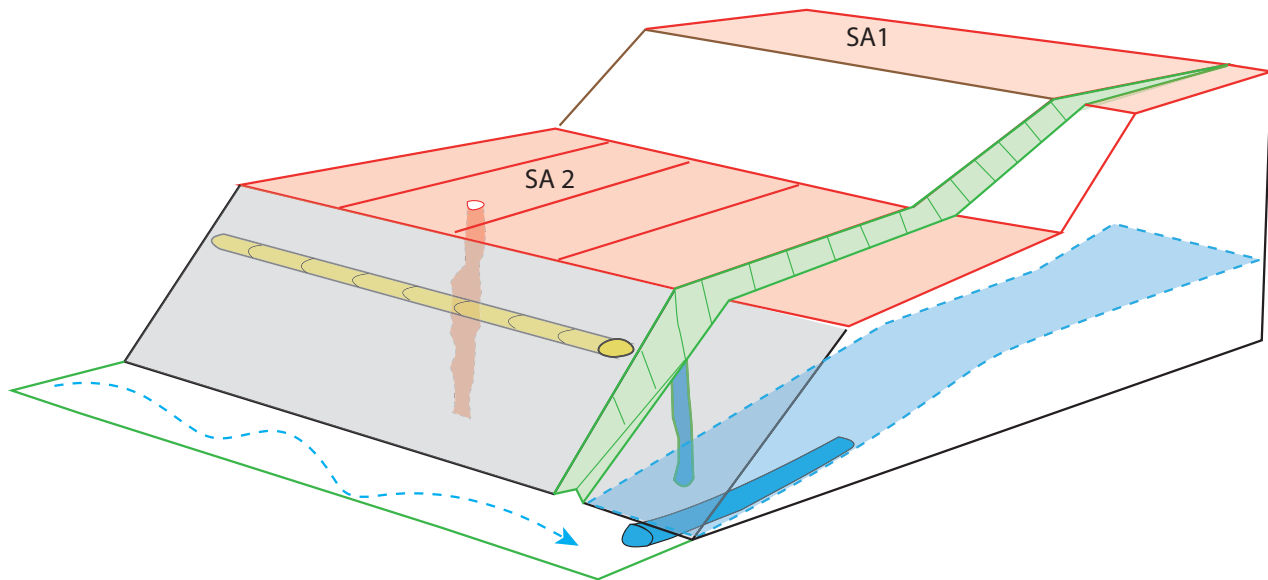


Figure 6.20 :

Bloc diagramme 3D synthétisant les emboitements géomorphologiques en rive gauche de l'Ardèche. Les surfaces d'aplatissement sont représentées en rouge, les vallons emboîtés en vert. Les drains endokarstiques actifs sont représentés en bleu, les drains affectés par creusement paragénétique en jaune et rouge (structure verticale). Le plan bleu représente la surface piézométrique.

L'ensemble de ces observations permet d'élaborer un scénario d'évolution intégrant les données spéléogéniques et les différents emboitements géomorphologiques. Les principales phases d'évolution seraient les suivantes :

- **Mise en place de la surface SA 1**
- **Mise en place et développement d'une structure de drainage karstique vers 180/200 m NGF** dans un contexte géographique différent de l'actuel ;
- Mise en place d'une nouvelle structure de drainage karstique vers 90/110 m NGF. Cette étape s'accompagne par le creusement de conduits verticaux de raccordement (zone vadose).
- **Le réagencement des drains par creusement paragénétiques.** La répartition des formes de creusement paragénétique permet de distinguer deux phases de fonctionnement évoluant dans la zone noyée et dans la zone épinoyée (cf chapitre 5.3). Ce réagencement paragénétique noyé puis dans la zone épinoyée (paragénéisme d'inondation) est présent jusqu'à la cote 260 m NGF dans ce secteur de l'interfluve Ardèche/ Ibie dans l'aven de la plaine des Gras. Cependant, de telles formes ont été reconnues jusqu'à la cote 280/290 m NGF un peu plus en aval dans les gorges de l'Ardèche (aven du Cadet) ou dans l'interfluve Ardèche/Cèze à l'aven d'Orgnac. Cette étape témoigne d'une remontée du niveau de base généralisée
- **La mise en place de la surface SA2.** Dans ce scénario, nous attribuons la genèse de cette surface postérieurement à l'élaboration des primo réseaux karstiques en raison du gradient topographique nécessaire à la mise en place des ces derniers.

- **La structuration du réseau de drainage aérien** avec la mise en place du réseau primaire (le cours d'eau de l'Ardèche) sur lequel vient se brancher le réseau secondaire dont le vallon de Combe Longue ainsi que tous les vallons qui entaillent la surface SA2. L'étude du profil topographique de ce réseau secondaire (vallon de Combe longue cf. chapitre 4) montre qu'un niveau de stabilité du niveau de base a existé vers 175/180 m NGF ce qui concorde avec les observations effectuées en rive droite. En regard avec l'altitude de la surface SA2, le faible gradient topographique ne permettait alors pas d'amorcer une nouvelle phase de karstification. La mise en place de ce réseau de drainage secondaire recoupe à l'emporte pièce les paléo-structures karstique paragénetique. Cette phase témoigne d'un abaissement suivi d'une stabilisation du niveau de base
- **Une nouvelle phase de structuration endokarstique avec la capture des écoulements aériens** (réseau supérieur de Foussoubie). Cette phase est consécutive à un nouvel abaissement du niveau de base. Les drains endokarstiques se branchent quasi perpendiculairement sur l'actuel tracé de l'Ardèche. Durant cette phase de capture, il est probable que les eaux d'étiage circulaient dans le karst et que les eaux de crues empruntaient les vallons secs.
- **L'abaissement du niveau de base jusqu'à son altitude actuelle** a conduit à la structuration de nouveaux étages dans le karst (réseau des fées, étage inférieur du réseau de Foussoubie) A mesure que les drains du karst sont devenus transmissifs, la structure de drainage aérienne a été moins en moins réemprunté jusqu'à son abandon total.

6.2.3. Conclusions sur l'étude de l'étagement karstique et des emboitements géomorphologiques des structures de drainage

La description et l'étude de l'étagement karstique et de ses relations avec les différentes structures de drainage (superficielles et souterraines) a permis de relever de multiples emboitements géométriques. L'identification de ces emboitements a été facilitée par la représentation et l'analyse en 3D des différentes structures de drainage. Ces outils de représentation et de cartographie en 3D constituent un renfort conséquent pour l'étude géomorphologique pour comprendre l'organisation géométrique des structures de drainage endokarstique et leur relation ou non avec les morphologies de surface.

Le report des observations réalisées sur le terrain et l'analyse des formes et des formations du relief de surface et endokarstiques a permis de poser les bases d'un scénario d'évolution géomorphologique cohérent avec les différents emboitements identifiés. Un des éléments saillants de ce scénario est la reconnaissance de deux structures de drainage karstique qui se sont agencées selon deux niveaux de base différent :

- Le premier ensemble concerne les structures karstiques dont la genèse provient de la capture dans l'endokarst des écoulements correspondant actuellement à l'ensemble des vallons secs actuellement visibles dans le relief. Cette capture est provoquée par les différentes étapes d'incision de l'actuelle

Ardèche. Cet ensemble correspond à toutes les cavités aux morphologies syngénétiques d'origine vadose et/ou épinoyée.

- Le second ensemble concerne les paléo-structures karstiques qui témoigneraient d'un processus de capture dans l'endokarst d'une paléo-Ardèche pour rester connecté au niveau de base régional que constitue la vallée du Rhône. Cette information est déduite principalement de l'emboîtement parallèle de ces paléo-structures par rapport aux formes du relief karstique (surface d'aplanissement, vallon secs, cours de l'Ardèche actuelle)

L'ensemble des observations et de leur mise en contexte géométrique permet de proposer un modèle d'évolution géomorphologique depuis l'élaboration de la surface SA 1 jusqu'à la position actuelle de l'Ardèche (figure 6.21).

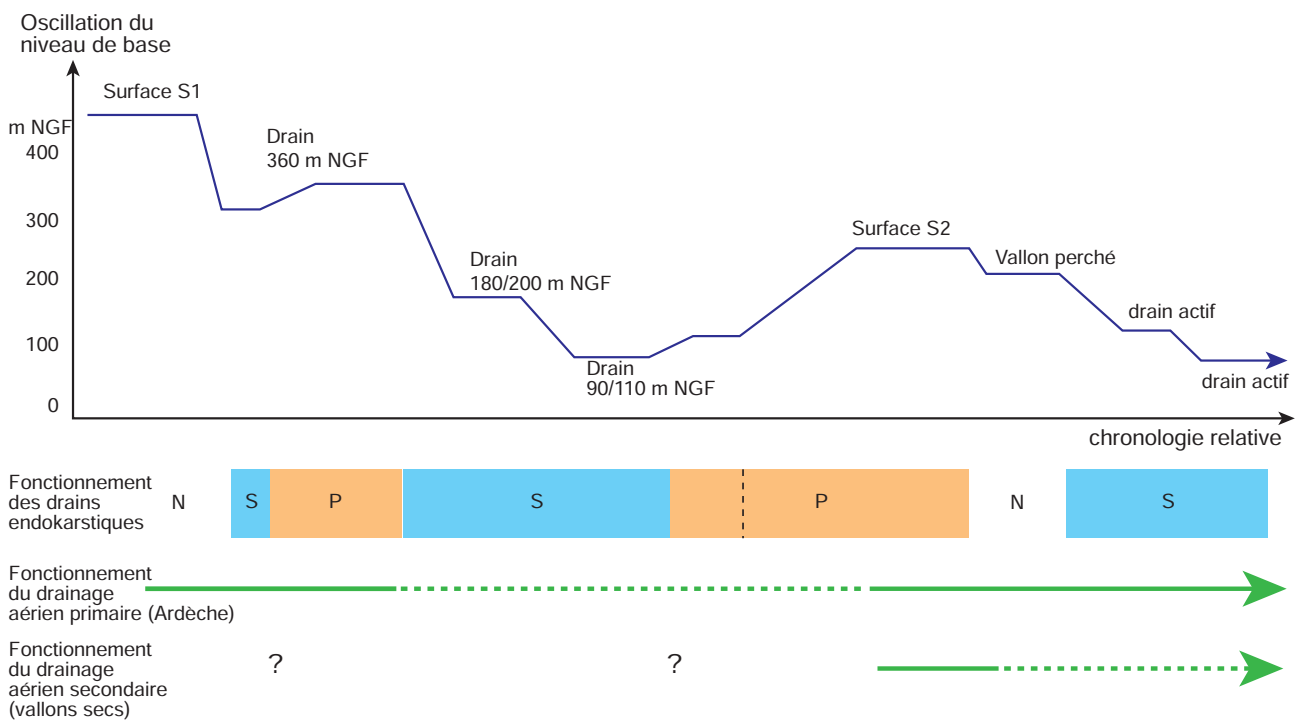


Figure 6.21

Schéma chronologique (relative) de la mise en place du relief karstique dans le secteur d'étude. L'enchaînement des étapes est déduit de l'emboîtement des structures de drainage de surface et de l'endokarst (chapitre 6). La neutralisation (N) de la karstification ou son fonctionnement syngénétique (S) ou paragénétique (P) des structures endokarstiques est déterminée en fonction des morphologies en présence (chapitre 5) ou du contexte paléogéographique associée (cas de la neutralisation).

Les hypothèses concernant une capture de l'Ardèche convergent aussi avec l'étude de la répartition spatiale des morphologies endokarstiques qui révèle une dissymétrie de la répartition des formes de creusement paragénétique entre la moyenne vallée de l'Ardèche et la basse vallée de l'Ardèche. L'absence de formes endokarstiques issues d'un creusement paragénétique montre qu'en amont des gorges de l'Ardèche, les effets d'une remontée du niveau de base ne se sont pas fait ressentir. Or, en considérant que la vallée était déjà creusée au messinien, il apparaît impossible que l'aggradation du niveau de base fut bloquée au niveau de Vallon pont d'Arc. Il apparaît donc plausible que la moyenne et la basse vallée de l'Ardèche ne se soit pas creusée durant le messinien

et que les écoulements transitaient alors dans le karst pour rejoindre le niveau de base régional : le Rhône.

Afin de valider cette hypothèse, nous proposons à présent de confronter et de discuter de ce scénario géomorphologique avec les informations connues de l'évolution paléogéographique et géodynamique déjà connues dans ce secteur de l'Ardèche (Delannoy *et al.*, 2004, 2007 ; Mocochain *et al.*, 2004, 2006, 2009 ; Martini, 2005 ; Tassy *et al.*, 2013) et de la vallée du Rhône (Clauzon, 1982, 1996 ; Baumard, 2001 ; Besson, 2005).

6.3. SCÉNARIO D'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES GORGES DE L'ARDECHE

L'objectif est ici de proposer une évolution paléogéographique de la basse vallée de l'Ardèche et du Bas Vivarais calcaire mettant en cohérence les données issues de l'analyse spéléogénique et géomorphologique de notre secteur d'étude. Etant donné que l'évolution spéléogénique a pu être corrélée avec l'évolution du modelé de surface en travaillant sur leur emboîtement, il reste à caler chronologiquement ce modèle d'évolution. Deux méthodes complémentaires ont été mobilisées. La première méthode est d'ordre géométrique en confrontant les niveaux repères et chronostratigraphiques identifiés dans la vallée du Rhône (Clauzon, 1982, 1996, 2008 ; Rubino *et al.*, 1992 ; Ferry *et al.*, 1997 ; Baumard, 2001 ; Besson, 2005, 2007) avec les surfaces géomorphologiques identifiées dans ce travail ou par ces auteurs. La seconde méthode est d'ordre radiométrique et se base sur les datations déjà réalisées dans le secteur des gorges de l'Ardèche (Martini, 2005, 2007 ; Tassy *et al.*, 2013).

6.3.1. Les niveaux repères chrono-stratigraphiques

Depuis la mise en évidence d'une profonde incision de la vallée du Rhône durant la crise de salinité messinienne (Clauzon, 1982), de nombreux travaux se sont attachés à identifier, quantifier et restituer les surfaces d'érosion et de comblement durant le cycle messino-pliocène dans le but de construire un cadre cohérent de l'évolution géodynamique et paléogéographique pour la vallée du Rhône et les reliefs bordiers (Clauzon, 1996, 2008 ; Mandier, 1988 ; Rubino *et al.*, 1992 ; Ferry *et al.*, 1997 ; Baumard, 2001). Les résultats pionniers de Clauzon (1982) ont été suivis par d'autres travaux couvrant les périodes précédant la régression messinienne (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2007) mais aussi postérieures en prenant en compte les cycles glacio-eustatiques du Quaternaire (Mandier, 1988). Ainsi, il est désormais admis que la vallée du Rhône a subi de nombreuses phases d'incision et de comblement depuis l'Aquitaniens supérieur (20 Ma) jusqu'aux dernières glaciations alpines.

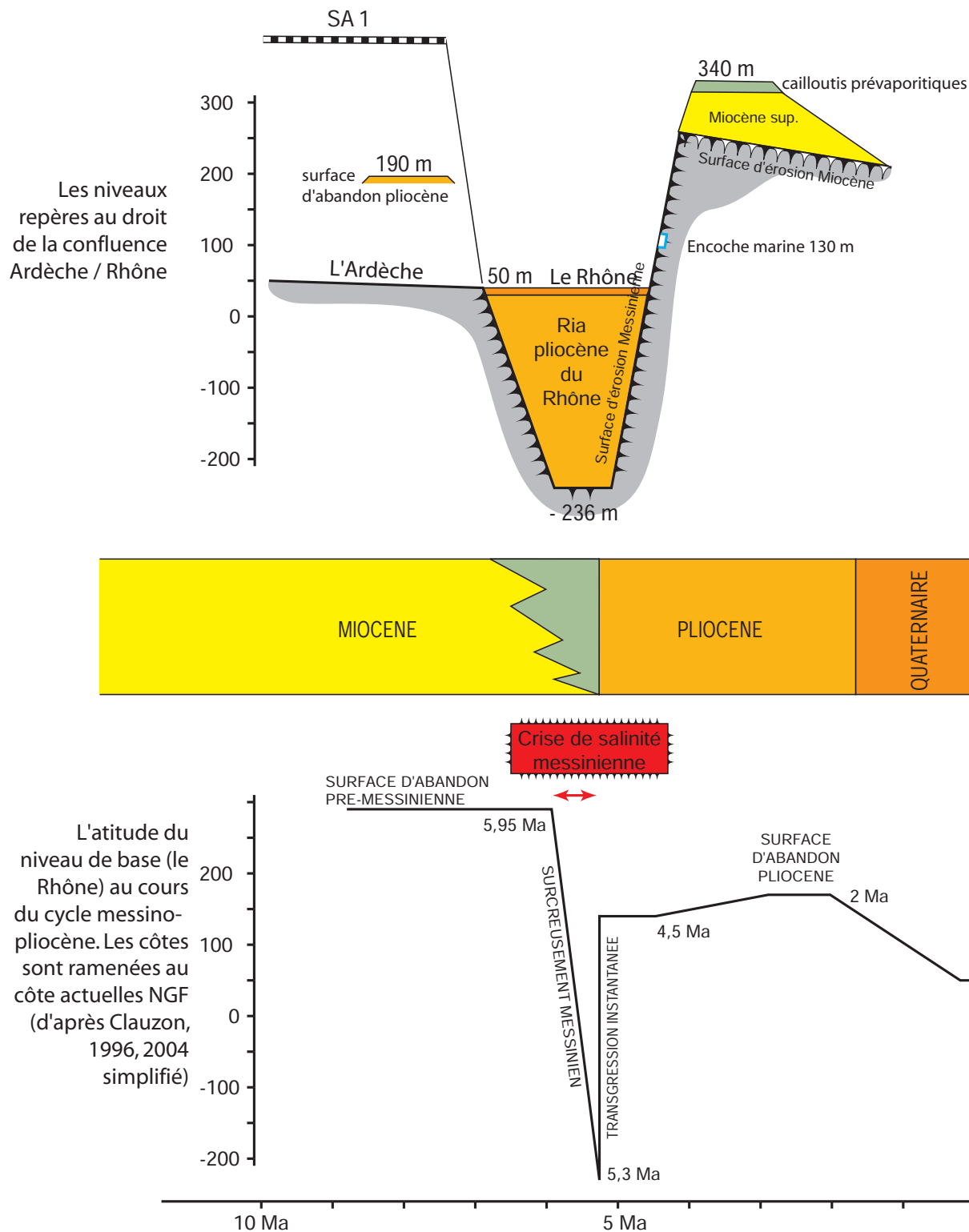
Toutefois, l'intensité des processus d'érosion et la répartition spatiale de l'incision n'ont pas été toutes aussi intenses que durant le cycle hors norme de la crise de salinité

messinienne (Mandier, 1988 ; Clauzon, 2008). De plus, au moins jusqu'au Tortonien inférieur, les multiples réseaux fluviaux emboîtés du Rhône ont été identifiés beaucoup plus à l'est et ont déviés progressivement vers l'ouest par épigénie d'aggradation durant le Tortonien supérieur jusqu'à atteindre son tracé actuel. Ce tracé actuel (vue en plan), dans le secteur de sa confluence avec l'Ardèche et dans une moindre mesure la Cèze, diffère assez peu du tracé messinien.

6.3.1.1. Les niveaux repères dans la vallée du Rhône

La synthèse des données existantes et obtenues permet de préciser le cadre géométrique et chrono-stratigraphique de l'évolution du niveau de base dans la vallée du Rhône. Les surfaces sont présentées ici dans leur cadre altitudinal actuel (en altitude NGF) ainsi que par rapport au niveau de base actuel qui est de l'ordre de 50 m NGF au droit de la confluence entre le Rhône et l'Ardèche. Ces différentes valeurs permettront ensuite de les comparer avec les surfaces géomorphologiques identifiées dans le secteur étudié. On peut identifier les niveaux repères suivants à proximité directe de la confluence entre l'Ardèche et le Rhône (figure 6.22):

- la base de la surface pré-évaporitique à 300 m NGF (+250 m par rapport au niveau actuel du Rhône). L'âge de cette surface de transition se situe entre le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur (Clauzon, 1982) ;
- le toit de la surface pré évaporitique à 340 m NGF (+290 m par rapport à l'altitude actuel du Rhône) après intégration de l'érosion (Clauzon, 1982). Cette surface marque donc une élévation du niveau de base de 40 m par rapport à la précédente. L'abandon de la surface à 340 m NGF est datée à 5.95 Ma ;
- la surface d'érosion messinienne se situe à -236 m NGF (-280 m). Cette surface marque donc un abaissement du niveau de base de l'ordre de 600 m par rapport à la précédente. L'abandon de cette surface isochrone est daté de 5.3 Ma (Clauzon, 1982, 1996). Cette étape est synchrone de l'assèchement de la Méditerranée (crise messinienne ; Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon *et al.*, 1982) ;
- la surface de transition entre le Pliocène marin et le Pliocène continental se situe à 130 m NGF et marque le toit du prisme de sédimentation marine (*bottom-set* et *fore-set*) qui témoigne du fonctionnement en *ria* du canyon messinien. Cette surface est un plan horizontal engendré par le niveau marin. La remise en eau de la Méditerranée se serait effectuée en quelques milliers d'années (Suc *et al.*, 1994 ; Clauzon, 1996, 2002) voire en quelques décennies (Blanc, 2002). Cette surface est abandonnée vers 4.5 Ma et marque un niveau stable du niveau de base à 130 m NGF entre 5.3 et 4.5 Ma ;
- la surface d'abandon pliocène se situe à la cote 190/200 m NGF (+150 m) (Clauzon, 1996 ; Clauzon *et al.* 2008). Cette surface reflète la fin d'une dynamique d'élévation du niveau de base liée à la construction par aggradation du prisme de sédimentation continental. Cette élévation du niveau de base a été continue entre 4.5 et 1.9 Ma. La cartographie des corps sédimentaires dans la vallée du Rhône permet de montrer que cette dynamique n'a pas été perturbée



D'après les travaux de Clauzon, 1982 ; Ferry et al., 1997 ; Baumard, 2001 ; Debelmas et al., 2004 ; Besson, 2005

Figure 6.22
 Cadre géométrique des niveaux repères dans la vallée du Rhône au droit de la confluence Rhône/Ardèche. L'altitude NGF du niveau de base est reconstruite sans différencier la part isostatique et eustatique dans sa variation.

par les variations du niveau de base marin de faible intensité durant cette période (Clauzon *et al.*, 2008) ;

- les terrasses emboîtées quaternaires (Mandier, 1988 ; Clauzon, 2008) soulignent les différents cycles d'incision/d'aggradation en lien avec les variations du niveau de base marin et les variations climatiques (glaciations). Les niveaux de terrasses se situent à +120 m (Pléistocène inférieur), à +70 , +30 et + 20 m par rapport à l'actuelle configuration du Rhône.

6.3.1.2. La datation des sédiments dans les grottes de la Basse Ardèche

Comme cela a été abordé dans le chapitre 4, différents travaux ont permis d'obtenir des âges absolus pour les différents niveaux de drainage karstique. Ces datations sont importantes pour préciser spatialement et chronologiquement les flux sédimentaires allochtones dans l'endokarst. Plusieurs méthodes ont été utilisées pour dater les sédiments piégés dans l'endokarst : la détermination de la paléo-faune contenue dans des remplissages détritiques (Martini, 2005, 2007) et la datation de l'enfouissement des sédiments en mesurant le ratio des isotopes cosmogéniques du ^{10}Be et ^{26}Al (Tassy *et al.*, 2013). La synthèse des âges disponibles dans la littérature est reportée dans le tableau 6.2.

Tableau 6.2
Synthèse des datations réalisées à partir de l'étude des remplissages détritiques présents dans les cavités des gorges de l'Ardèche. Le niveau altitudinale correspond à leur position par rapport au cours actuel de l'Ardèche.

Cavités	Age (Ma)	Incertitude (Ma)	Niveau altitudinal (m)	Références
Noel 2	0,48	0,46	50	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Noel 1	1,75	0,42	50	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Madeleine	2,41	1,35	100	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Noel 3	2,58	0,57	50	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Potiers	2,61	0,85	200	Tassy <i>et al.</i> , 2013
St marcel	2,67	0,29	100	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Déroc Cave	2,7	0,71	100	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Noel 5	2,98	0,79	100	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Cadet Cave	3,03	1,44	200	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Bartade	5,11	1,36	280	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Rouveyrolles	5,5	0,9	200	Martini, 2008
Noel 4	5,7	0,84	100	Tassy <i>et al.</i> , 2013
Saint Remèze	6	0,9	280	Martini, 2005
Sables	6,03	0,89	200	Tassy <i>et al.</i> , 2013

La comparaison entre les âges obtenus et la position altitudinale montre qu'il n'existe pas de relation directe et causale entre ces deux paramètres ; le traitement statistique de l'ensemble de ces données permet néanmoins de distinguer deux périodes de fonctionnement distinct (figure 6.23) et ce malgré la forte dispersion des valeurs d'âges. La première période, entre 6 et 4.5 Ma, témoigne du piégeage de sédiments dans d'anciens conduits endokarstiques se développant à 280, 200 et 100 m au dessus du tracé actuel de l'Ardèche. La seconde période comprise entre de 3,2 à 1.9 Ma témoigne d'un piégeage de sédiments dans des conduits de l'endokarst se situant à 200, 100 et 50 mètres au dessus du tracé actuel de l'Ardèche. Ces deux périodes correspondent respectivement à la durée de la crise messinienne et à la fin de l'aggradation pliocène.

Ces informations chronologiques sont utiles à plusieurs titres :

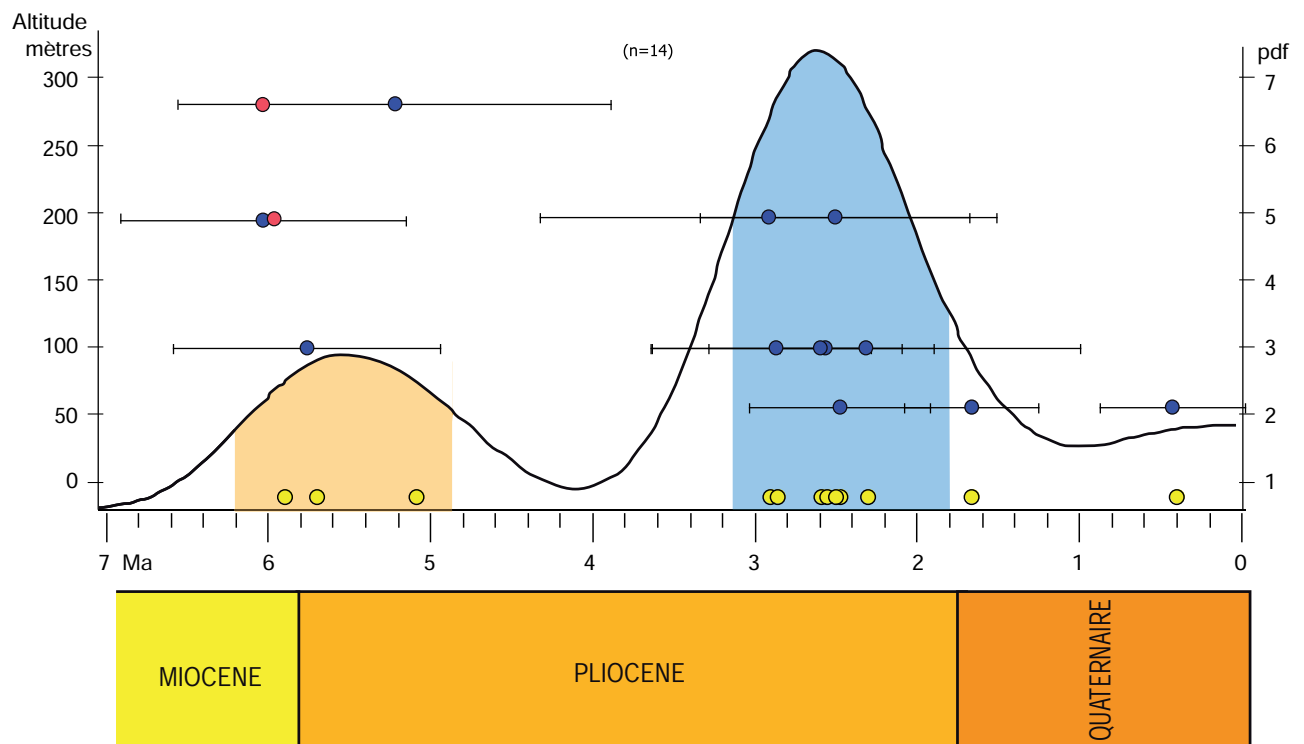
- elles témoignent de l'apport au sein du karst de sédiments provenant du bassin versant de l'Ardèche à un moment donné ;
- elles montrent qu'un même conduit a pu fonctionner plusieurs fois. Il est aussi probable que la dispersion des âges au sein d'un même niveau karstique marque un fonctionnement de ce niveau durant une très longue période. Quoiqu'il en soit, il paraît évident que la genèse de chaque conduit correspond au moins à l'âge le plus ancien.

Malgré la distribution chronologique complexe de ces échantillons, il est possible d'avancer que :

- l'étage situé à 280 m au-dessus du tracé actuel de l'Ardèche (360 m NGF pour la grotte de l'Aven double, paléo-rivière de Saint Remèze) a fonctionné jusqu'à la fin du Miocène. L'absence de paléo-faune marquant la période du Pliocène corrobore cette hypothèse ;

Figure 6.23

Répartition des échantillons datés (d'après Martini (points rouge), 2005, 2008 ; Tassy et al. (Points bleus), 2013) en fonction de leurs âges associée de leur incertitude et de leur altitude par rapport au tracé actuel de l'Ardèche. La courbe (en noir) de la densité de probabilité permet de discriminer deux périodes de dépôts (orange et bleue). Les points jaunes représentent les échantillons projetés sur l'axe chronologique et permet une meilleure appréhension de leur distribution chronologique. Le traitement a été réalisé avec le logiciel «density plotter» (Vermeesch, 2012)



- l'étage situé à 200 m au dessus de l'Ardèche (grotte des Sables, de la Rouveyrolle, aven du Cadet à 280 m NGF) a fonctionné entre la fin du Miocène et la fin du Pliocène ;
- l'étage situé à 100 m au dessus de l'Ardèche (grotte du Déroc, grotte Chauvet, Louoi etc à 180/200 m NGF) ont fonctionné depuis la fin du Miocène jusqu'au début du Pliocène ;
- Les autres cavités semblent avoir fonctionné depuis la fin du Pliocène jusqu'au Quaternaire.

Ce cadre chronologique permet de préciser la période de fonctionnement de chacune des cavités durant laquelle des apports de sédiments provenaient du bassin versant de l'Ardèche. En combinant ces données avec la géométrie des marqueurs chrono-stratigraphique identifiés dans la vallée du Rhône, nous pouvons dès lors entreprendre de corréler les informations morphogéniques.

6.3.2. Karstification et évolution géomorphologique des gorges de l'Ardèche

L'objectif de cette partie est de procéder au calage chronologique du modèle d'évolution géomorphologique présenté paragraphe 6.2. Pour cela, nous proposons de corréler les surfaces géomorphologiques identifiées sur le terrain avec les données présentées précédemment.

En premier lieu, il paraît nécessaire de corréler les surfaces d'aplanissement présentes sur le terrain en particulier celle qui se situe actuellement à 260 m NGF. En effet, cette dernière constitue un véritable pivot dans la construction dans notre réflexion géomorphologique. Il paraît de ce fait important de la caler au mieux dans le temps.

6.3.2.1. La surface d'aplanissement à 260 m NGF, témoin de la surface d'abandon pliocène ?

Des travaux récents (Mocochain *et al.*, 2006, 2009 ; Tassy *et al.*, 2013) placent son élaboration à la fin de l'aggradation pliocène en lien avec une stagnation du haut niveau marin (Haq *et al.*, 1988) en corrélant son altitude avec les hautes terrasses pliocènes de la vallée du Rhône et la datation des sédiments dans un conduit horizontal de l'aven du Cadet. Cependant, plusieurs éléments tendant à relativiser ce modèle morphogénique.

Le premier élément concerne le temps nécessaire à la réalisation d'un aplanissement quel qu'il soit. Il est admis que plusieurs centaines de milliers voire de millions soient nécessaires à leur élaboration (Nicod, 1994 ; Delannoy, 1997, 2003 ; Peulvast, 2005). Or, le fait que ces auteurs placent le creusement du canyon de l'Ardèche durant le Messinien jusqu'à sa cote actuel soit 180 m en contrebas de cette surface implique l'existence d'un fort gradient gravitaire et marque un contexte topographique antinomique avec l'établissement d'un aplanissement ; sa réalisation est donc ici rapportée au stade ultime de l'aggradation sédimentaire pliocène. En plaçant l'élaboration de cette surface à cette période, après le comblement total du canyon de l'Ardèche, lors de l'ultime stagnation

du niveau de base (Haq *et al.*, 1988), cela revient à admettre qu'une telle surface se serait élaborée en 200 000 ans ce qui semble peu pour la genèse de cet aplanissement visible sur plusieurs dizaines de km² de part et d'autre de l'Ardèche.

Le deuxième point de discussion concerne la position de cette surface d'aplanissement, les sédiments fini pliocènes présents dans la grotte du Cadet, et la position des marqueurs chrono stratigraphiques de la fin de l'aggradation dans la vallée du Rhône. En effet, on constate que dans la vallée du Rhône les témoins de la surface d'abandon pliocène se situe entre 190 et 200 m soit entre 140 et 150 m au dessus de son lit actuel (figure 6.22) alors que la surface SA2 se développe actuellement 180 m au dessus du lit actuel de l'Ardèche voire 200 m en prenant en compte les sédiments d'origine fluviales prélevés et datés dans l'aven du Cadet (tableau 6.2) ce qui révèle un différentiel de 50 m entre les deux niveaux repères. Ce différentiel altitudinale témoigne d'un profil de pente incompatible avec une période d'aggradation et de remblaiement durant lequel les cours d'eau arborent des pentes faibles (Derruau, 1989 ; Clauzon, 1996) et de surcroît avec la réalisation concomitante d'une surface d'aplanissement.

Enfin le dernier élément relève de la simple observation géographique qui montre que cet aplanissement est uniquement présent à l'amont des gorges de l'Ardèche et est absent dans le secteur de la confluence entre l'Ardèche et le Rhône.

L'analyse de l'ensemble de ces caractéristiques géométriques et chronologiques permet difficilement de rattacher la genèse de cette surface à la fin du Pliocène. En effet, comme cela a été vu, cela demanderait de faire intervenir plusieurs processus avec des contextes antinomiques. Cependant l'ensemble de ces éléments permet de poser l'hypothèse de la genèse de cet aplanissement karstique en lien avec le fonctionnement en poljé à la suite d'un dysfonctionnement du drainage endokarstique.

6.3.2.2. La surface d'aplanissement à 260 m NGF : un témoin du fonctionnement en poljé d'un paléo-karst de l'Ardèche ?

Il est désormais admis que les surfaces d'aplanissement sont issues du travail d'une crypto-corrosion qui peut être renforcée en présence d'une couverture allogène et /ou d'altération (Fabre *et al.*, 1982 ; Dupuis, 1982 ; Delannoy, 1997, 2003 ; Bruxelles, 2001 ; Camus, 2003) et ce dans un contexte de très faible gradient hydraulique (Delannoy, 1997, 2003). Cette couverture d'épandage et/ou d'altération joue ainsi le rôle de compresse humide et favorisent l'altération des affleurements sous jacents quelle que soit leur nature (Nicod, 1994). Une telle morphogenèse requiert la combinaison particulière d'un facteur de temps long et d'un contexte de faible gradient gravifique qui dans le domaine karstique peut témoigner de deux contextes paléogéographiques différents (Delannoy, 1997, 2003)

Le premier contexte peut être rapporté à une topographie peu marquée en lien avec une faible exondation du massif sur lequel ces aplanissements se développent. Une telle configuration implique que la structuration de l'endokarst reste au stade embryonnaire ce qui ne correspond pas à nos observations puisqu'il a été montré à partir de l'étude des emboitements entre cette surface et les paléo-structures karstiques que ces der-

nières préexistaient à l'établissement de la surface SA2. De plus la position altitudinale de cette surface emboîtée 200 m en contrebas d'une première surface d'aplanissement (SA1) ne permet pas d'envisager l'hypothèse de faible émergence du massif

En revanche, le second contexte favorisant l'élaboration de telle surface peut être en lien avec une réduction du potentiel gravifique entraînant un dysfonctionnement du drainage endokarstique du fait de son colmatage progressif (Delannoy, 1997, 2003). Ces dysfonctionnements se répercutent à la surface du modelé par un fonctionnement en poljé des secteurs où se perdent les écoulements dans le karst. Un tel contexte peut être rapporté à un cycle d'incision qui permet de structurer l'endokarst suivi d'une réduction du gradient hydraulique que peut engendrer une transgression ; celle ci entraîne une remontée du niveau de base karstique et donc un dysfonctionnement du drainage endokarstique . Le fonctionnement paragénetique identifié dans plusieurs cavités serait le témoin d'un tel dysfonctionnement (cf chapitre 5). Or un tel cycle est désormais bien connu dans ce secteur : le cycle messino-pliocène. De plus, cette hypothèse d'évolution morphogénique permet d'expliquer la déconnexion géométrique de cette surface avec les marqueurs chronostratigraphiques de la vallée du Rhône tout en restant cohérent avec son cadre chronologique ainsi qu'avec les âges des sédiments endokarstiques. L'hypothèse d'un tel fonctionnement permet de construire le scénario d'évolution morphogénique de la surface à 260 m NGF. Ce scénario comporte plusieurs étapes.

La première étape consiste en la capture des écoulements aériens de l'Ardèche dans l'endokarst. Cette capture est favorisée par la combinaison de plusieurs facteurs (figure 5.24):

- le contact entre des assises géologiques imperméables (marnes hauteriennes) et des assises calcaires.
- un abaissement drastique du niveau de base en lien avec la crise de salinité messinienne (Clauzon, 1982, 1996) ;
- une surrection rapide, conséquence du rebond isostatique concomitant à l'assèchement de la Méditerranée (Clauzon, 1996 ; Gargani, 2003) de l'ordre de 200 m à Pierrelatte (Clauzon, 1996, 2004).

Il est probable que les eaux de l'Ardèche se perdent en plusieurs points entre l'actuelle plaine des Gras et la plaine de Labastide de Virac ce qui coïncide avec l'hypothèse de fonctionnement de ce secteur émis par Delannoy *et al.*, (2007). Durant cette phase de karstification, il est probable que les écoulements aériens se réactivaient régulièrement au rythme des écoulements de crues jusqu'à ce que les drains endokarstiques se structurent suffisamment pour absorber la majorité des écoulements. L'altitude des sédiments datés au moins à 5.4 Ma par identification de paléo-faune dans la grotte de Rouveyrolle (Martini, 2008) et à 3Ma dans l'aven du Cadet toutes deux situés à 280 m NGF et 5 km plus en aval de ces surfaces permet de fixer la cote maximale d'incision du cours de l'Ardèche durant cette phase de fonctionnement. En effet, le fait que ces cavités recèlent de tels sédiments allochtones 5 km à l'aval de cette surface à proximité direct des gorges signifie que l'Ardèche les y a déposés lorsque son cours aérien était réemprunté en période de crue. Par conséquent l'Ardèche s'écoulait temporairement à

cette côte mais de plus en plus rarement à mesure que l'endokarst se structurait.

Au niveau des points de perte, la réduction de compétence des écoulements entraîne un dépôt du matériel fluviatile grossier et de fines jouant le rôle de compresse humide favorisant le processus de crypto corrosion au niveau des assises calcaire et marneuses sous jacentes (figure 6.24).

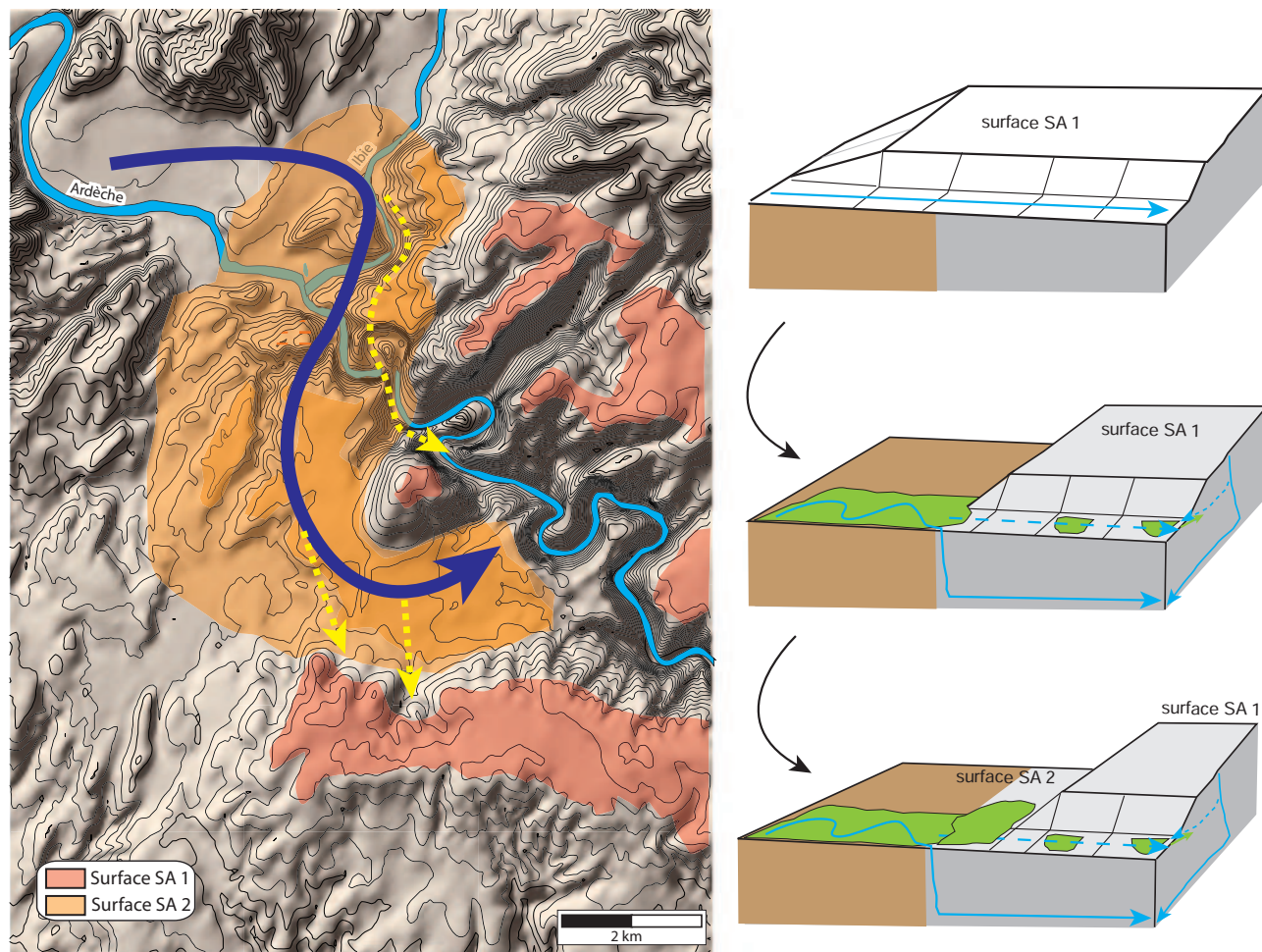


Figure 6.24

Tracé présumé de l'Ardèche (flèche violette) et des paléo-structures de drainage endokarstique (flèche pointillée jaune) ainsi que de l'emprise spatiale de la surface d'aplanissement lors du fonctionnement en vallée aveugle et poljé du cours de l'Ardèche. Les étapes de capture endokarstiques et de la genèse de l'aplanissement sont illustrées sur le bloc diagramme 3D.

La deuxième étape est contemporaine de la remontée du niveau de base engendrée par l'invasion marine de la vallée messinienne du Rhône (Clauzon, 1996). Cette période dure environ 3 Ma pendant laquelle le drainage endokarstique est déstabilisé (dysfonctionnement). Les conduits souterrains se colmatent progressivement. La réduction du potentiel gravifique entraîne une succession d'épandage de sédiments fluviaux dans les zones de perte et de dégagement de ces couvertures lors de périodes d'écoulements intenses réempruntant le cours aérien de l'Ardèche (figure 6.24). Cette alternance de fonctionnement devient de plus en plus importante à mesure que les structures paléo-karstiques se colmatent. La preuve de ce colmatage est apporté par l'identification des morphologies paragénétiques dans les galeries souterraines et de la datation au Pliocène des sédiments colmatant le drain originel (exemple de l'échantillon Dérocs cf. tableau 6.2). La surface d'aplanissement SA2 se met alors progressivement en place et entraîne un recul des surfaces structurales qui la relie à la surface d'aplanissement

sommitale (figure 6.25) et par effet différé le morcellement de la surface d'aplanissement SA1.

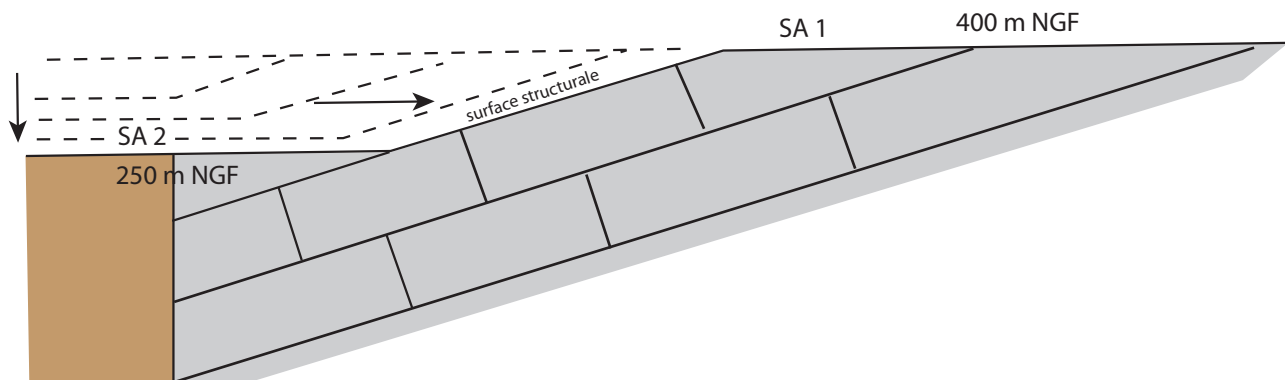


Figure 6.25

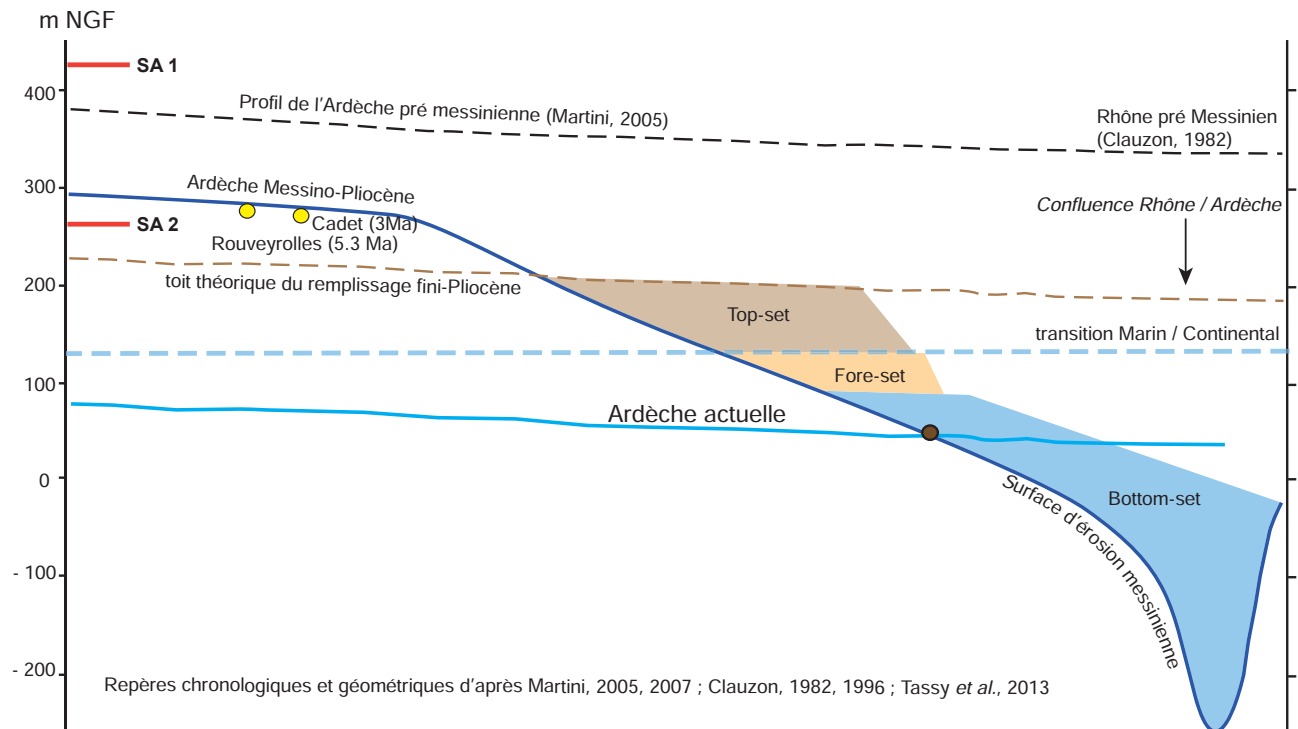
La mise en place de la surface d'aplanissement SA2 entraîne le recul des surfaces structurales et un morcellement de la surface SA1. L'abaissement de la surface SA2 est concomitante au cycle d'épannage et de dégagements des sédiments en lien avec le dysfonctionnement du réseau de drainage endokarstique.

Une troisième étape se met en place à la fin de l'aggradation du niveau de base.

L'ampleur de l'oscillation du niveau de base durant le cycle messino-pliocène entraîne une neutralisation totale du drainage endokarstique. L'existence à ce moment d'un gradient topographique de seulement 100 m entre les points de pertes de l'Ardèche et la confluence avec le Rhône ajouté au fait que le karst est entièrement colmaté permet aux écoulements de réemprunter de façon pérenne le cours aérien qui se développent donc autour de la cote 280 m NGF au milieu des gorges et probablement 300 m NGF à l'amont des gorges (figure 6.26). La reconstruction du paléo-profil du canyon de l'Ardèche durant cet épisode de crise du drainage est possible en tenant compte des différents marqueurs sédimentaires identifiés et en tenant compte de plusieurs observations de terrains :

- la présence de sédiments mio-pliocènes perchés 30 m au-dessus de la surface SA 2 ;
- la présence de morphologies endokarstiques relevant d'un processus de creusement paragéométrique perché jusqu'à parfois 300 m (Aven du Razal, Aven du cadet) ;
- à l'aval du cours de l'Ardèche, quasiment à sa confluence avec le Rhône, l'unique terrasse pliocène indique que cette partie du cours de l'Ardèche était creusé au moins jusqu'à 80 m NGF

Ce différentiel altitudinal entre ces formes et formations endokarstiques situées entre 280 et 300 m NGF à l'amont et au milieu des gorges (remplissages alluvial et formes paragéométriques) et l'altitude actuelle de la surface SA2 montre que, depuis la mise en place de cette dernière, des processus d'ablation ont contribué à l'abaissement topographique de cette surface tout en conservant sa géométrie générale sub-horizontale. Ces vitesses d'ablation et de dissolution affectant la surface du modelé karstique avaient été estimées à 20 mm/ka par Gombert (1988, 1994) et 10 mm/ka par Martini (2005). Si on admet que cette surface avait acquis sa géométrie à la fin du Pliocène, ce différentiel d'environ 30 m (290- 260) s'est mis en place depuis 2 MA d'années ce qui donne une vitesse d'ablation d'environ 15 mm/ka. Cette vitesse est en outre confirmée par des mesures d'érosion comprise entre 17.5 et 21 mm/ka en mesurant la concentration d'iso-



topes cosmogéniques du ^{36}Cl (Sadier *et al.*, 2012, cf. infra chapitre 9) dans les assises calcaires de la Surface SA2 au niveau de la plaine des Gras.

Enfin la dernière étape débute lorsque la baisse du niveau de base s'est amorcée durant le Quaternaire. Ce changement de dynamique opérée de façon suffisamment lente comme en témoigne l'incision de la surface SA2 par les écoulements aériens (cf. présence de plusieurs vallons emboîtés dans cette surface). Toutefois, la baisse de niveau de base entraîne une évolution différenciée du relief dans la partie amont des gorges de l'Ardèche. En effet, la zone située dans le synclinal de Labastide de Virac évolue en poljé. Cependant, l'indigence des écoulements dont la majorité s'est restructurée vers l'Ardèche, conduit à sa fossilisation par une épaisse couche de remplissage. La crypto corrosion continue cependant d'agir en abaissant cette surface progressivement jusqu'à son altitude actuelle à 260 m NGF.

La prise en compte des moteurs morphogéniques, des processus d'érosion et du contexte paléogéographique nécessaire à l'élaboration de la surface d'aplanissement située actuellement à 260 m NGF a permis de rattacher sa genèse au durant la période du Pliocène qui se caractérise par une phase généralisée de dysfonctionnement du drainage karstique, et vers laquelle convergent tous les éléments de datations disponibles à partir des sédiments collectés dans des cavités proches de cette altitude (Martini, 2007 ; Tassy *et al.*, 2013). Le calage chronologique de cette phase d'aplanissement permet, en outre, de situer dans le temps une période de karstification durant la crise de salinité messinienne.

Figure 6.26

Reconstitution du profil de l'Ardèche durant le cycle messino-pliocène depuis l'amont des gorges jusqu'à sa confluence avec le Rhône. Cette reconstitution prend en compte la géométrie et la chronologie des marqueurs sédimentaires datés dans l'endokarst et dans la vallée du Rhône. Durant cette période, et en accord avec les concepts potamologiques (Tricard, 1952 ; Derruau, 1969), le tracé de l'Ardèche devait adopter un profil convexe typique d'un contexte érosif.

6.3.2.3. Chronologie de la mise en place du drainage endokarstique.

L'important abaissement du niveau de base durant la crise messinienne a entraîné une période d'intense érosion dans la vallée du Rhône, combiné au rebond isostatique d'une ampleur de 200 m concomitant de l'érosion de la vallée du Rhône (1996) et de l'assèchement de la Méditerranée (Gargani, 2003). Ceci a entraîné la capture des écoulements aériens dans l'endokarst calcaire du Bas-Vivarais et plus généralement, pour nombre de massifs karstiques du pourtour de la Méditerranée (Delannoy, 1997 ; Camus, 1997, 2003 ; Audra *et al.*, 2004). La structuration des réseaux de drainage endokarstique a eu pour conséquence de bloquer l'action de l'érosion superficielle ce qui explique pourquoi la plupart des vallées en domaine karstique se sont faiblement creusés durant cet épisode (Ambert *et al.*, 1995 ; Camus, 1997, 2003).

A partir du scénario spéléogénique et géomorphologique proposé dans le chapitre précédent (chap.5) et dans ce chapitre il est désormais possible de caler chronologiquement la mise en place des différentes structures karstiques identifiées à l'amont des gorges de l'Ardèche. Notre modèle d'évolution géomorphologique place l'origine des étages horizontaux de cavités, situés actuellement à 180/200 m NGF ainsi que ceux situés à la cote 90/110 m NGF, avant l'élaboration de la surface d'aplanissement SA2 ce qui permet de les rapporter au laps de temps compris entre 5.92 et 5.3 Ma. La datation à 5.7 Ma de sédiments dans l'étage supérieur de la grotte de Saint Marcel (échantillon Noël 4 et Sables) en aval des gorges de l'Ardèche et qui se situe sur le même niveau hydrostatique que les cavités à 180/200 m NGF (figure 4.5) permet de confirmer cette hypothèse. De plus, la datation de sédiments contenus dans ce même niveau de cavité (échantillon du Dérocs cf. tableau 6.2) à 2.7 Ma prélevés dans le remplissage qui colmatent totalement le drain originel de cette cavité montre qu'elle a fonctionné jusqu'à cette date.

Cependant, il est important de s'interroger sur le profil sub-horizontale de ces galeries à l'échelle du Bas Vivarais si on considère que toutes les galeries situées actuellement 100 m au-dessus de l'Ardèche appartiennent à un seul et même système de drainage endokarstique qui se serait structuré à proximité d'un niveau hydrostatique commandé par le Rhône. En effet, il est reconnu que la période de régression messinienne se caractérise par une très forte érosion et un enfoncement rapide du canyon du Rhône (Clauzon, 1982, 1996, Clauzon *et al.*, 2004) et ce contexte semble plus favorable à l'établissement de structures verticales (Audra *et al.*, 2004, 2007 ; Gilli *et al.*, 2004 ; Blavoux, 2010) et de plusieurs niveaux d'enfoncement des drains. Or il ressort de notre analyse que les deux étages horizontaux situés à 180/200 m NGF et 90/110 m NGF se sont structurés avant l'établissement de la surface SA 2 et donc durant le Messinien ce qui semble aller à l'encontre des logiques de karstification identifiées dans ce secteur (Audra *et al.*, 2004)

Des éléments de réponse peuvent être apportés en prenant en compte plusieurs facteurs dont la combinaison aura eu pour effet de structurer des drains horizontaux.

Le premier facteur réside dans la chronologie de l'abaissement du niveau de base. En effet, les travaux effectués dans la vallée du Rhône soulignent que l'incision

du canyon se serait déroulée en deux temps en lien avec deux phases d'assèchement de la Méditerranée (figure 6.27). Cette chronologie, encore discutée actuellement, fait état d'une première incision du canyon d'une ampleur comprise entre 100 et 200 m (Clauzon, 1996) compris entre 5,9 et 5,6 Ma.

Le deuxième facteur, correspond à la structure géologique du secteur dans lequel se développe la basse Ardèche. En effet, la coupe géologique réalisée sur un transect Est/Ouest depuis Vallon Pont d'Arc jusqu'à la confluence de l'Ardèche avec le Rhône permet d'identifier des seuils hydrogéologiques qui ont contraint la structuration de l'endokarst (figure 6.27). Cette coupe géologique synthétique a été réalisée en intégrant les données d'affleurement cartographiées par Pascal *et al.*, (1989) et Debelmas *et al.*, (2004) ainsi que les informations apportées par les forages profonds (Ballesio, 1972) dont les données sédimentologiques ont été réinterprétées par Clauzon (1982, 1996) et Debelmas *et al.*, (2004) à la lumière des connaissances sur la crise messinienne. Cette coupe géologique met en évidence plusieurs seuils hydrogéologiques. Le premier se situe au niveau de l'anticlinal de Piapala, dans lequel s'est incisé le Tiourre, un des rares affluents de surface des gorges de l'Ardèche (cf. chapitre 4). Dans ce secteur, les bancs marneux de l'Hauterivien affleurent à proximité voire même sont incisés par l'Ardèche actuelle. Ces assises marneuses aux propriétés imperméables et d'une puissance d'environ 300 m constituent une véritable barrière hydrogéologique à la structuration du karst en profondeur. Ainsi, à l'amont de cet anticlinal, la structuration de l'endokarst ne pouvait s'effectuer en deçà de ces bancs marneux situés à la cote 80 m NGF. Bien que ce seuil puisse expliquer l'absence d'un karst profond dans notre secteur d'étude, il ne peut expliquer la structuration horizontale des paléo-drains présents à la cote 180/200 m NGF à l'amont des gorges de l'Ardèche (grotte du Déroc, grotte Chauvet, grotte des 2 Avens, etc.) et à la cote 150/160 m NGF à l'aval des gorges (réseau supérieur de la grotte de Saint Marcel) car cet ensemble endokarstique se situe à une altitude bien plus élevée. La réponse à ce questionnement se situe dans l'existence d'une couverture hydrogéologique représentée par les terrains imperméables du Crétacé supérieur (marnes et calcaires gréseux du Cénomaniens et du Turonien) (figure 6.27) dans lesquels s'est logé le canyon du Rhône durant le Messinien.

L'étude de la structure géologique a permis d'identifier deux contraintes qui ont prévalu dans l'initiation de la karstification du massif calcaire du Bas-Vivarais et dans l'établissement de sa géométrie.

Le premier facteur est la position spatiale des calcaires urgoniens, pris en sandwich entre deux entités imperméables de forte puissance (Hauterivien à la base et Crétacé supérieur au sommet). Le potentiel de karstification de ce massif calcaire est donc soumis :

- au dégagement de la couverture crétacée supérieure et à la position des bancs karstifiables
- à la position des terrains de l'Hauterivien sous jacents

Le second facteur correspond à la position altitudinale et latérale du Rhône qui favorise (1) le dégagement de la couverture crétacée supérieure et (2) le dégagement

d'un potentiel gravifique suffisant pour amorcer le processus de karstification. C'est la conjonction de ces deux paramètres qui a permis la karstification par paliers successifs alors que l'encaissement du canyon Messinien s'est réalisé de façon continue.

L'appréhension de ces différents facteurs, permet d'élaborer le scénario karstogénique suivant :

- mise en place des drains endokarstiques situés à 380 m NGF. L'identification d'une paléo-faune miocène (Martini, 2005) et la datation de sédiments (Tassy *et al.*, 2003) dans des cavités encore non trépanées par la surface topographique permet de proposer l'hypothèse que ces cavités se sont structurées en fonction d'un niveau de base régional (le Rhône) avant la crise messinienne ;
- incision du canyon du Rhône qui se situe environ 5 km à l'est de la confluence actuelle et du contact entre les calcaires urgoniens et le Crétacé supérieur (figure 6.27) a entraîné le dégagement des terrains imperméables et ainsi la mise en place d'un gradient hydraulique à l'origine de la structuration d'un drainage endokarstique suffisamment performant pour capturer les écoulements aériens : cela correspond aux drains endokarstiques situés vers 180/200 m NGF. Cette structuration de l'endokarst serait à l'origine de la déconnexion du cours aérien de l'Ardèche et l'arrêt du creusement de ses gorges ;
- érosion des terrains meubles qui continue au point de résurgences des eaux karstiques En raison de la très forte pente existante pour rejoindre le talweg du canyon messinien du Rhône. Dès lors que cette érosion dégage un gradient hydraulique suffisant,, une nouvelle émergence et donc un nouveau palier karstique se met en place. L'étage situé à 90/110 m peut être rattaché à ce processus ainsi que l'étage noyé dans la grotte de Saint Marcel d'Ardèche (figure 6.27)
- stade ultime du creusement du canyon du Rhône avec perforation complète des assises du Crétacé supérieur et atteinte du toit des calcaires crétacés urgoniens. Il y a alors création d'une fenêtre hydrogéologique (Jaillet *et al.* 2004) propice à la verticalisation du drainage endokarstique. C'est durant cette phase que nous rattachons la genèse des structures verticales au fonctionnement actuel vauclusien des goules de la Tannerie et de Tourne à proximité de Bourg-Saint-Andéol.

L'ensemble de ces étapes karstogéniques peut être calé chronologiquement durant l'épisode régressif du Messinien dont la durée est approximativement de 600 000 ans entre 5.92 Ma et 5.3 Ma. Au moins deux arguments soutiennent un tel calage chronologique. Le premier est le caractère antécédent des structures endokarstiques affectées par le paragénétisme par rapport à la surface SA 2. Le second est la présence de sédiments datés à 5.7 Ma dans des cavités appartenant au niveau 180/200 m NGF (Tassy *et al.*, 2013). Ce laps de temps est suffisant à l'élaboration de plusieurs générations de drainage endokarstique. En effet, le temps nécessaire à la mise en place d'un réseau de drainage efficient est estimé actuellement dans une fourchette temporelle comprise entre 10 ka et 250 ka en fonction du contexte climatique (Dreybroadt *et al.*, 2000 ; Filipponi, 2007 ; Kaufman, 2009).

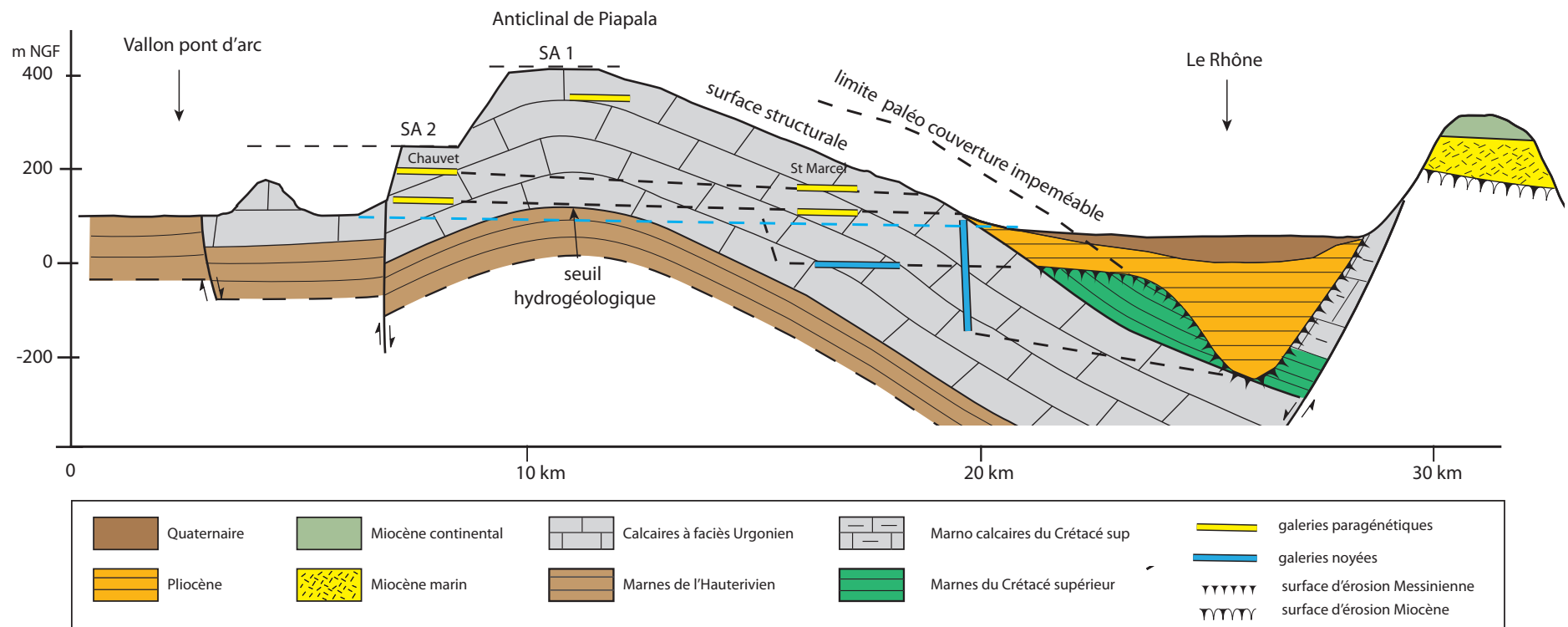


Figure 6.27

Profil géologique orienté Est/Ouest intégrant les niveaux de karstification recensés dans les gorges de l'Ardèche. Ce profil met en évidence que la karstification des calcaires de l'Urgonien est contrainte par la présence d'une semelle et d'une couverture imperméable. C'est le dégagement progressif de la couverture du Crétacé supérieur qui a permis l'ouverture de plusieurs fenêtres hydrogéologiques.

Les connaissances acquises à partir de l'étude spéléogénique et géomorphologique ont permis de poser de nouvelles bases à l'évolution paléogéographique des gorges de l'Ardèche.

6.3.3. Reconstitution paléogéographique du Bas Vivarais calcaire.

L'étude spéléogénique des principaux systèmes karstiques couplée à la genèse des principaux traits du modelé de surface a permis d'identifier différentes grandes étapes morphogéniques du relief karstique du bas Vivarais. Celles-ci ont pu être identifiées en mobilisant différents supports dont la visualisation 3D et la cartographie 3D.

L'évolution paléogéographie est ici précisée ainsi que les différentes articulations entre le modelé karstique de surface et souterrain. L'objectif de cette partie est de raccorder toutes les formes et formations repérées sur le terrain depuis la plus ancienne jusqu'à celles en cours d'élaboration. Trois grandes étapes de mise en place du relief depuis le Miocène ont pu être individualisées. La première correspond à la période pré-messinienne durant laquelle s'est amorcé le creusement d'une paléo Ardèche. La deuxième correspond à la période messino-pliocène où se sont agencées plusieurs structures de drainage endokarstique en fonction des oscillations du niveau de base régional (Rhône) ainsi que la surface d'aplanissement SA2 (260 m NGF) ; cette dernière est le témoin de dysfonctionnement du drainage endokarstique en lien avec la remontée pliocène du niveau de base. Enfin la troisième période correspond au Quaternaire durant lequel se sont développées de nouvelles structures de drainage karstique en lien avec le creusement de l'essentiel du canyon de l'Ardèche.

6.3.3.1. La période pré-messinienne : paléogéographie ardéchoise et première phase de karstification

6.3.3.1.1. Paléogéographie pré-messinienne

Cette période se caractérise par trois étapes.

Tout d'abord avec la réalisation d'une importante surface d'aplanissement SA 1 dont on retrouve aujourd'hui de nombreux témoins vers 430 et 400 m NGF. Le développement de cette surface s'est probablement amorcé dès l'Aquitanién (23 à 20.5 Ma - Miocène inférieur) et aurait perduré jusqu'au Langhien (15.9 Ma à 13 Ma) (Pascal *et al.*, 1989). Cette période se caractérise par un haut niveau marin stagnant à environ 160 m NGF selon la chartre eustatique mondial (Haq *et al.*, 1987). Il est admis que cette surface d'aplanissement SA 1 n'a pas été submergée par la mer comme en témoigne l'absence de dépôts corrélatifs marins (Pascal *et al.*, 1989). Elle ne serait donc pas une «wave-cut surface» mais une surface résultant d'une érosion non différentielle dans un contexte de faible gradient gravitaire. Cette évolution morphogénique invoque généralement le processus de crypto-érosion pouvant être favorisé par des épandages de matériel allochtone (issu du BV de la haute Ardèche) comme le suggère la présence d'un tel matériel en quelques points de cette surface.. De plus, lors de cette phase une grande

partie de la couverture imperméable crétacée a été dégagée puisque l'aplanissement affecte aujourd'hui en majeure partie les calcaires crétacés urgoniens

La deuxième étape peut être associée à l'abaissement relatif du niveau de base durant le Serravallien jusqu'au Tortonien inférieur (Besson, 2005) ; cet abaissement pourrait être le moteur des premières phases d'encaissement des vallées ardéchoises. L'origine de cette baisse relative du niveau de base est à la fois d'ordre eustatique (Haq *et al.*, 1987) et tectonique (Besson, 2005) en lien avec le volcanisme du Massif Central et des Coirons dont le début de l'activité remonte à 9 Ma (Le Griel, 1988 ; Granet *et al.*, 1995 ; Nehlig *et al.*, 2003). Les coulées basaltiques du volcanisme des Coirons provoque aussi le détournement de l'Ardèche vers la vallée du Chassezac et fossilise la paléo vallée de ce cours d'eau. Quoiqu'il en soit, cette première phase identifiée d'incision engendre un gradient gravitaire suffisant pour amorcer la karstification du bas Vivarais calcaire. On attribue à cette période la genèse des réseaux endokarstiques identifiés à la cote 360/380 m NGF et aujourd'hui en partie trépanés par la surface topographique (Martini, 2005) (figure 6.28).

La troisième étape correspond à la remontée de niveau de base liée à la transgression marine du Tortonien (Annexe 6.1, Besson, 2005) puis continentale par aggradation sédimentaire comme en témoigne les cailloutis rhodaniens pré-messiniens. Nous corrélons cette période d'aggradation sédimentaire avec les morphologiques paragénetiques identifiées dans les grottes de l'aven Double (banquettes limites) qui témoignent d'une spéléogenèse en lien avec une remontée du niveau de base. La reconnaissance d'un épais remplissage alluvial dans ces cavités d'au moins 30 m situés à la même cote que les paléo-karst décapités par la surface topographique (Martini, 2005) ou dans la grotte de la Bartade permet de conforter cette hypothèse.

6.3.3.1.2. Caractérisation géométrique et reconstitution de surfaces géomorphologiques

Nous avons précédemment souligné que la surface d'aplanissement SA1 (400/430 m NGF) est un référentiel majeur dans la reconstitution morphogénique du secteur. Reste posée la question de l'abaissement de cette surface par l'érosion postérieure qui court sur plusieurs millions d'années et la « quantification » de cet abaissement. Ces questionnements ne sont pas aisés car il est difficile de restituer la surface originelle du fait des déformations, des relèvements isostatiques et de la puissance de l'érosion. Cette dernière est d'autant moins aisée à estimer qu'on sait que ce qui prévalait à leur réalisation (dissolution limitée à la tranche supérieure du massif du fait du faible gradient hydraulique) ne vaut plus après leur agencement (la dissolution se répartit dans l'ensemble de la masse calcaire avec l'accroissement du gradient hydraulique). Plusieurs observations permettent toutefois d'apporter des éléments de réponse à ces questionnements.

La première observation concerne les variations aujourd'hui connues du niveau de base. La charte eustatique (Haq *et al.*, 1987, annexe 6.2) permet d'identifier un différentiel altitudinal de 120 m entre la position du niveau de base marin aquitano-langhien (+160 m) et la situation pré-messinienne (+ 40 m). Dans le secteur d'étude, la position

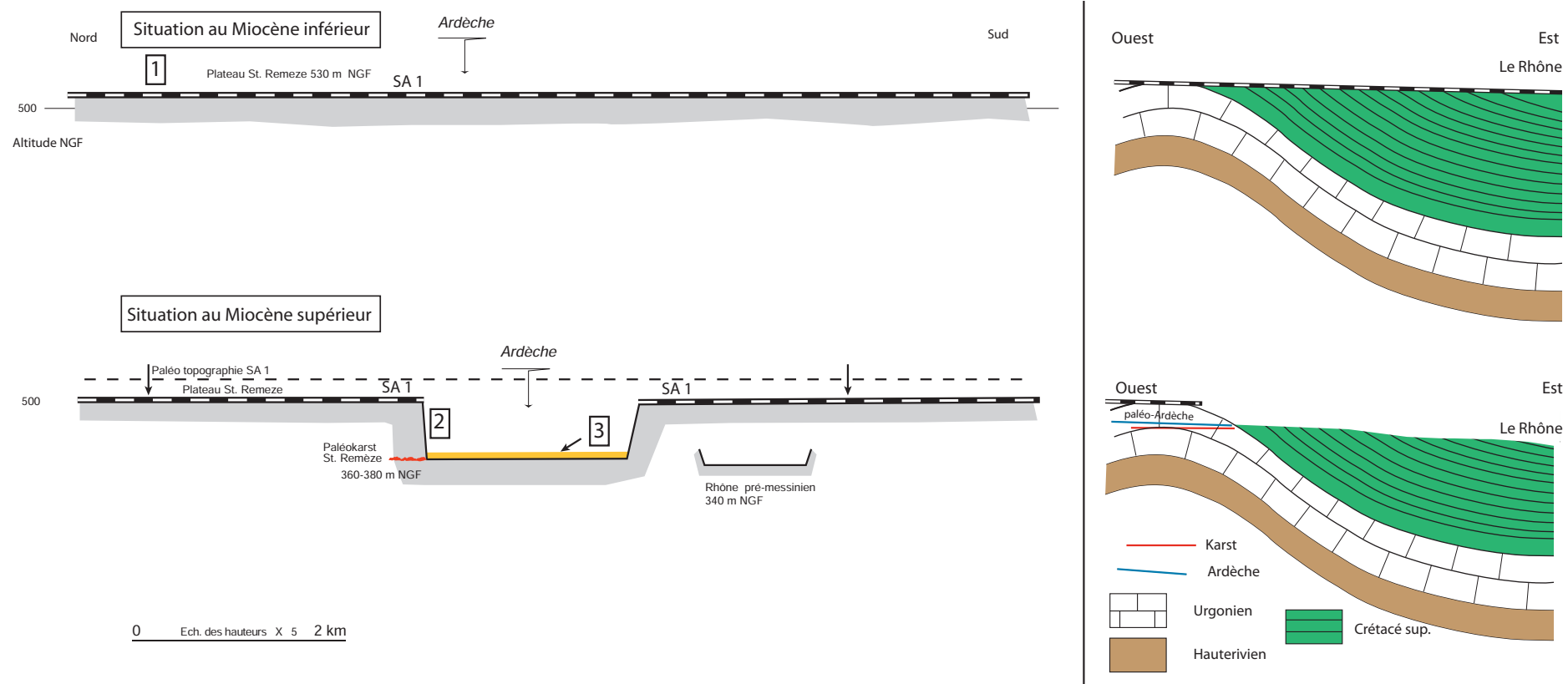


Figure 6.28

Coupes Nord / Sud (à gauche) illustrant la situation paléogéographique du Miocène supérieur au Miocène inférieur depuis le plateau de Saint Remèze jusqu'au bois de Ronze en passant par les différents sites étudiés dans ce travail de recherche. La seconde coupe (à droite) est réalisée selon un axe Ouest / Est et représente la structure simplifiée de la topographie et de la géologie et permet de se rendre compte de l'importance du facteur géologique (couverture du Crétacé supérieur) contraignant la karstification des terrains calcaire

du niveau de base pré-messinien a été défini par Martini (2005) vers 360/380 m NGF et par Clauzon à l'altitude de 340 m NGF pour la vallée du Rhône. En ajoutant ces 120 m à ces références pré-messiennes, on se situe pour l'Aquitano-langhien vers la cote de 500 m NGF à l'amont des gorges de l'Ardèche et environ 460 m NGF au droit de la confluence avec le Rhône ; ces côtes altitudinales sont cohérentes avec la surface SA1 dont on sait que la réalisation nécessite un faible gradient hydraulique, ce qui serait concordant avec un haut niveau marin.

Le second niveau d'observations relève l'existence de sédiments miocènes continentaux fossilisés par des coulées volcaniques des Coirons vers la cote altitudinale de 510 m NGF (Elmi *et al.*, 1996). En tenant compte de la datation de ces coulées comprise en 9 et 6 Ma, et que celles-ci fossilisent des paléo-vallées se raccordant au niveau marin tortonienne, on peut utiliser cette cote pour approcher l'altitude de la surface d'aplanissement SA 1 dont on sait qu'elle n'a pas été submergée au cours du Miocène (Pascal *et al.*, 1989). Cette cote de 510 m NGF (contre 390/400 m NGF actuellement) au droit de la confluence avec le Rhône et 550 m NGF dans notre secteur d'étude (contre 420/430 m NGF actuellement).

Au premier abord, une telle cote altitudinale peut sembler excessive. Toutefois, elle permet de rendre compte de la part d'abaissement du niveau eustatique de 120 m et de la part du soulèvement régional qui peut être quantifié ici de l'ordre de 50 m ($510 - 340 - 120 = 50$ m). De plus, l'abaissement de cette surface rendrait compte d'un abaissement par érosion de l'ordre de 14 mm/ka ce qui semble cohérent avec les valeurs d'abaissement estimé et calculé pour la surface SA 2.

Enfin, un dernier argument est d'ordre karstique. En effet, en tenant compte de cette reconstruction géométrique de la surface d'aplanissement SA1 (qui aujourd'hui n'est plus dans sa position originelle), on peut donc estimer que la paléo vallée de l'Ardèche était déjà encaissée d'une centaine de mètres à la veille de la crise messinienne. Un tel encaissement en engendrant un gradient gravitaire marque l'arrêt de la réalisation de la surface SA1 et favorise la mise en place de structures de drainage endokarstique. Cependant en raison de la configuration de la structure géologique, seule la partie amont devait arborer une morphologie de vallées en gorges dans lesquelles s'ouvraient des cavités. En effet, durant cette période, l'aval de la basse Ardèche était largement composé de terrains marno-calcaires favorisant l'élaboration d'une large vallée et l'absence de karst.

6.3.2. Le cycle messino-pliocène : caractérisation d'une intense période de karstification suivie d'une longue période de dysfonctionnement du drainage karstique

La crise de salinité messinienne est souvent associée à une période d'intense érosion, à l'origine de profonds canyons des grands fleuves méditerranéens. De nombreux travaux ont mis en avant que cette incision fluviale a surtout affecté les drains majeurs (fleuves) et sont moins visibles pour leurs affluents hormis à leur confluence ; de même pour les cours d'eau méditerranéens (fleuves ou affluents) qui recoupent des massifs car-

bonatés, l'influence de la crise messinienne est souvent plus difficile de lecture et sujet à discussion. Les travaux effectués sur les cours d'eau sud-cévenols de l'Hérault, de la Vis, du Gard et de la Cèze (Ambert, 1991 ; Serranne *et al.*, 2002 ; Camus, 1999 et 2003) ont montré que les vallées avaient commencé à s'inciser avant la crise messinienne et que cette dernière avait entraîné une restructuration du drainage vers l'endokarst bloquant ainsi l'érosion superficielle et condamnant l'incision en gorges. Les résultats présentés dans ce travail suggèrent que le système de drainage de la basse vallée de l'Ardèche (gorges) a suivi un schéma similaire d'évolution.

6.3.2.1. Impact de la crise de salinité messinienne sur l'évolution des reliefs de la basse Ardèche

6.3.2.1.1. Un creusement du canyon de l'Ardèche modéré

Dans un premier temps, il est probable que la vallée de l'Ardèche se soit incisée modérément pour rester connectée avec le cours du Rhône. Durant cette période d'incision, l'Ardèche revêt un profil convexe accentué par la présence des terrains du Crétacé sup imperméables à l'aval. Si l'érosion de ces terrains ne nécessite pas une forte énergie, l'ajustement du profil en long par érosion régressive se trouve, par contre, considérablement freiné dès lors que celle-ci atteint les assises calcaires urgoniennes (figure 6.29). Le creusement plus rapide à l'aval qu'à l'amont entraîne le dégagement d'un fort gradient gravitaire propice à la capture endokarstique des écoulements aériens. D'après nos estimations, le cours de l'Ardèche se serait incisé de 80 m à l'amont et d'environ 200 m à l'aval. Ces altitudes ont été estimées sur les bases suivantes à l'amont :

- en soustrayant la position altitudinale de l'Ardèche pré-messinienne avec la position de la surface SA 2 (reconstituée à 300 m NGF)
- en soustrayant la position altitudinale de l'Ardèche pré-messinienne avec la position altitudinale de sédiments datés au Messinien échantillonnés dans des petites cavités horizontales situés 200 m au dessus du lit actuel de l'Ardèche dans des secteurs se situant actuellement 15 km de l'amont (et de l'aval des gorges) (Martini, 2008 ; Tassy *et al.*, 2013)
- par l'existence de remplissages pliocènes à l'affleurement au débouché des gorges au niveau de la confluence avec le Rhône.

6.3.2.1.2. Une karstification en lien avec l'incision du Rhône.

L'importante incision de la vallée du Rhône et le dégagement progressif des terrains imperméables à l'aval de la vallée de l'Ardèche ont entraîné un important gradient hydraulique, moteur d'une intense phase de karstification. Ainsi, les écoulements de l'Ardèche, après avoir pris leur source dans le socle cristallin et traversé un ensemble de terrains non karstifiables jusqu'au secteur de Vallon Pont d'Arc, se seraient perdus au contact des terrains calcaires. Ces pertes karstiques auraient été favorisées par la combinaison du facteur eustatique (baisse du niveau de base) et tectonique. En effet, de façon concomitante au creusement du Rhône et à l'assèchement de la mer méditerranéenne,

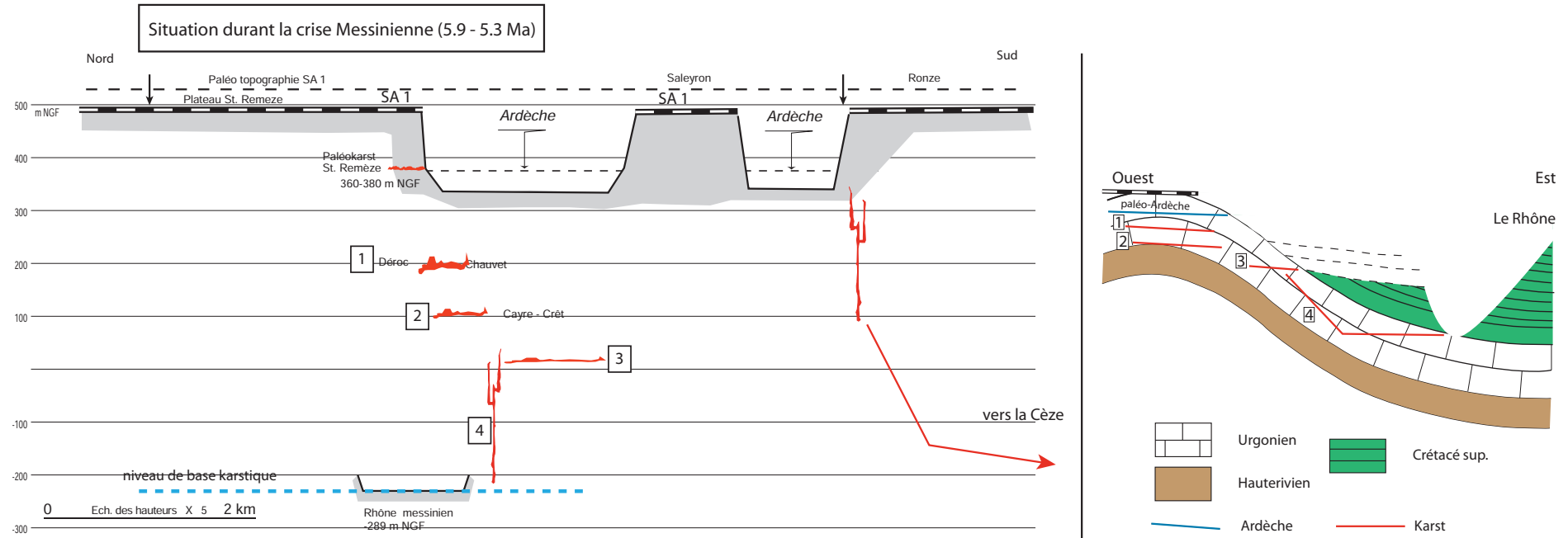


Figure 6.29

Vue en coupe des gorges de l'Ardèche durant la crise messinienne (5.9 Ma – 5.3 Ma). L'incision de la vallée de l'Ardèche est bloquée au profit de l'établissement successif de plusieurs drains dans le karst (numérotés de 1 à 4 sur le dessin) en lien avec le dégagement de la couverture Crétacé supérieur dans la zone de confluence entre l'Ardèche et le Rhône.

un rebond isostasique flexurale a entraîné une surrection de 250 m (Clauzon, 1996, ; Gargani, 2003 ; Loget, 2005) constituant ainsi un facteur amplifiant le contexte gravitaire propice à la karstification et la mise en place de structure de drainage profonde.

Il est probable que les pertes des écoulements dans le karst se soient effectuées en plusieurs points sur plusieurs kilomètres depuis le secteur de l'actuelle vallée de l'Ibie jusqu'à la dépression de Labastide de Virac qui se situe dans un synclinal. En accord avec l'hypothèse posée par des travaux menés à l'aven d'Orgnac (Jaillet *et al.*, 2005, Delannoy *et al.*, 2007) et les résultats de l'étude des morphologies endokarstiques présentées dans ce travail de recherche doctorale (chapitre 5), il est probable que durant cette période, une partie des écoulements de l'Ardèche aient été capturés par le bassin de la Cèze en transitant par le paléo-drains de l'aven d'Orgnac. Le volume sédimentaire nécessaire au comblement associé à l'origine cévenole des remplissages détritiques sont des arguments qui militent en faveur de cette hypothèse.

Au cours de cet épisode de karstification et à mesure que l'altitude de la barrière hydrogéologique s'abaissait dans la vallée du Rhône, plusieurs niveaux de galeries horizontales ont pu se mettre en place (figure 6.29) et ce dès 5.7 Ma comme en témoigne la datation des sédiments qui y sont contenus (Tassy *et al.*, 2013). Dans le secteur de l'aven d'Orgnac, de tels étages n'ont pas été identifiés mais cette absence s'explique ici aussi par la configuration géologique et l'existence dans la vallée de la Cèze d'une barrière hydrogéologique liée aux assises imperméables du Crétacé supérieur (Delannoy *et al.*, 2007) qui ont été identifiées sur les profils sismiques (Ferry *et al.*, 1997). Ainsi, dans le cas de l'aven d'Orgnac, une seule fenêtre hydrogéologique a pu exister lorsque le fond du canyon à l'aval de la Cèze a atteint les calcaires urgoniens et ainsi ouvert une fenêtre hydrogéologique.

A la fin de la crise messinienne, la vallée de l'Ardèche aurait été alors peu évoluée et arborait un profil convexe typique des cours d'eau en phase d'incision. Les écoulements se faisaient alors pour la plupart *via* le karst et pouvaient réempruntés temporairement la vallée en cas de crues et de saturation des conduits karstiques. Il est probable que cette réutilisation ait eu tendance à s'estomper à mesure que le drainage endokarstique devenait efficient.

6.3.2.2. Impact de la remise en eau pliocène.

La fin de la crise de salinité messinienne se marque par la remise en eau brutale et rapide de la Méditerranée, il y a 5,32 Ma. En dehors des travaux estimant la durée de cette remise en eau de quelques milliers d'années à une dizaine d'années, des travaux plus récents ont montré que le laps de temps durant lequel le plan d'eau marin est passé de - 1 500 m NGF à + 80 m NGF fut inférieur à 2 ans, ce qui implique une remontée du niveau de base de 10 m par jour (Garcia-Castellanos *et al.*, 2009). Cet événement, d'ordre catastrophique s.s., a entraîné une rapide remontée des eaux dans les vallées messiniennes et un fonctionnement en ria de ces vallées. La ria pliocène du Rhône a été identifiée jusque dans le Jura (Clauzon, 1996), donnant ainsi la mesure du creusement de la vallée du Rhône pendant la crise messinienne. Il s'en est suivi un long processus

de comblement de ces rias d'abord avec du matériel marin (construction d'un prisme sédimentaire sous aquatique) puis continental (construction du prisme sédimentaire aérien) invoquant ainsi une structuration sédimentaire en Gilbert-delta (Clauzon *et al.*, 1988, 1996) qui a entraîné par aggradation l'exhaussement du talweg du Rhône.

Cet épisode d'élévation du niveau de base (en lien avec l'exhaussement du talweg du Rhône) s'est produit en deux temps. Le premier temps correspond à l'invasion marine et à la stagnation du niveau marin entre 5,3 et 4,5 Ma qui fut le temps nécessaire pour que la tête du delta rejoigne le trait de cote actuel (Clauzon, 1996). L'altitude de cette invasion marine couplée à une très longue phase de stabilité du niveau marin a été identifiée à 130 m NGF à proximité de la confluence entre l'Ardèche et le Rhône. Le second temps marque une période d'aggradation sédimentaire plus ou moins continue jusqu'au début Quaternaire. La surface d'abandon pliocène se situe à environ 190 m NGF à proximité de la confluence entre l'Ardèche et le Rhône.

Dans le karst des gorges de l'Ardèche, ces deux étapes se traduisent de manière très distincte

6.3.2.2.1. L'ennoiement des drains de l'endokarst sous la cote altitudinale 130 m NGF

La remontée du niveau de base pliocène a entraîné l'ennoiement de l'ensemble des réseaux endokarstiques situés sous le plan d'eau à 130 m NGF (figure 6.30). Afin de rattraper ce nouveau niveau de base karstique, les écoulements restructurent progressivement la géométrie des drains de l'endokarst par le processus de creusement paragénétique. Les écoulements tamponnés dans la zone noyée, sont suffisamment continu pour s'organiser durablement comme en témoigne les morphologies de banquettes limites de remplissages, présentes uniquement dans les galeries inférieures à cette cote altitudinale (cf chapitre 5). C'est donc à cette période que nous rattachons la genèse des morphologies de banquettes limites recensées dans les cavités situées vers 90/110 m NGF.

Dés lors, les écoulements de crues réempruntent de plus en plus souvent les galeries supérieures (étages 180/200 m NGF). Il est probable que les remplissages sédimentaires et carbonatés (Delannoy *et al.* 2004) aient été partiellement évacués et recalibrés durant cette période. Ce fonctionnement épinoyé des galeries supérieures est attesté par la présence d'importants massifs stalagmitiques corrodés dans les galeries à 180/200 m NGF (Delannoy *et al.*, 2004) et la présence de remplissages d'origine fluviale datés du Pliocène (Tassy *et al.*, 2013, tableau 6.3 et figure 6.23). Il est probable que durant cette phase de fonctionnement épinoyé, ces remplissages aient déjà pu contribuer au dysfonctionnement du drainage karstique.

Il est possible de souligner que durant cette période, seuls les drains à proximité de cette nouvelle surface piézométrique à 130 m NGF ont réadapté leur géométrie par creusement paragénétique. En effet, les réseaux profondément ennoyés et identifiés vers 0 m NGF (Saint Marcel) et - 200 m NGF (goule de la Tannerie) ne font pas état d'un colmatage total, étant donné qu'ils sont pénétrables actuellement et que leurs parois calcaires sont très clairement identifiables (Audra *et al.*, 2004). Il semble donc que les

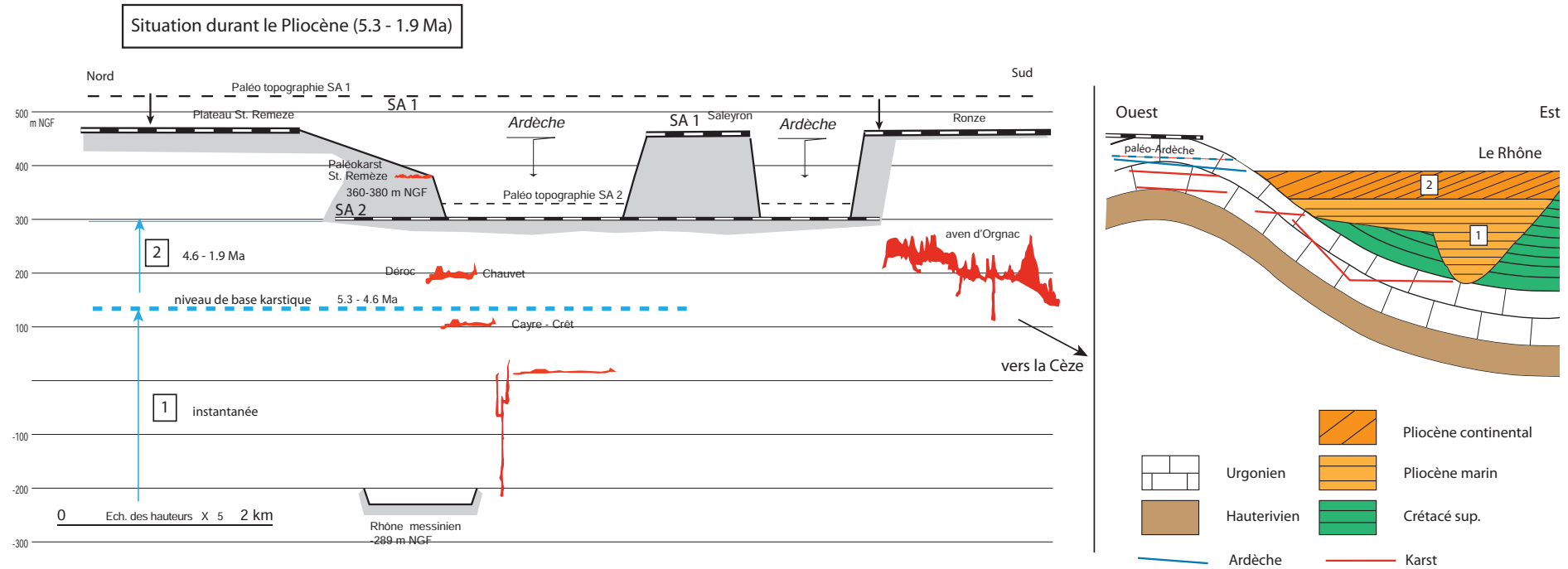


Figure 6.30

Vue en coupe des gorges de l'Ardèche durant le Pliocène (5.3 Ma – 1.9 Ma). Les drains endokarstiques se situant en dessous de la cote altitudinal 130 m GF sont instantanément ennoyés. Entre 5.3 Ma et 4.5 Ma (période 1), seuls les conduits préexistants à proximité de ce nouveau niveau de base se réajustent par creusement paragénétique. La stabilité du niveau de base durant 600 ka permet aux écoulements de se structurer comme en témoigne les morphologies de banquettes limitées à ce niveau altitudinal. Les conduits à une altitude supérieure ont alors un fonctionnement épinoyé. Puis entre 4.5 et 1.9 Ma (période 2), le niveau de base remonte en lien avec l'aggradation sédimentaire dans la vallée du Rhône. Tous les conduits sont progressivement ennoyés et se creuse de façon paragénétique au gré de la succession de mise en charge précédant l'ennoyage total des drains. Leur colmatage total entraîne un sévère dysfonctionnement du drainage et permet à la deuxième surface d'aplanissement de se mettre en place ainsi qu'aux écoulements de réemprunter de plus en plus souvent la vallée aérienne.

drains durablement ennoyés et se situant très en deçà du niveau piézométrique soit en quelques sortes fossilisés. Ce constat peut s'expliquer par les très faibles circulations des eaux dans ces zones profondes qui entraînent une sursaturation des eaux en calcium bloquant ainsi le processus de dissolution (Palmer, 2007). Ainsi, ces paléo structures karstiques sont finalement ré-ennoyées mais peu réutilisées pour le transit des écoulements souterrains.

6.3.2.2.2. *Le dysfonctionnement du drainage endokarstique et la genèse concomitante de la surface d'aplanissement SA 2*

Dès lors que la tête du Gilbert-delta du Rhône a dépassé la confluence avec l'Ardèche, la stabilité du niveau de base fût rompu et entamant une lente ascension jusqu'à l'altitude maximum de 190/200 m NGF (Clauzon, 1996). C'est durant cette période que nous rattachons la genèse des morphologies paragénétiques de l'ensemble des galeries se situant au dessus de la cote 130 m NGF et jusqu'à 300 m NGF. La surface piézométrique remonta ainsi progressivement ennoyant au passage les vides karstiques préexistants. La remontée du niveau de base et le colmatage progressif de l'exutoire empêcha peu à peu le transit des écoulements de crue dans le karst. Et de plus, la perte de charge occasionnée par la réduction du gradient topographique, favorise le dépôt des sédiments les plus grossiers tout au moins dans les secteurs les plus amonts. Lorsque la surface piézométrique atteint les vides karstiques les mises en charge répétées avec de faibles vitesses d'écoulements entraînerent le creusement paragénétique ; les pendants de voutes et l'absence de structures géométriques des cupules de dissolution sur les parois témoignent de ce mode de creusement. C'est durant cette période que le dysfonctionnement du drainage endokarstique atteint son paroxysme. Cette étape de colmatage a favorisé l'élaboration de la surface d'aplanissement à la surface.

La surface d'aplanissement SA2 se serait alors mise progressivement en place le long des points de pertes des écoulements aériens dans le karst. Dans une telle configuration, cette surface constituerait donc un trottoir de dissolution en bordure de poljé. Cependant, ce statut de poljé n' a jamais été atteint puisque le cours aérien de l'Ardèche était repris lorsque les écoulements ne pouvaient être en totalité absorbé par l'endokarst, qui de plus dysfonctionnait du fait de son colmatage progressif. A la fin de cette période d'aggradation du niveau de base, les structures de drainage endokarstique sont complètement neutralisées du fait de leur colmatage. De ce fait et compte tenu du gradient topographique de l'ordre de 100 m entre le talweg de vallée de l'Ardèche à son amont (environ 290 m NGF) et son aval (190/ 200 m NGF), les écoulements avaient assez d'énergie pour reprendre leur cours dans le tracé de l'Ardèche et inciser les gorges au moins pour mettre à l'équilibre son profil durant la période du Quaternaire qui se caractérise par une baisse progressive du niveau de base (Haq *et al.*, 1987) en lien avec des variations glacio-eustatiques

6.3.3. Le Quaternaire : aboutissement du paysage actuel du canyon de l'Ardèche et nouvelle phase de karstification.

Le Quaternaire (1,9 Ma à l'Actuel) se caractérise par une baisse générale du niveau marin de 80 m NGF à 0 m NGF (altitude actuelle). Le reste est à imputer à une surrection générale d'une cinquantaine de mètres dans la zone d'étude. Cette valeur de surrection, calculée par Clauzon (1996) est donnée par la différence altitudinale entre la position actuelle de l'encoche du niveau marin marquant la transition marin/continental du Pliocène (+130 m NGF) et la position du niveau marin au Pliocène (+ 80 m NGF (Haq *et al.*, 1987) ($130 - 80 = 50$). Par ailleurs en soustrayant l'altitude de la surface d'abandon pliocène (190 m NGF) à cette baisse généralisée du niveau de base quaternaire, on retrouve bien la position actuelle du Rhône au droit de la confluence Ardèche / Rhône ($190 - 80 - 50 = 60$ m NGF)

Au cours du Quaternaire, malgré des cycles de régression marine atteignant jusqu'à - 120 m NGF durant les maxima de froid (glaciations), la vallée du Rhône n'a pas été fortement incisé, du moins dans le secteur étudié. En effet, des travaux ont montré que compte tenu de la rapidité des cycles (100 000 ans pour les deux dernières grandes glaciations alpines), l'érosion régressive n'a pas atteint la zone de Pierrelatte (Mandier, 1988, 1994). Ces résultats reposent essentiellement sur des données de forage et de l'observation du plongement des terrasses quaternaires dans des secteurs plus aval. Par conséquent, il est possible de considérer ici que l'abaissement du niveau de base a été ponctué par des phases de stabilité correspondant à l'élaboration des terrasses alluviales.

6.3.3.1. La mise en place d'un nouveau réseau de drainage aérien : le canyon de l'Ardèche

C'est durant cette période du Quaternaire caractérisée par un abaissement très lent du niveau de base que le cours de l'Ardèche aurait façonné et finalisé l'entaille de son canyon tel que nous le connaissons aujourd'hui. A titre de comparaison, l'abaissement du niveau de base durant cette période de 2 Ma est de l'ordre de 130 m alors que durant la crise de salinité messinienne, le niveau de base s'était abaissé de près de 1800 m en 600 000 ans (600 m au droit de la confluence Ardèche / Rhône).

Ce lent abaissement du niveau de base, couplé au faible gradient topographique et au colmatage total et préexistant des vides karstiques (Orgnac, Chauvet, Déroc etc.), neutralise l'entame d'une nouvelle karstification et favorise la mise en place d'un réseau de drainage aérien secondaire connecté à l'Ardèche.

Il est toutefois possible de discriminer plusieurs paliers dans la mise de ce relief quaternaire.

Un premier abaissement du niveau de base jusqu'à la cote altitudinale de 175 m NGF a d'abord eu lieu comme en témoigne la reconstitution de profils d'équilibre des vallons perchés aux abords du canyon (cf., chapitre 4 et Gombert, 1988). C'est durant cette période que se sont mis en place les vallons emboîtés dans la surface SA 2 et perchés (Vallon de Combe Longue) au-dessus du cours actuel de l'Ardèche. Cette cote altitu-

dinale se retrouve aussi dans les profils en long de certains vallons. Il est probable que cette première génération de structures de drainage a entraîné le fonctionnement en poljé de la plaine de Labastide de Virac qui se situe dans un synclinal (Delannoy *et al.*, 2007)

Une seconde baisse du niveau de base eut lieu comme en témoigne la reconstitution des profils d'équilibre des vallons perchés aux abords du canyon (cf. chapitre 4)). Sa vitesse modérée ajoutée à des cycles climatiques particuliers sont autant de moteurs pour l'incision en gorges de l'Ardèche. Cependant, la faible compétence (en lien probable avec la dimension des bassins versants) des écoulements empruntant les structures de drainage secondaire (vallons se connectant à l'Ardèche) ont entraîné une deuxième génération de capture karstique dont l'organisation de la structure géométrique est en lien avec la position de l'Ardèche qui joue désormais le rôle de niveau de base karstique. C'est durant cette phase que le ruisseau de la Planche s'est progressivement transformé en vallée aveugle et a évolué en poljé (chapitre 5), le temps que les structures endokarstiques se développent. Ce fonctionnement en poljé perdure encore aujourd'hui lors des précipitations exceptionnelles. Il ne constitue plus néanmoins un poljé *s.s.* avec un ennoisement saisonnier.

6.3.3.2. La mise en place des structures de drainages endokarstiques actuelles

L'incision des gorges de l'Ardèche en lien avec l'abaissement du niveau de base au Quaternaire a engendré un nouveau gradient hydraulique suffisamment important pour entraîner la capture karstique des écoulements aériens secondaires dont la compétence ne permettait pas d'inciser les assises calcaires. Plusieurs réseaux karstiques se sont ainsi progressivement structurés. Les réseaux spéléologiques de la goule de Foussoubie et du réseau des Fées constituent des témoins de cette période. Il est délicat de caler chronologiquement la genèse de ces réseaux. Toutefois, pour les galeries horizontales qui se sont structurées avec un niveau de base local proche de 130 m, il semble qu'elles aient été fonctionnelles depuis au moins 500 ka (Tassy *et al.*, 2013) si on se réfère aux datations de terrasses d'origine fluviale dans l'endokarst dans la grotte de Saint Marcel. Ces datations convergent avec les âges obtenus sur des spéléothèmes dans le réseau de Foussoubie à 215 ka (Jaillet *et al.*, 2012) (figure 6.31).

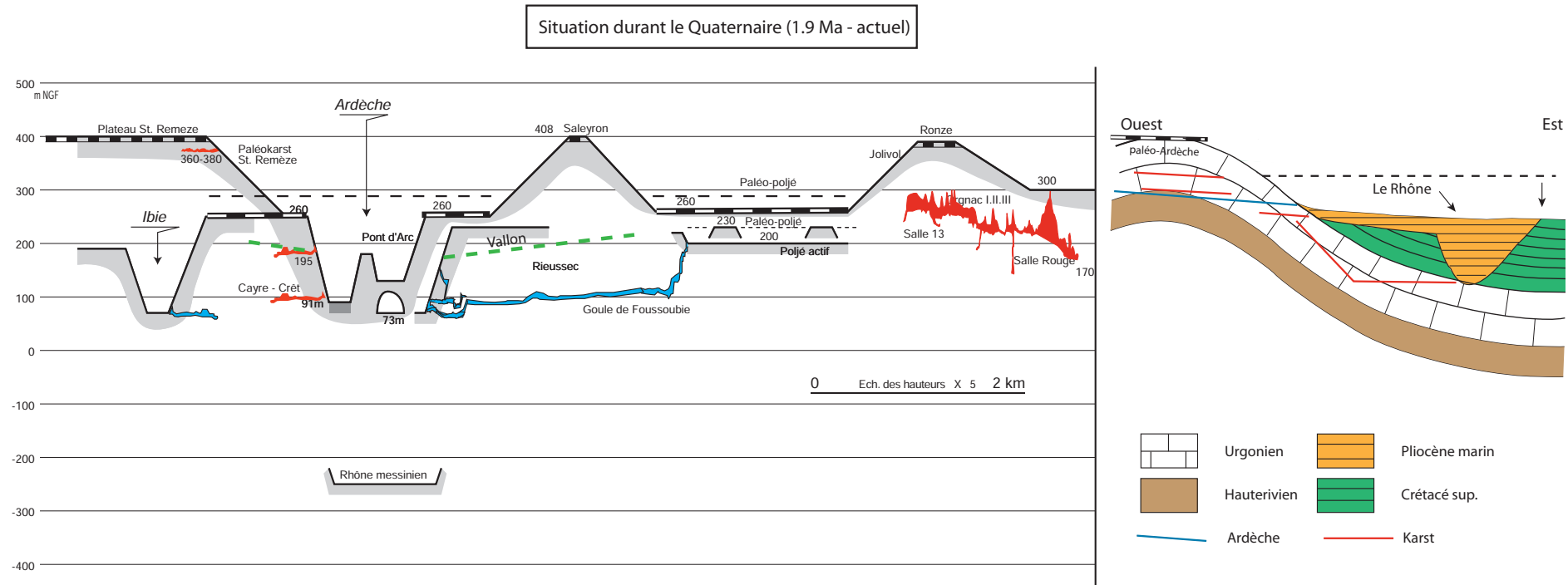


Figure 6.31

Vue en coupe des gorges de l'Ardèche durant le Quaternaire (1.9 Ma à l'actuel). La lente baisse du niveau de base et le colmatage total des drains endokarstiques permet au drainage de se structurer à la surface. Les gorges s'incisent et des réseaux secondaires d'écoulements se mettent en place. Les paléo drains endokarstiques sont parfois recoupés par le recul des versants. La surface d'aplanissement évolue parfois en un poljé qui devient très vite non fonctionnel à cause de l'indigence des écoulements. L'incision des gorges entraîne l'augmentation du potentiel gravifique qui entraîne une nouvelle phase de karstification dont l'Ardèche constitue le niveau de base karstique. De nouveaux drains se structurent et conduisent peu à peu à l'abandon des structures secondaires de drainage présentes à la surface. Celles-ci sont temporairement réempruntées par des écoulements de crues dont les goulottes de surcreusement sont les témoins (cf. chapitre 4).

6.4. DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Le scénario d'évolution géomorphologique et paléogéographique proposé dans cette partie permet d'intégrer et d'approfondir les hypothèses d'évolution paléogéographiques posées dans plusieurs travaux à propos de la genèse de structures karstiques (Jaillet *et al.*, 2005 ; Delannoy *et al.*, 2004, 2007 ; Jaillet *et al.*, 2012). Il apporte des points de vue complémentaires voire différents au modèle d'évolution «per ascencum» élaboré au cours de recherches récentes (Mocochain *et al.*, 2004, 2006 a et b, 2009 ; Tassy *et al.*, 2013) ; ce modèle place l'intégralité du creusement du canyon de l'Ardèche durant le Messinien et l'intégralité de la karstification au cours de la période du Pliocène. Ce modèle per ascencum, implique de nombreux questionnements géomorphologiques que nous avons tenté de prendre au mieux en compte. Le plus important et le plus problématique étant certainement le creusement intégral des gorges (avec un profil similaire à l'actuel) durant le Messinien et l'élaboration d'une surface d'abandon pliocène perché à presque 60 à 80 m au-dessus de la surface d'abandon pliocène rhodanienne (in Tassy *et al.*, 2013). Ce questionnement alors présenté comme un apport de connaissances fondamental (Tassy *et al.*, 2013) par rapport à la courbe d'évolution du niveau de base régional, mettait surtout en évidence une contradiction potamologique. En effet, en soutenant que le canyon de l'Ardèche avait acquis son profil d'équilibre dans une phase d'érosion majeure (crise messinienne) et un profil très fortement penté dans un contexte d'aggradation sédimentaire, ces auteurs s'affranchissent des concepts acquis et connus en géomorphologie dont une des plus belles illustrations est sans doute le creusement du canyon rhodanien durant la crise de salinité messinienne avec un profil juvénile fortement convexe suivi de son comblement durant le Pliocène marqué par un profil concave. Bien que séduisant au départ, ce scénario d'évolution «per ascensum» montre que l'évolution paléogéographique de la vallée du Rhône ne pouvait être transposée in extenso pour expliquer la facture du relief karstique (modelé et endokarst). En effet la spécificité du processus de karstification ne peut être abordée par une simple relation binaire de cause à effet mais comme un système complexe régit par l'interaction de plusieurs facteurs que seule l'approche systémique permet d'appréhender dans sa globalité (Mangin, 1975 ; Quinif, 1983 ; Delannoy, 1997). Bien que cette approche ne soit pas explicitement désignée au cours de ce travail, elle constitue pourtant un filigrane méthodologique de cette recherche dans laquelle nous avons tenté de prendre en compte tous les facteurs intervenant dans la karstogenèse dont les plus importants sont le potentiel gravifique et les contraintes géologiques. Au-delà de cette approche, nous avons aussi tenté, en tenant compte des travaux de Clauzon, d'évaluer le facteur de l'érosion pour reconstruire des surfaces géomorphologiques du modelé avant de les comparer aux marqueurs chrono-stratigraphiques de la vallée du Rhône.

Le scénario d'évolution géomorphologique et paléogéographique que nous proposons à l'issue de ce travail souligne avant tout que la vallée de l'Ardèche, l'incision de ses gorges et l'élaboration des différentes structures et paléo-structures karstiques ne résultent pas d'un seul et même cycle géodynamique mais que la mise en place de

l'ensemble de ce relief est le résultat d'une longue évolution géomorphologique commencée probablement dès le Miocène inférieur et dont les derniers traits ont été acquis durant le Quaternaire. Il est aussi important de souligner que c'est véritablement l'étude de l'endokarst, *via* la visualisation en 3D de leur morphologie et de leur géométrie, qui a permis de révéler cette longue évolution et de reconstituer les principales étapes de la mise en place des reliefs de surface et souterrains. Par ailleurs, cette étude permet d'appréhender encore une fois la spécificité de la réponse morphogénique des reliefs karstiques face aux variations géodynamiques et paléogéographiques.

L'objectif de ce chapitre était finalement de montrer que l'intégration des connaissances sur les processus de karstogenèse à l'étude géomorphologique d'un massif calcaire permettait une meilleure compréhension de la répartition et de l'emboîtement des formes et des formations karstiques du modelé et de l'endokarst. L'étude de la structure géométrique des drains endokarstiques et de leur répartition spatiale a été réalisée en s'appuyant sur des supports de représentation cartographique et d'analyse en 3D. Ces supports ont permis d'identifier (1) la part de chaque facteur prédominant dans le processus de karstification et (2) de relier entre eux plusieurs objets endokarstiques afin de mettre en évidence l'organisation originelle des paléo-structures karstiques et plus particulièrement de leur antécédence par rapport aux structures de drainage recoupées.

L'ensemble des informations karstogéniques et géomorphologiques a permis d'élaborer un scénario que nous jugeons cohérent d'évolution géomorphologique du secteur d'étude et plus largement du Bas Vivarais. De ce scénario, il ressort que les structures de drainage souterrain se sont organisées selon deux niveaux de base karstique différents en relation avec (1) le cycle hors norme de creusement et de remblaiement du Rhône et (2) le creusement du canyon de l'Ardèche tel qu'il est actuellement. Cette hypothèse d'évolution géomorphologique et paléogéographique est soutenue par la convergence de plusieurs arguments provenant à la fois de l'étude des formes élémentaires de l'endokarst (chapitre 5), de la répartition spatiale de ces morphologies dans la basse et moyenne vallée de l'Ardèche et de leur combinaison avec les informations issues de l'analyse géométrique des structures de drainages en présence et de leur emboîtement relatif. Enfin, dernier élément important, il s'avère que ce modèle d'évolution permet d'intégrer tant chronologiquement que géométriquement les éléments de datations déjà établis soit par le biais de datations relatifs (Martini, 2005, 2007), radiométriques (Jaillet *et al.*, 2012 ; Tassy *et al.*, 2013) ou chrono-stratigraphiques (Clauzon, 1982, 1996).

CONCLUSIONS DE LA PARTIE II

L'utilisation d'une méthode de recherche couplant l'approche géomorphologique et les outils de représentation et d'analyse 3D s'est avérée pertinente pour acquérir de nouvelles connaissances à plusieurs échelles spatiales et temporelles.

A l'échelle des formes élémentaires et des drains de l'endokarst, l'utilisation d'outils de mesures topographiques 3D (Lidar) a tout d'abord permis d'augmenter substantiellement notre capacité d'observation en rendant accessible toutes les morphologies situées sur les parois et la voûte des cavités. Ce faisant, il a été pour la première fois possible d'étudier et analyser la morphométrie (analyse statistique) et l'organisation spatiale (cartographie) de certaines formes et des formations de l'endokarst, révélant ainsi plusieurs informations de premier ordre dans la compréhension des processus et de moteurs morphogéniques qui en sont à l'origine. L'acquisition de ces nouvelles connaissances a ainsi permis (1) de mieux appréhender les emboitements géomorphologiques des formes et formations endokarstiques au sein des cavités investiguées et donc (2) d'enrichir et/ou de construire de nouveaux scénarios scénario d'évolution spéléogéniques tout en soulevant des questionnements à propos du contexte favorable à leur déroulement.

A l'échelle du système et du massif karstique, l'utilisation des outils de représentation 3D a permis tout d'abord d'enrichir les connaissances actuelles sur la karstogenèse avec une meilleure appréhension des différents facteurs contraignant le processus de karstification. La définition du rôle de chaque facteur dans la karstification a permis de s'interroger sur la répartition spatiale des différents réseaux karstiques présents dans le terrain d'étude. Puis, les réponses à ces interrogations ont été trouvées en utilisant le modèle 3D comme support d'analyse pour comprendre les logiques d'emboitements des formes et des formations endokarstiques et exo-karstiques. Finalement, l'ensemble des connaissances acquises à ces différentes échelles de travail a abouti à la construction d'un nouveau modèle d'évolution paléogéographique.

L'exemple de ces recherches géomorphologiques portant sur les gorges de l'Ardèche montre que les outils 3D offrent la possibilité d'augmenter la capacité d'observation en prenant en compte des surfaces jusque là inaccessibles ou des objets intrinsèquement 3D. Nous proposons maintenant d'appliquer cette méthode de recherche à une autre échelle spatiale et temporelle pour répondre à des questionnements archéologiques portant sur l'évolution géomorphologique des reliefs endokarstiques à la grotte Chauvet.

PARTIE III

RECONSTITUTION DE LA FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET

**APPORTS DE L'APPROCHE
GÉOMORPHOLOGIQUE,
DES MODÈLES 3D
ET DES ISOTOPES COS-
MOGÉNIQUES DU ^{36}Cl**

INTRODUCTION

Nous avons précédemment relevé et discuté que les gorges de l'Ardèche et l'ensemble des cavités sont l'expression d'une longue évolution paléogéographique qui s'inscrit sur plusieurs millions d'années. Les grottes de l'Ardèche sont également les témoins d'une autre histoire : celle des Hommes. En effet, cette région offre une concentration importante de grottes ornées, parmi les plus fortes de France ; plus de 30 cavités ornées ont été découvertes et recensées à ce jour (Monney, 2012). L'ensemble de ces sites auxquels il faut ajouter les nombreux gisements lithiques découverts et étudiés (Debard, 1988) sur le plateau témoignent d'une fréquentation plus ou moins continue des Hommes de la Préhistoire en fonction des aléas climatiques ; les vestiges archéologiques englobent une large période allant du Moustérien jusqu'au Magdalénien (Comber, 1984 ; Gély, 2000, 2005).

Parmi cet ensemble se situe la grotte Chauvet dont la découverte en décembre 1994 eut un fort impact dans la communauté archéologique internationale et bien au-delà (Clottes *et al.*, 1995). La qualité esthétique des représentations pariétales, leur importance numérique (plus de 400), les thèmes abordés (bestiaire de 14 espèces ; représentations humaines ; signes et figurations abstraites...), l'abondance et la diversité des manifestations plastiques, la présence d'aménagements ou « structures anthropiques » des sols et l'âge des panneaux pariétaux majeurs (32 – 34 000 BP soit 37-34 000 cal BP) pour la phase ancienne de dessins au charbon de bois) en font une cavité majeure de l'art pariétal paléolithique (Clottes, 1999; Cuzange *et al.*, 2007 ; Clottes (dir.), 2001 ; Geneste (dir.), 2005 et 2010). La grotte Chauvet est également un site paléontologique exceptionnel avec plus de 4 000 vestiges osseux inventoriés avec une forte prédominance de l'ours des cavernes (99 % des ossements) répartis sur l'ensemble de la cavité (Fosse, 2009) (figure I).

La datation aurignacienne des principaux panneaux pariétaux de cette cavité (Clottes *et al.*, 1997, 2001 ; Valladas, 2001, 2005) a bouleversée le cadre chronologique et les référentiels jusqu'alors admis et connus en archéologie comme en histoire de l'art selon lesquels les techniques stylistiques s'améliorèrent et s'affinaient au cours du temps pour atteindre leur paroxysme durant la période du Magdalénien (Leroi-Gourhan, 1965 ; Lorblanchet, 1989)

Ce bouleversement scientifique eut lieu lorsque sur la base de comparaisons stylistiques avec l'art déjà connu, l'ornementation pariétale de la grotte fût évaluée dans un premier temps comme magdalénienne et solutréenne (Chauvet, 1995), avant que les premiers résultats radiocarbones ne viennent révéler des âges bien plus anciens allant de l'Aurignacien jusqu'au Gravétien (Clottes *et al.*, 1996). Ces datations, confirmées par de nombreux échantillons (Valladas, 2001, 2005 ; Cuzange *et al.*, 2007), ont fait ainsi des œuvres pariétales de la Grotte Chauvet les plus anciennes de l'art pariétal paléolithique européen, dans une période pour laquelle on ne connaissait alors que des figures schématiques et rudimentaires (Delluc *et al.*, 1991 ; Züchner, 2003) (figure II).

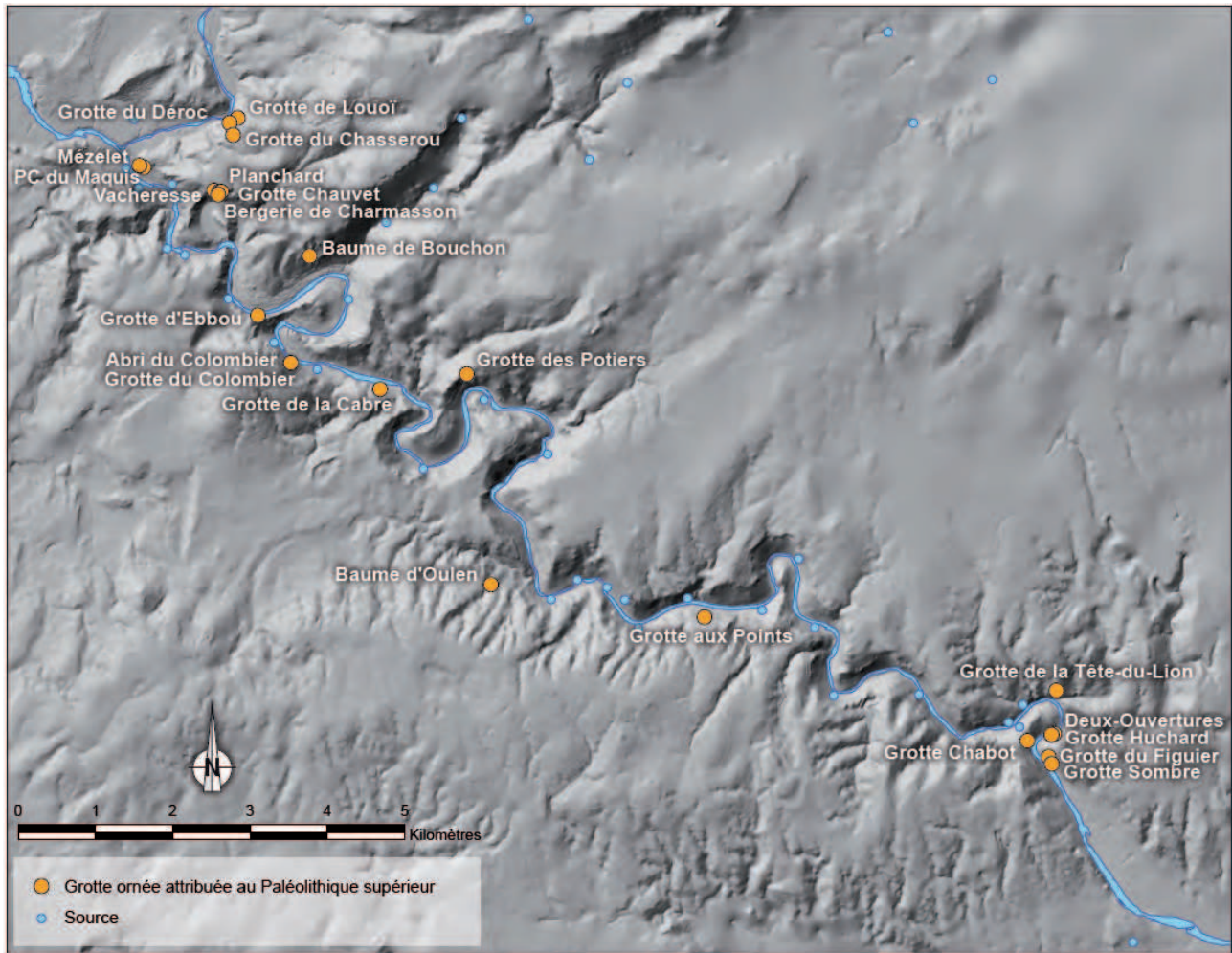


Figure 1
Localisation des grottes ornées dans les Gorges d'Ardèche (in Monney, 2012).

En sortant ainsi des cadres de référence classiquement admis, la Grotte Chauvet touchait non seulement à nos connaissances sur une période donnée mais questionnait aussi les acquis méthodologiques relatif à la production des savoirs et de connaissances scientifiques dans le domaine de l'archéologie et de la préhistoire et plus particulièrement sur l'élaboration du cadre chronologique de l'art pariétal. C'est particulièrement le cas lorsqu'une grotte ornée n'a pas d'équivalent comparable.

Malgré la consistance des méthodes de datations radiométriques et leur utilisations massives plusieurs disciplines scientifiques (Reimer *et al.*, 2009), et à la mesure des bouleversements entrainés dans la communauté scientifique, la datation de l'art de la grotte Chauvet fut abondamment discutée sur un ensemble de critères ne relevant pas uniquement de l'approche stylistique (Zuchner 1996, 2003, 2009 ; Bahn, 2003 ; Alcolea *et al.*, 2007 ; Pettitt, 2008).

Afin de répondre à ces questionnements, une ensemble cohérent de méthodes scientifiques complémentaires a été initié à l'intérieur de la grotte par l'équipe scientifique en charge de son étude (sous la dir. Clottes puis de Geneste), privilégiant la constitution de faisceaux d'indices convergents plutôt que de baser l'ensemble de la chronologie sur quelques dates isolées (Chippindale *et al.*, 1998).

C'est dans ce cadre qu'il est apparu important de définir les modalités et la chro-

nologie de la fermeture de la grotte Chauvet. En effet, cette cavité est actuellement fermée par un ensemble de remplissages clastiques qui, par ailleurs, a contribué à l'état de conservation exceptionnel des différents objets de cette grotte en jouant un effet-tampon entre les conditions climatiques extérieures et intérieures (Bourges *et al.*, 2001) mais aussi en préservant l'intégrité physique de la grotte en condamnant tout accès humain et animal à la cavité jusqu'à sa redécouverte en 1994. Ainsi, la détermination précise des modalités et du laps de temps qui a été nécessaire à sa fermeture procurerait ipso facto un âge minimum à l'art pariétal de la grotte Chauvet. Parallèlement à ces interrogations, les relevés et les travaux menés par l'équipe pluridisciplinaire qui travaille au sein de la grotte ont soulevés d'autres questionnements notamment sur la mor-

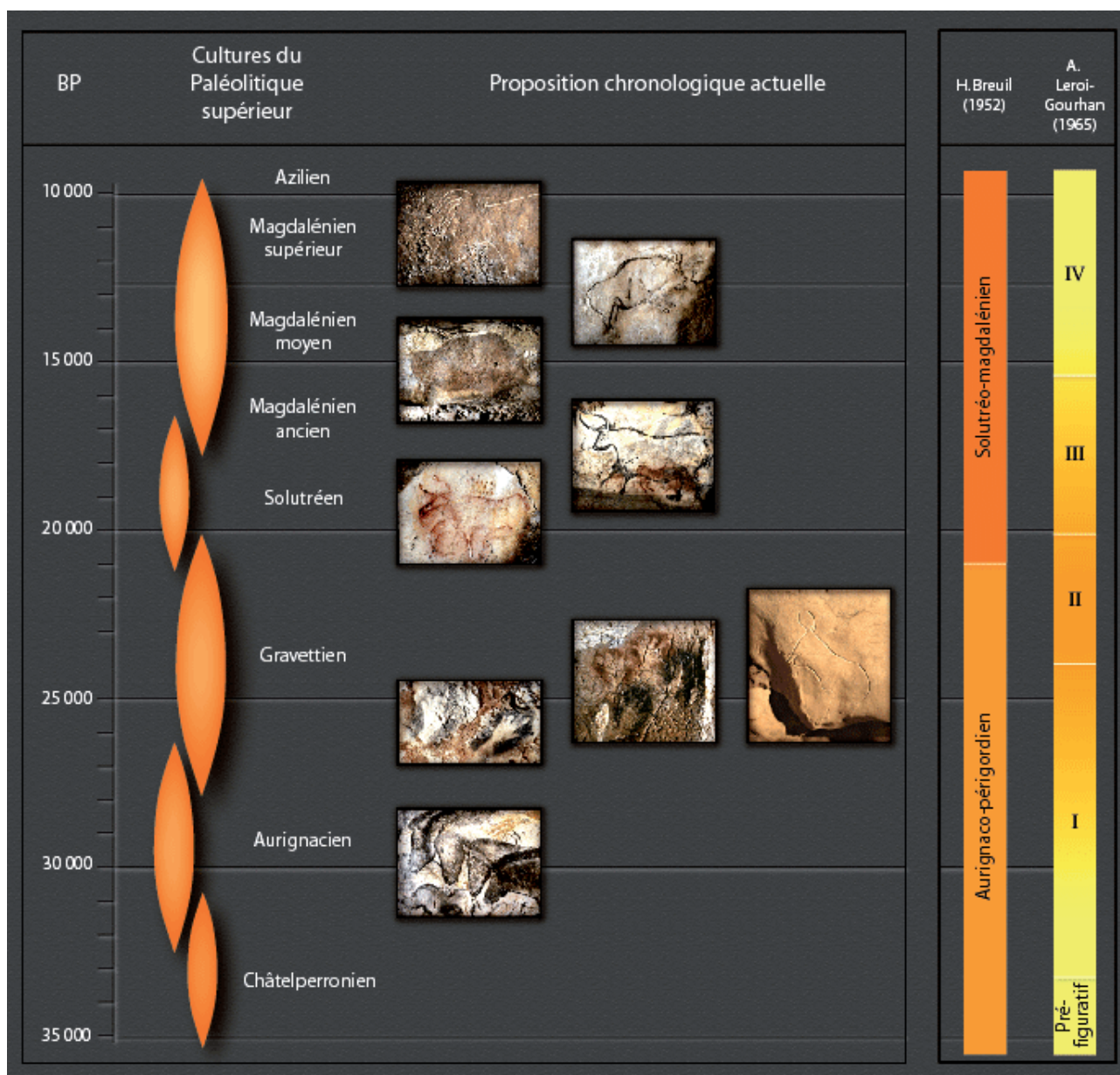


Figure II

Chronologie des différentes cultures du Paléolithique supérieur et classification stylistique en fonction de la période culturelle (in Geneste *et al.*, 2010). La numérotation des styles établis par Leroi-Ghouran illustre l'évolution croissante des techniques artistiques et de l'élaboration de l'art au cours du Temps. La grotte d'Altamira se situe à 24 000 BP, la grotte de Lascaux à 17 000 BP et la grotte Chauvet à 32 000 BP mais ne correspond pas au premier stade de l'évolution établi dans l'analyse stylistique (Leroi-Gourhan, 1965).

phologie et l'amplitude de l'entrée préhistorique, la lumière qui pénétrait à l'intérieur de la cavité préhistorique et sur l'âge de cette fermeture.

L'ensemble de ces questionnements constitue le cadre des recherches géomorphologiques présentées dans cette troisième partie organisée en trois chapitres. Le premier chapitre a pour objet de présenter la grotte Chauvet dans son contexte paysager et géomorphologique : la combe d'Arc et le pont d'Arc afin d'introduire les processus qui ont prévalu à la fermeture de la cavité. Afin d'en préciser les modalités chronologique et spatiale, une étude géomorphologique de détail a été menée dans la zone d'entrée de la cavité, en s'appuyant sur la méthodologie du relevé cartographique à haute résolution spatiale (Delannoy *et al.*, 2004). Cette étude géomorphologique, réalisée à partir des données géomorphologiques visibles sur le dépôt d'écroulement à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité, a ainsi permis de d'appréhender les modalités de la fermeture de la cavité et de révéler l'existence de plusieurs surfaces emboîtées dont le caractère synchrone ou diachrone permet de poser les premières hypothèses du scénario de fermeture.

En raison de l'organisation complexe de l'objet d'étude, répartis sur plusieurs plans (intérieur de la cavité et extérieur, plan vertical de la niche d'arrachement), et dans le but de quantifier les phénomènes gravitaires identifiés, l'approche géomorphologique a été couplée à l'acquisition de données topographique 3D à haute résolution. Cette méthode, exposée dans le deuxième chapitre, présente un double intérêt. Elle permet : (1) d'appréhender la structure géométrique dans les trois dimensions de l'espace et d'identifier les différentes surfaces géomorphologiques repères. (2) de dépasser la seule approche surfacique qui est une des limites de l'approche géomorphologique classique et de déterminer ainsi les volumes de roche écroulés.

Cette approche originale qui repose sur l'utilisation de données Lidar a ainsi permis de croiser les données géomorphologiques extérieures avec les informations karstogéniques issues de l'endokarst et de restituer la physionomie du porche d'entrée tel qu'il fut avant d'être comblé par le dépôts provenant de l'écroulement la paroi le surplombant.

Enfin, le troisième chapitre répond aux questionnements portant sur la datation de la fermeture de la grotte. L'âge de chacun des trois écroulements a pu être déterminé en mesurant la concentration de l'isotope cosmogénique du ^{36}Cl contenu dans des échantillons de roche prélevée dans chaque cicatrice d'arrachement. L'ensemble de cette partie a fait l'objet de plusieurs publications (Delannoy *et al.*, 2010, Sadier *et al.*, 2012 a et b, voir en annexe).

CHAPITRE 7

MODALITÉS DE FERMETURE DE LA GROTTA CHAUVET

LES APPORTS DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE

La géomorphologie est une discipline de plus en plus sollicitée dans les études de sites archéologiques qu'ils soient karstiques ou non (Butzer, 1960, 1973, 1977, 1982, 2008 ; Gladfelter, 1981, 1985 ; Laville *et al.*, 1980 ; Brown, 1997, 2008 ; Goldberg *et al.*, 2006, Rapp *et al.*, 2006, Wells, 2001 ; Barton *et al.*, 2002, Bettis *et al.*, 2002). La «géoarchéologie» (Butzer, 1973) est une des formes les plus connues et structurées de l'apport conjoint de ces deux disciplines que sont l'archéologie et la géomorphologie et ce à différentes échelles spatiales et temporelles. Il existe d'autres modes d'interactions et d'apports mutuels comme l'anthropo-géomorphologie ou la géomorphologie sociale (Delannoy, 2013 a et b). Dans l'étude de sites archéologiques et plus particulièrement préhistoriques situés à l'intérieur des cavités, des abris sous roche ou exhumé d'une plaine alluviale, l'objet principal des approches géomorphologiques, sédimentologiques, ou géochronologiques, fut longtemps l'analyse des sédiments fossilisant les vestiges archéologiques afin d'en caractériser l'origine spatiale et l'ancienneté (Butzer, 2008). Cependant, l'implication et l'intégration des méthodes et supports d'analyse géomorphologique dépasse de plus en plus le simple cadre «de l'analyse sédimentaire». En effet, depuis quelques années, de nombreux travaux ont démontré l'efficacité de cette approche pour caractériser et reconstituer le cadre paléogéographique des sites étudiés à différentes échelles spatiales et temporelles (Delannoy *et al.*, 2001, 2004, 2010 ; Bruxelles *et al.*, 2008) mais aussi pour faire la part des processus naturels et anthropiques dans la construction et l'utilisation des sites préhistoriques (Delannoy *et al.*, 2012, 2013). Le travail de recherche géomorphologique présenté dans ce chapitre se situe dans la continuité du paradigme de recherche qui renforce l'intégration du cadre naturel (le relief) pour appréhender la structure spatiale et temporelle des occupations et/ou des fréquentations humaines ainsi que leur interaction avec le site étudié.

Les fréquentations humaines et animales dans la grotte Chauvet sont en grande partie liées à son accessibilité et l'enjeu de ce travail se situe donc dans la détermination des différentes voies d'accès qui ont pu exister pour y accéder. L'objectif de ce chapitre est donc d'appréhender les modalités du processus de fermeture de la grotte Chauvet ainsi que de proposer dans un premier temps, l'examen des caractéristiques topographiques de cette cavité et du relief environnant confronté aux connaissances désormais acquises sur l'évolution des reliefs de gorges de l'Ardèche. Il convient de localiser le secteur géographique par lequel transitaient les hommes et les animaux et pressentir quels ont été les processus qui ont prévalu à sa fermeture.

A la suite de cette description, nous présentons l'étude géomorphologique qui a permis de délimiter spatialement la paléo-entrée de la cavité et de poser les premières hypothèses quant à sa fermeture. L'analyse géomorphologique repose sur la cartographie du dépôt d'écroulement identifié à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité.

7.1. LA COMBE D'ARC, LE PONT D'ARC ET LA GROTTTE CHAUVET

L'objectif est ici de présenter (1) les caractéristiques topographiques du relief aux abords de la grotte Chauvet et (2) l'unité topographique de la zone d'entrée de cette cavité. La description des abords de la cavité permet d'interroger la facture des paysages préhistoriques et la visibilité ou non de la grotte depuis le fond de la vallée. Cette première étape permet également de questionner l'existence d'une seule ou de plusieurs entrées durant les fréquentations humaines et animales de la grotte Chauvet.

7.1.1. Le contexte géographique et topographique

La grotte Chauvet s'ouvre dans la combe d'Arc et est perchée 120 m au-dessus du cours actuel de l'Ardèche (figure 7.1). La combe d'Arc, aussi dénommée le cirque d'Estre, correspond à un ancien méandre abandonné de l'Ardèche (figure 7.2) lié au recoupement karstique du pédoncule calcaire (Nicod, 1997, Mocochain *et al.*, 2009.. Ce recoupement est à l'origine de plusieurs cavités et du spectaculaire Pont d'Arc. Ce dernier se présente sous la forme d'une vaste arche calcaire sous laquelle s'écoule l'Ardèche (73m NGF). La dimension de ce pont naturel (environ 35 mètres de rayon - figure 7.3) est liée à différents processus morphogéniques ; depuis la cavité originelle de recoupement aux phénomènes gravitaires (détente et équilibre mécanique).

Le fond du méandre abandonné se situe entre 87 et 89 m NGF et un épais remplissage de sédiments fins fossilisent le fond du méandre. Ce méandre a un fonctionnement actuel en 'trop plein' et il réutilisé périodiquement (Scheffer *et al.*, 2003) lors d'épisodes de crues exceptionnelles dont le dernier eut lieu le 21 septembre 1890.

L'accès à la grotte Chauvet s'effectue en suivant une vire qu'on peut emprunter depuis le fond de la vallée jusqu'au plateau, en suivant le pendage d'environ 15°. Cette vire correspond à l'inter-banc marneux dans la masse calcaire urgonienne : V3 de quelques mètres d'épaisseur (figure 7.4).

Plusieurs petites cavités de seulement quelques dizaines de mètres de développement s'ouvrent à proximité de cette entrée. La principale est la grotte du treuil, qui sert actuellement de local technique pour les services de la conservation. Une deuxième s'ouvre quelques mètres en contrebas et recèle aussi quelques tracés rouges non datés. Le secteur de l'entrée de la grotte Chauvet, à l'image du reste du versant, est fortement végétalisé. La cavité se développe à une profondeur moyenne de 60 m sous le plateau de la plaine des gras (figure 7.1). Un escarpement quasi-verticale d'une cinquantaine de mètres surplombe l'entrée actuelle de la grotte Chauvet et seul des sentiers escarpés localisés permettent de rejoindre directement le plateau.

Ce plateau, qui est en réalité une très vieille surface d'aplanissement (cf. chapitre 4) est marquée par des formes de lapiaz, parfois démantelée par cryoclastie. Des avens et des cavités recoupées par l'érosion s'ouvrent sur ce plateau mais se situent surtout à proximité de la vallée de l'Ibie. Cette répartition est expliquée par l'histoire géomor-

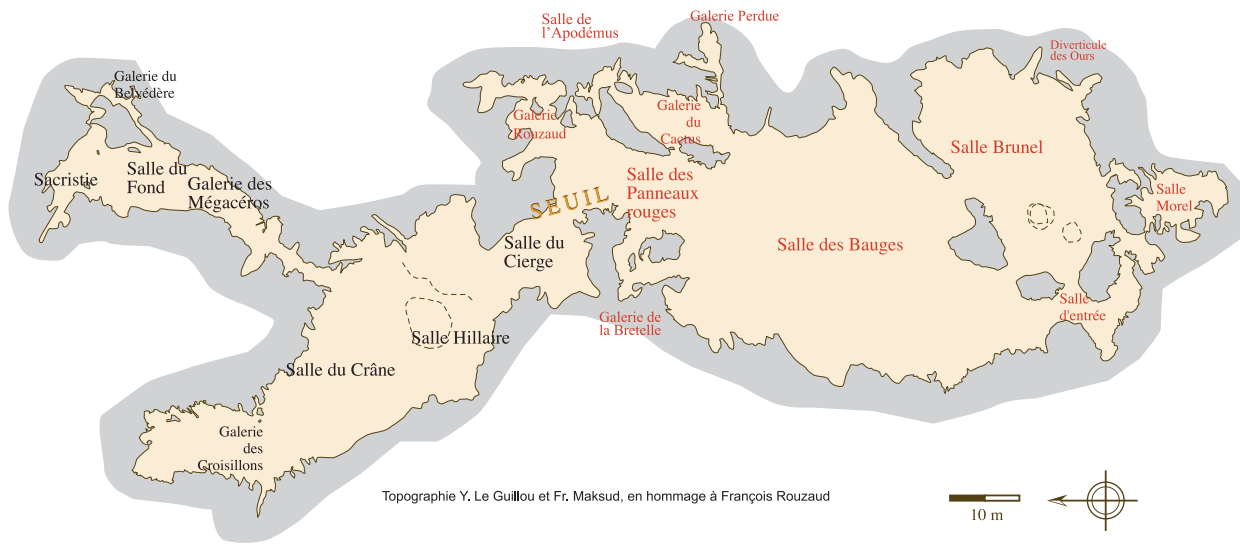
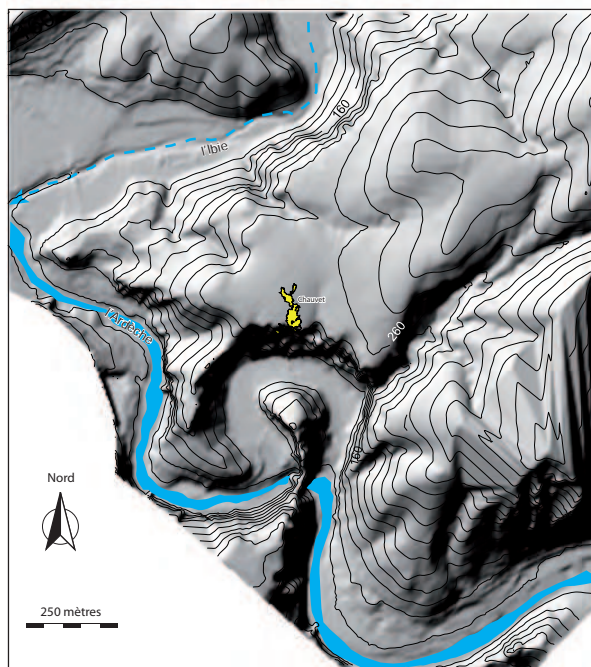
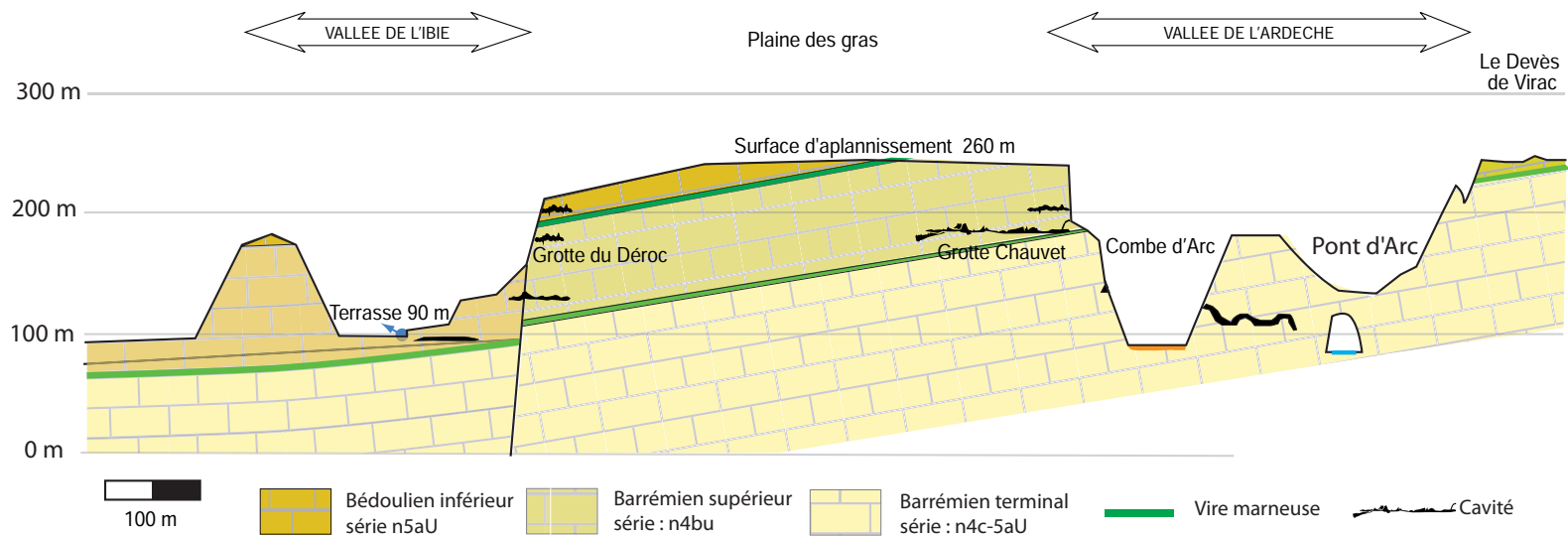


Figure 7.1
Localisation de la grotte Chauvet.



Figure 7.2

Vue oblique de la combe d'Arc lit abandonné de l'Ardèche. Ce méandre fossile fonctionne « aujourd'hui » en trop plein à l'occasion de crues exceptionnelles d'ordre millénaire (photo : conseil général de l'Ardèche). On aperçoit le pont d'Arc au centre du cliché.

phologique de ce secteur (cf. chapitre 6). Ce plateau est actuellement couvert d'une épaisse végétation méditerranéenne composé essentiellement de chênes vert et rend la progression difficile.

7.1.2. Description de la zone d'entrée

La cavité se développe à environ 180/190 m NGF soit de l'ordre de 60 m sous la surface du plateau calcaire de la Plaine des Gras (figure 7.1). Cette cavité se caractérise par une galerie de grandes dimensions (environ 30 m de large), sub-horizontale, et de direction sub-méridienne (figure 7.1). La zone d'entrée fait exception : elle se subdivise en différentes galeries de dimensions modestes qui se ferment rapidement en sifflet (figure 7.5) ou sur des laminoirs peu pénétrables et instables (salle Morel, figure 7.6).

Cette différenciation topographique se marque également au niveau de la géométrie des sols. Alors que la grotte Chauvet se caractérise par la planéité des sols (entre 0 et 3° environ), la zone d'entrée (depuis la cavité en direction de l'extérieur) présente une pente qui peut atteindre les 35° dans les terminaisons les plus méridionales. La rupture de pente qui marque le talus d'éboulis obstruant la paléo entrée et les sols plans de la cavité est bien visible au niveau de la salle des Bauges (figure 7.7). Un grand nombre



Figure 7.3

L'arche naturelle du Pont d'Arc, stade avancé d'un recoupement de méandre par capture karstique. C'est aussi un objet très structurant du paysage environnant la grotte Chauvet.

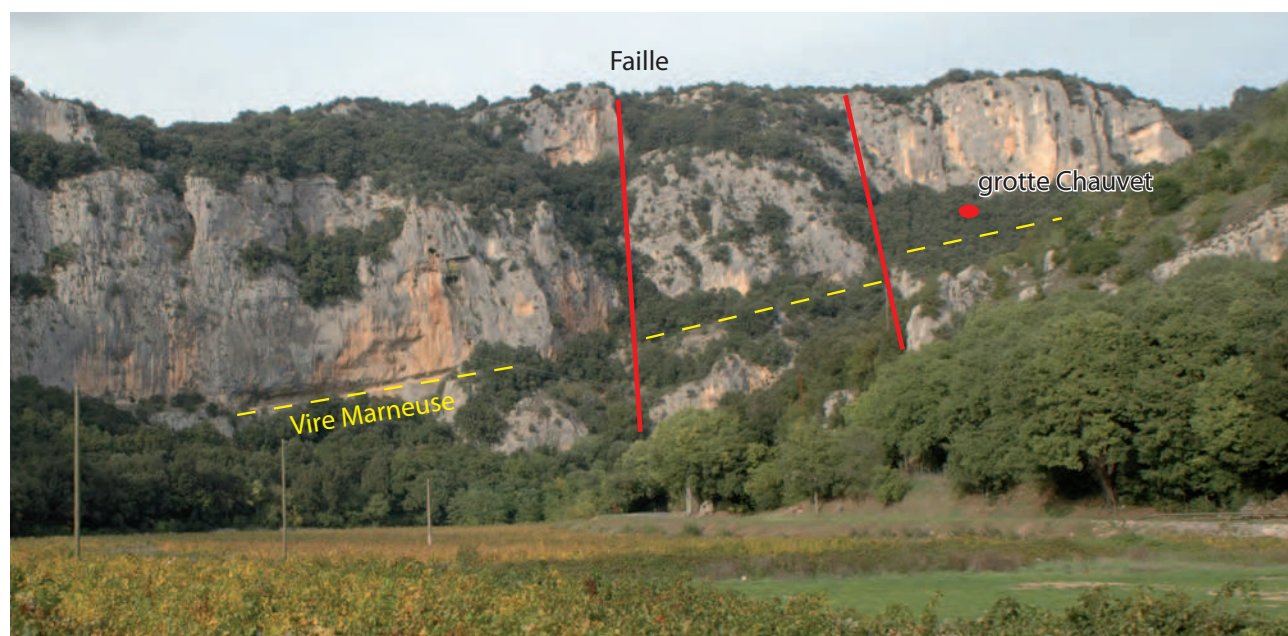


Figure 7.4

Localisation de la grotte Chauvet dans l'escarpement calcaire de la Combe d'Arc. Le sentier d'accès suit la vire marneuse V3 au pendage de 15° environ.

Figure 7.5

Photo 1 (A, B, C, D) : Vues de conduits de la zone d'entrée. Cette mosaïque de photos présente les différents types de fermeture de la grotte Chauvet par le matériel issu des écroulements de la corniche urgo-nienne qui surplombait le porche préhistorique. On note sur l'ensemble de ces clichés le relèvement du sol en direction du plafond. La salle Morel (cf. fig. 5) présente une autre morphologie de fermeture (abaissement du plafond en direction du sol). Clichés S. Jaillet.



d'empreintes d'ours, d'ossements (rivière d'os) et de restes charbonneux sont présents sur le sol de cette salle ce qui permet de dire que la surface de ses sols a peu évolué depuis les fréquentations humaines et animales. Cette surface constitue un premier niveau repère dont l'altitude de celui-ci est compris entre 187 et 188 mètres NGF

La zone d'entrée se différencie également du reste de la cavité par l'abondance du matériel clastique à l'origine de la fermeture des réseaux : il est de plus en plus abondant à mesure qu'on se dirige vers le sud (vers l'extérieur) jusqu'à rejoindre le plafond des conduits souterrains. L'accès à la grotte se fait aujourd'hui par un boyau et un puits qui ont permis sa découverte en 1994. Cet accès de petite dimension, aménagé pour les études et la conservation n'est pas l'entrée originelle. Cette dernière est à présent obturée par un épais tablier d'éboulis, de blocs et de clastes dont certains sont d'origine cryoclastique et d'autres proviennent de la détente mécanique de la voûte sus jacente.

Deux « ensembles » ont

été rapidement distingués du fait de leur différence à la fois topographique et morphologique : la « salle Morel » et les « réseaux de la zone d'entrée ».

La salle Morel (figure 7.6) qui possède quelques signes rouges et restes osseux datés de 22 861 cal BP (+/-150 ; Philippe *et al.*, 2003, 2005), se caractérise par une morphologie engendrée par la détente mécanique généralisée liée à la proximité du versant et par une ambiance très sèche. Les nombreux blocs présents au sol sont liés à la décompression mécanique ; de nombreuses racines d'arbres pendent du plafond et se développent à la surface de la salle. Celle-ci se termine vers le sud sur des laminoirs qui se pincent rapidement. Cette salle se raccorde au reste de la grotte via des étroitures plus ou moins pénétrables (carte hors-texte). L'accès se fait aujourd'hui par une seule étroiture entre d'anciens édifices stalagmitiques ; ce passage a été élargi lors des premières explorations suite à la découverte de la cavité.

Les « réseaux de la zone d'entrée » (figure 7.7) sont également affectés par des phénomènes de détente mécanique. Celle-ci s'exprime, néanmoins, différemment : elle se présente sous forme de voûtes d'équilibre qui se sont agencées aux dépens de la galerie originelle à coupoles et pendants de voûte (figure 7.8). En dehors des rares secteurs recouverts par un mince encroûtement stalagmitique et de stalagmites décimétriques, les conduits se caractérisent par d'abondants dépôts clastiques rapportés à deux familles: (1) des blocs calcaires de grande taille (pluri-décimétrique à pluri-métrique) le plus souvent alignés le long des parois ou coincés devant des obstacles (pendants de voûte ou anciennes concrétions) et (2) des débris anguleux de petite dimension (4 à 10 cm), rapportés à la mise en place des voûtes d'équilibre (figure 7.9).

Figure 7.6

La Salle Morel. Bien que la salle Morel présente des témoins archéologiques et paléontologiques similaires à la grotte Chauvet (ponctuations rouges, ossements grosse faune paléolithique), la question reste posée des relations entre cette salle et le reste de la cavité. Seul un passage étroit ouvert par les inventeurs permet d'accéder à cette salle. Celle-ci se caractérise par une détente mécanique généralisée ici visible sur la droite de la photo (édifices stalagmitiques cassés en différents endroits). Cliché S. Jaillet



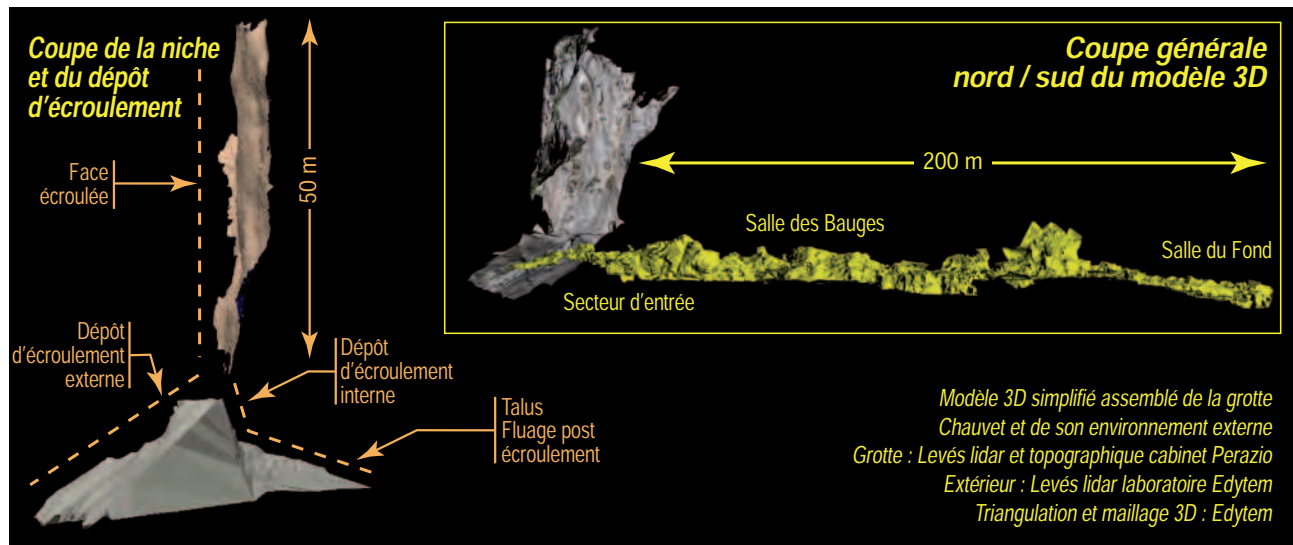


Figure 7.7

Coupe développée de la grotte Chauvet dans son contexte géographique. Cette coupe issue des relevés lasergrammétriques offre une bonne lecture d'ensemble de la grotte Chauvet. Cette cavité se caractérise par son profil sub-horizontale hormis à proximité du versant. On y relève une remontée nette du plancher suivie d'une redescente, expression du talus d'éboulis qui ferme l'entrée préhistorique de la grotte. On note également la diminution de la hauteur de la galerie liée à son « ennoisement » par la masse écroulée.



Figure 7.8

Coupoles et voûte d'équilibre des réseaux de la zone d'entrée. La réalisation de la voûte d'équilibre gomme les morphologies phréatiques initiales (coupoles de plafond). Cette dynamique progressive se traduit par la desquamation des parois et de la voûte et la production de clastes de petite dimension. Cliché J.-J. Delannoy.



Si une part importante de la morphologie initiale de la galerie a été gommée dans cette partie de la cavité par la détente mécanique, des pendants et coupoles de voûte ainsi que d'anciennes générations de concrétions sont encore visibles. Certains de ces pendants portent des impacts de chocs, tous tournés vers le sud, c'est-à-dire en direction de l'extérieur (figure 7.10). Ce premier niveau de description souligne l'existence de différentes familles de dépôts clastiques qui restent à replacer dans le canevas morphogénique de la cavité et de sa fermeture. La différence entre la salle Morel et les autres réseaux de la zone d'entrée interroge compte tenu de leur proximité géographique.

Ces premières données sont à croiser avec l'environnement extérieur. Celui-ci, à proximité de l'entrée préhistorique, présente deux entités morphologiques : (1) « une » vaste niche d'arrachement à l'aplomb des réseaux de la zone d'entrée (Figure 7.11) ; bien visible dans le paysage, cette niche affecte la corniche calcaire urgonienne sur toute sa hauteur (Delannoy *et al.*, 2004) ; (2) un cône d'éboulis de gros blocs situé sous la niche d'arrachement et d'extension modeste tant latéralement que longitudinalement (trentaine de mètres). Ces différents éléments suggèrent une relation de cause à effet entre la niche d'arrachement, le cône d'éboulis sous-jacent et la fermeture de l'entrée préhistorique de la cavité.

Afin d'appréhender la répartition spatiale du dépôt d'éroulement tant à l'intérieur de la cavité qu'à l'extérieur, ainsi que pour appréhender les modalités de la fermeture de la grotte, il était important de développer une approche méthodologique permettant de recouper sur un même support les informations morphogéniques reconnues à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité. L'approche mise en place repose sur la cartographie géo-

Figure 7.9

Base de l'éboulis d'entrée. Cette photo permet de visualiser les éléments majeurs de la zone d'entrée de Chauvet. A droite du personnage, on peut relever la présence de gros blocs qui ne proviennent pas du plafond comme en témoignent les coupoles et la voûte d'équilibre. La masse rocheuse issue de l'éroulement de la corniche ennoie la galerie sur une certaine hauteur comme le souligne le contact de l'éboulis avec le pendant de voûte (en arrière-plan). L'éboulis de blocs est recouvert par des clastes de desquamation (1er plan à gauche) eux-mêmes scellés par un encroûtement stalagmitique holocène. Cliché S. Jaillet.

Figure 7.10

Impact de chocs sur les pendants. La reconnaissance d'impacts de chocs sur des pendants de voûte (calcaire ou calcite) et sur d'anciens édifices stalagmitiques révèle l'énergie cinétique des blocs qui ont pénétré à l'intérieur de la cavité. Cette énergie peut être ici rapportée à la hauteur de chute de ces blocs (écroulement de la corniche). Cliché S. Jaillet.

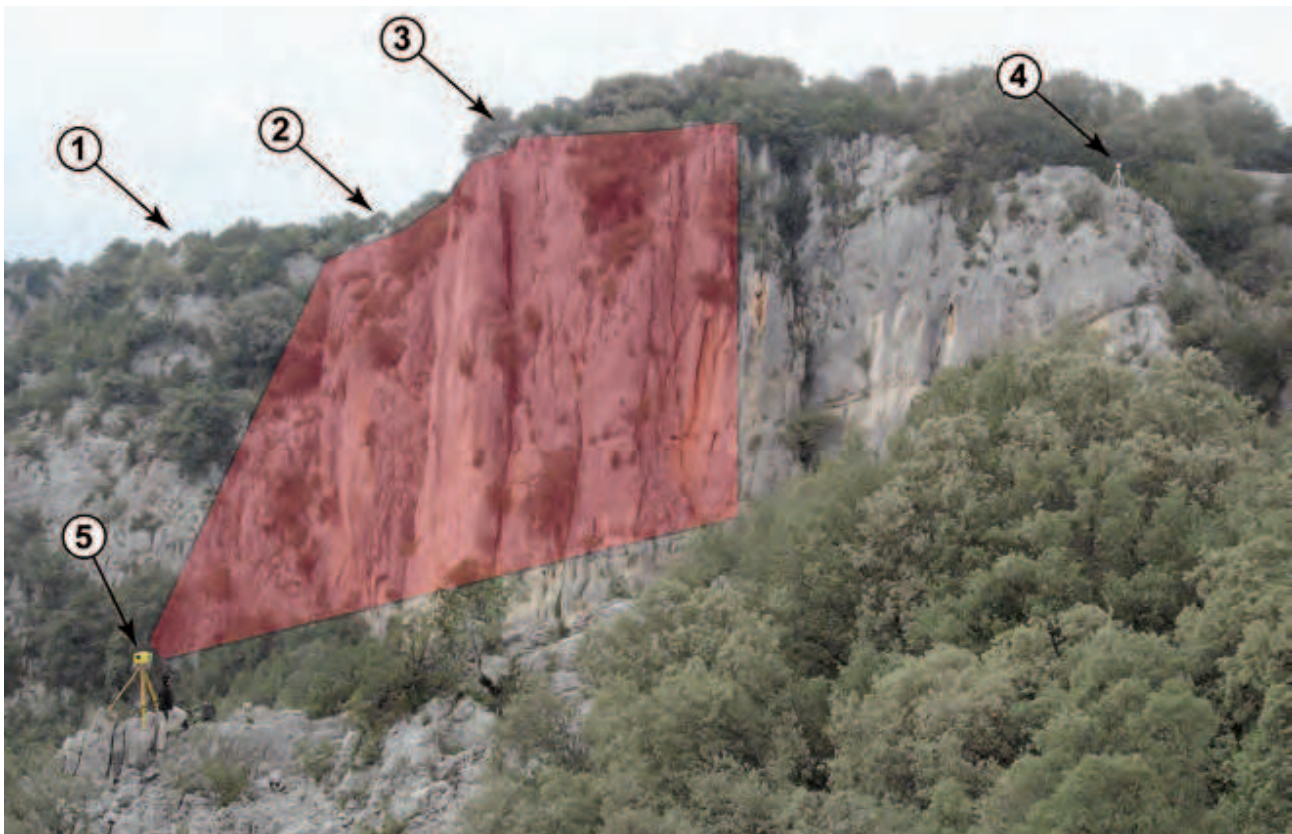


Figure 7.11

Corniche calcaire au-dessus de la zone d'entrée de la grotte Chauvet. On relève au centre de la photo la niche d'écroulement. Celle-ci est limitée à gauche par une zone broyée longeant une faille senestre et à droite par le rocher d'Abraham. Ce « rocher » a été un des points de référence pour reconstituer la géographie de la corniche urgonienne avant les écroulements qui ont fermé l'entrée préhistorique de Chauvet. On relève également sur cette photo le pendage généralisé vers l'ouest (vers la gauche). L'acquisition 3D est faite avec un lidar terrestre Optech Ilris (position 5). Le référencement du modèle est fait par des sphères (1 - 4) elle-même positionnées par GPS différentiel. Cliché S. Jaillet.

morphologique couplée à de la modélisation 3D. Dans ce chapitre nous présentons les apports de l'étude géomorphologique dont la carte géomorphologique a été un support d'analyse privilégié.

7.1.3 La cartographie géomorphologique : un support d'analyse pertinent pour l'étude du dépôt d'écroulement

Dès les premières années de l'étude scientifique de la grotte Chauvet, une cartographie géomorphologique des sols au 1/50ème a été réalisée afin de pouvoir croiser les objets géomorphologiques, préhistoriques et paléontologiques, à la fois, dans l'espace et dans le temps (Delannoy *et al.*, 2001 ; 2004). Cette approche détaillée et exhaustive avait pour objet de reconstituer la morphologie et la dynamique de la cavité contemporaine des occupations humaines et animales et d'appréhender son évolution depuis le Paléolithique supérieur afin de mesurer l'état de conservation des œuvres pariétales et des vestiges paléontologiques. Motivés par les questionnements de fermeture, une attention particulière a été portée à partir de 2005 sur la zone d'entrée de la grotte. Une cartographie à plus haute résolution des galeries a été réalisée afin de caractériser finement l'éboulis qui ferme la cavité.

Afin de discriminer et comprendre les processus morphogéniques, ce travail a été mené sur toutes les parties visibles de l'éboulis tant à l'intérieur qu'à l'extérieur de la cavité (carte hors-texte). Cette approche cartographique a été couplée à des coupes transversales et longitudinales afin d'intégrer les informations contenues au plafond et sur les parois des galeries souterraines (pour l'éboulis interne) ainsi que celles provenant des observations de la corniche dominant la paléo-entrée de la grotte Chauvet (pour l'éboulis externe). Ce travail cartographique a été un vecteur pertinent pour (1) distinguer les différents processus qui sont intervenus dans la morphogenèse du secteur étudié, (2) travailler sur l'emboîtement spatial des différents dépôts et formes présents à la surface de l'éboulis et (3) mettre en place une chronologie relative des différents événements qui ont marqué la genèse du relief aujourd'hui visible. Lors des relevés cartographiques, l'accent a été mis sur la discrimination entre, d'une part, les formes et dépôts antérieurs à « la » fermeture de la cavité et, d'autre part, ceux postérieurs à celle-ci. Pour que les informations issues des deux pans de l'éboulis (interne et externe) puissent être spatialement corrélées, une base topographique commune et géo-référencée a été réalisée par nos soins.

7.2 RÉSULTATS DE L'ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DU DÉPÔT D'ÉCROULEMENT

7.2.1. Données morphogéniques issues de la cartographie de l'éboulis interne

La cartographie géomorphologique a permis de préciser les facteurs déterminant l'emprise spatiale de l'éboulis, de les replacer dans un contexte morphogénique et de proposer un cadre chronologique de leur déroulement. L'approche géomorphologique a également permis de distinguer la morphogénèse des « réseaux de la zone d'entrée » et de la salle Morel.

7.2.1.1 *Les réseaux de la zone d'entrée*

L'attention a été portée sur la surface de l'éboulis afin de pouvoir mieux contraindre son origine. Sa surface est essentiellement composée de clastes débités en feuillets de 0,5 à 3 cm d'épaisseur (pour une longueur de 5 à 10 cm) : ces clastes sont rapportés aux phénomènes de détente mécanique liée à la proximité du versant (réalisation de voûte d'équilibre : figure 7.8 et 7.9). Ce niveau de clastes repose sur un éboulis de blocs dont certains sont pluri-métriques. Plusieurs arguments indiquent que ces blocs proviennent de l'extérieur :

- le premier d'entre eux est la non correspondance systématique entre la présence de ces blocs et la morphologie phréatique ou d'équilibre des plafonds sus-jacents (figure 7.9) ;
- le deuxième se rapporte à la pente et la structure de l'éboulis de blocs qui indique une progradation du sud vers le nord, de l'extérieur vers la grotte ; les blocs visibles les plus importants se situant le plus en aval ;
- le dernier indice est la présence au plafond d'impacts de chocs (sur pendants ou anciennes concrétions) tous tournés vers le sud (figure 7.10 et figure 7.12). Ces impacts sont à relier à l'arrivée de blocs à l'intérieur de la cavité ayant acquis une forte énergie cinétique. C'est cette même énergie cinétique qui est responsable de la présence de gros blocs jusqu'au débouché des salles Brunel-Deschamps et des Bauges (figure 7.9), soit à une vingtaine de mètres de l'apex de l'éboulis.

L'ensemble de ces indices souligne que l'énergie associée à la mise en place de l'éboulis était importante. Nous pouvons rattacher sa genèse à « un » important écoulement provenant de l'escarpement calcaire qui domine la cavité (cf. niche d'arrachement au dessus de la paléo-entrée ; figure 7.11). La structure de l'éboulis suggère l'existence « d'un » événement gravitaire majeur, bien qu'à ce stade, nous ne puissions affirmer qu'il soit le seul responsable de la fermeture de l'entrée. L'arrivée de cette masse de blocs a eu pour effet d'envoyer la galerie d'entrée. Le caractère « labyrinthique » des réseaux de l'actuelle zone d'entrée correspond aux vides qui n'ont pas été colmatés au plafond

: ces vides correspondent aux inter-pendants de voûte.

Suite à « cet » événement, les réseaux de la zone d'entrée ont été soumis à la détente mécanique : réalisation de voûtes d'équilibre et mise en place d'une couverture de clastes de desquamation. Cet éboulis de clastes est ponctuellement scellé par des encroutements calcaires et des stalagmites. L'observation de ces concrétions souligne que l'éboulis a connu (et connaît peut-être encore) des phénomènes de fluage comme en témoigne, d'une part, la déconnexion des stalagmites avec leur alimentation stalactitique et, d'autre part, le caractère translaté de certaines stalagmites (figures 7.13 et 7.14). Ce phénomène de fluage est relativement « ancien » si on se réfère à l'âge des concrétions qui l'ont enregistrées (Delannoy *et al.*, 2004 ; Genty *et al.*, 2005).

A l'aval, l'éboulis se raccorde au plancher de la salle des Bauges (187 m NGF). Ce niveau constitue un plan de référence contraignant la paléo altitude de la surface existant avant la fermeture de l'entrée. En effet, le sol de cette salle est jonchée de témoins archéologiques (os plantés) et paléontologiques (ossements, empreintes d'ours) contemporains

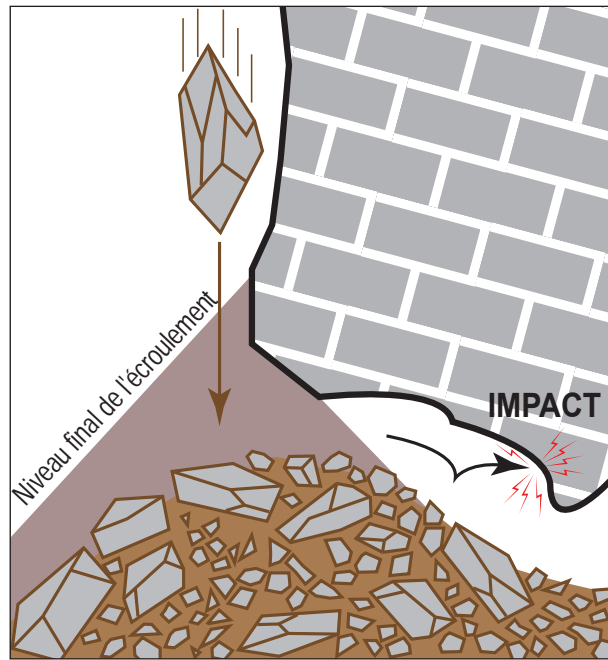


Figure 7.12
Impacts et chocs lors de la chute des éléments rocheux depuis la niche d'arrachement. A partir d'un certain niveau de remplissage, plus aucun élément ne pénètre dans la cavité.

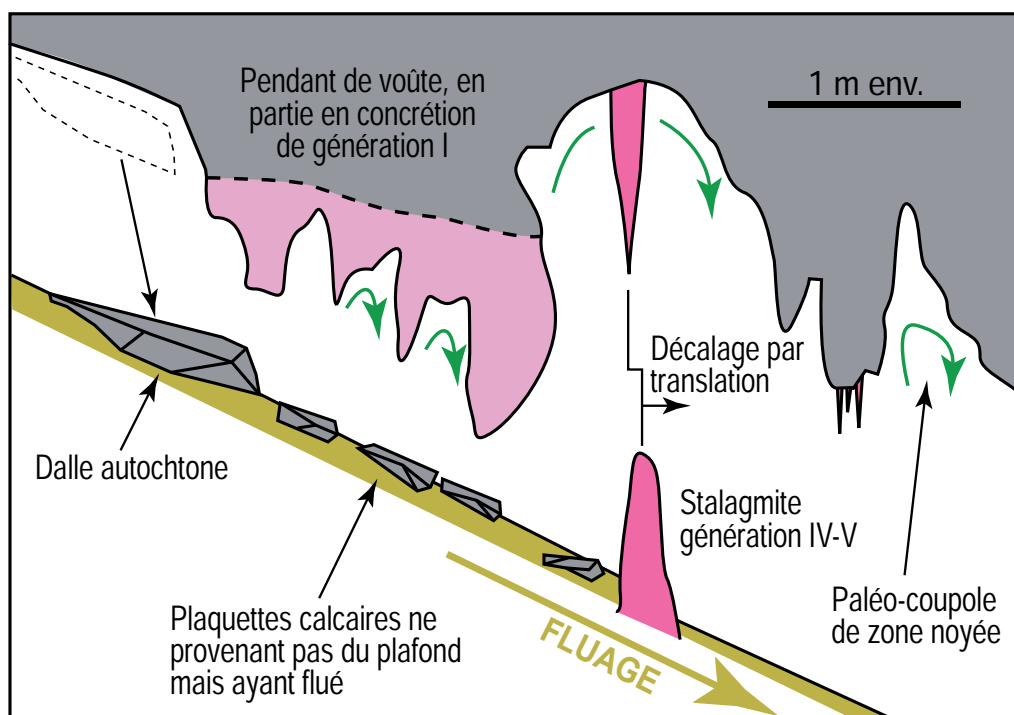


Figure 7.13
Le fluage du talus, à l'intérieur de la cavité, postérieurement à l'écroulement, engendre un décalage des stalagmites par rapport aux stalactites qui les ont alimentées (in Delannoy *et al.*, 2010).

Figure 7.14

Stalagmite décalée de la salle d'entrée. Ce décalage de la pointe de la stalagmite par rapport à la stalactite qui l'alimentait témoigne du fluage, toujours actif du dépôt d'écroulement. Cliché J.-J. Delannoy.



des occupations humaines et animales de la grotte. Cette altitude est, par ailleurs, confirmée avec la découverte archéologique d'un niveau de fréquentation dans la partie distale de l'éboulis (Gély *et al.*, 2010).

7.2.1.2. La salle Morel

La salle Morel a été, dès le début de l'étude scientifique de la cavité, l'objet de questions tant archéologiques que paléontologiques. Est-ce que la salle Morel constituait un diverticule latéral de la grotte Chauvet qui pouvait être accessible depuis la zone d'entrée ou bien la salle Morel constituait-elle une grotte « à part » avec sa propre entrée et qui a connu sa propre dynamique de fermeture ? Une attention a tout

d'abord été portée aux connexions actuelles pénétrables ou non entre « l'actuelle » grotte Chauvet et la salle Morel. Lors des occupations préhistoriques, seule une connexion de taille réduite (étroiture du diverticule des passerelles : carte géomorphologique H.T.) existait entre cette salle et le reste de la grotte. Celle-ci a été élargie après la découverte de la grotte pour accéder à cette salle.

L'étude géomorphologique indique que, contrairement aux conduits de la zone d'entrée, le sol n'est pas impacté par du matériel provenant d'un éboulement. Les blocs présents au sol proviennent ici de l'effondrement de pans de plafond (détente mécanique) et de l'éclatement de massifs stalagmitiques. On relève une présence accrue de ces blocs en direction du versant ; de plus la présence d'édifices stalagmitiques cassés ne se retrouve dans aucun autre secteur de la cavité. On note également que le plafond s'abaisse fortement dans cette direction et souligne ainsi une configuration différente des conduits de la zone d'entrée où ce sont les sols qui remontaient en direction de l'extérieur (figure 7.15).

De ces observations, il ressort que la morphologie de la salle Morel est en grande partie due à la détente mécanique liée à la proximité du versant ; détente qui s'exprime de manière différente réseaux de la zone d'entrée (voûte d'équilibre). Les modalités de fermeture de la salle Morel seront discutées plus loin à partir des données issues du modèle 3D (chapitre 8).

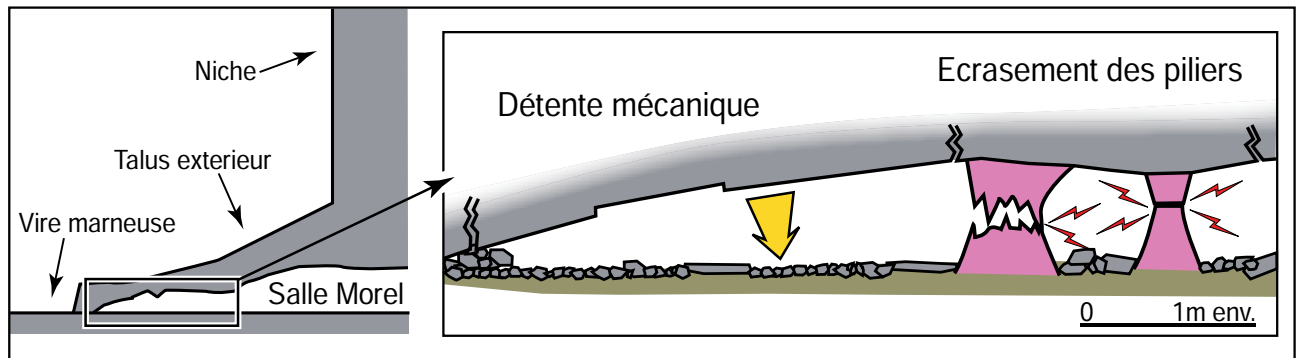


Figure 7.15

La salle Morel. Coupe synthétique de la salle Morel et mise en évidence des phénomènes de détente mécanique et d'écrasement des piliers stalagmitiques (in Delannoy et al., 2010).

7.2.2. Les données morphogéniques issus de l'étude du dépôt d'écroulement externe. : Identification d'un ancien prolongement de la grotte Chauvet

La cartographie de l'éboulis extérieur a été menée sur la même base méthodologique que celle développée pour l'étude de la cavité. Une attention particulière a été portée sur l'escarpement calcaire qui domine la paléo-entrée de la cavité et sur le versant situé en contrebas. Deux données majeures ont pu être identifiées (carte géomorphologique H.T.) :

- le caractère très localisé des blocs écroulés. Ceux-ci paraissent canalisés dans un ancien « couloir »
- l'identification du prolongement extérieur de la grotte Chauvet. Dômes stalagmitiques, coulées stalagmitiques et anciens dépôts de rivière souterraine permettent de reconstituer le tracé d'une paléo-galerie dans l'exact prolongement de la galerie principale de la grotte Chauvet (figure 7.16 et 7.17) (Delannoy et al., 2010). Cette paléo-galerie est aujourd'hui recoupée par la surface topogra-



Figure 7.16

Concrétions extérieures. Dans le prolongement extérieur de la grotte Chauvet et au pied de l'éboulis externe, on peut observer des édifices stalagmitiques, aujourd'hui à l'air libre. Ces édifices sont les témoins d'une paléo-galerie de la grotte Chauvet qui a été décapitée par le recul du versant lié à l'encaissement de l'Ar-dèche. Ces témoins ont permis de caler altimétriquement la base de la galerie originelle de la grotte Chauvet. Cliché J.-J. Delannoy.

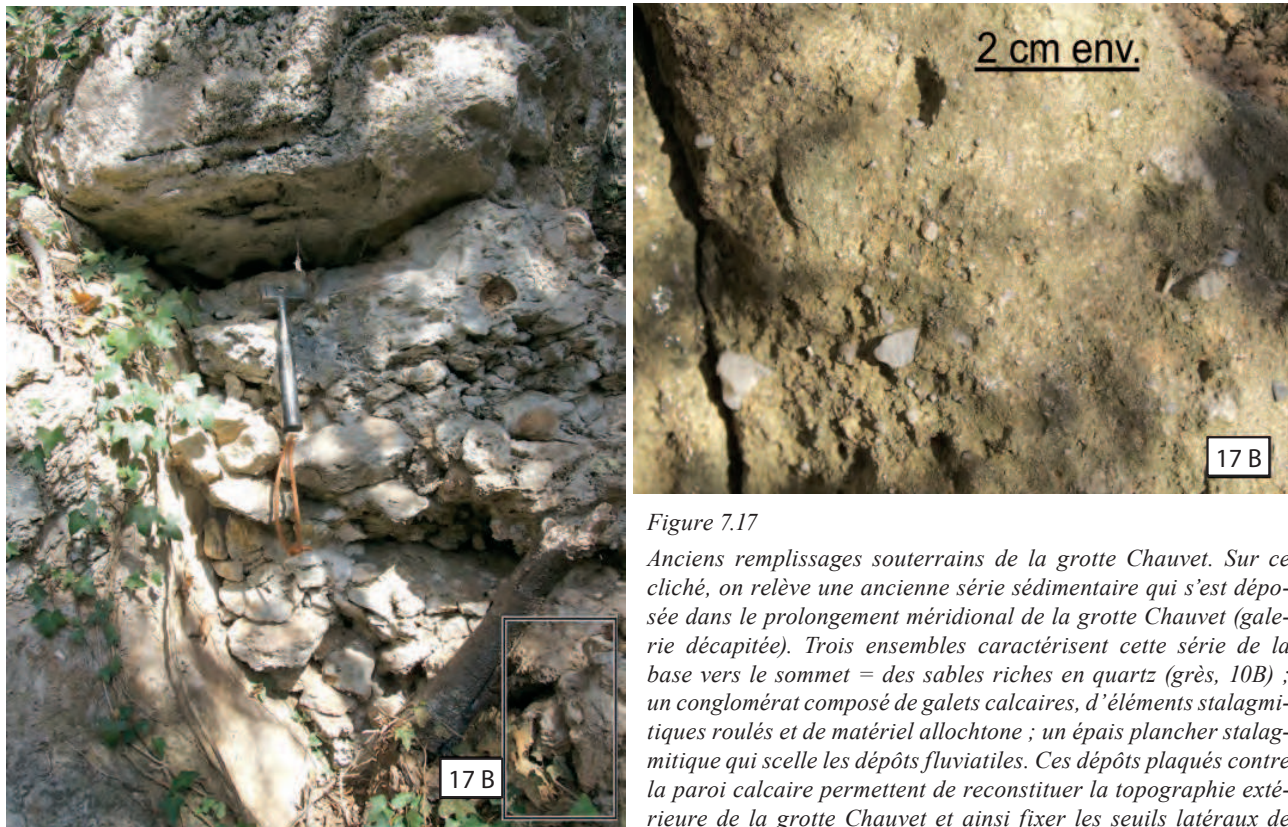


Figure 7.17

Anciens remplissages souterrains de la grotte Chauvet. Sur ce cliché, on relève une ancienne série sédimentaire qui s'est déposée dans le prolongement méridional de la grotte Chauvet (galerie décapitée). Trois ensembles caractérisent cette série de la base vers le sommet = des sables riches en quartz (grès, 10B) ; un conglomérat composé de galets calcaires, d'éléments stalagmitiques roulés et de matériel allochtone ; un épais plancher stalagmitique qui scelle les dépôts fluviatiles. Ces dépôts plaqués contre la paroi calcaire permettent de reconstituer la topographie extérieure de la grotte Chauvet et ainsi fixer les seuils latéraux de l'ancien porche. Cliché J.-J. Delannoy.

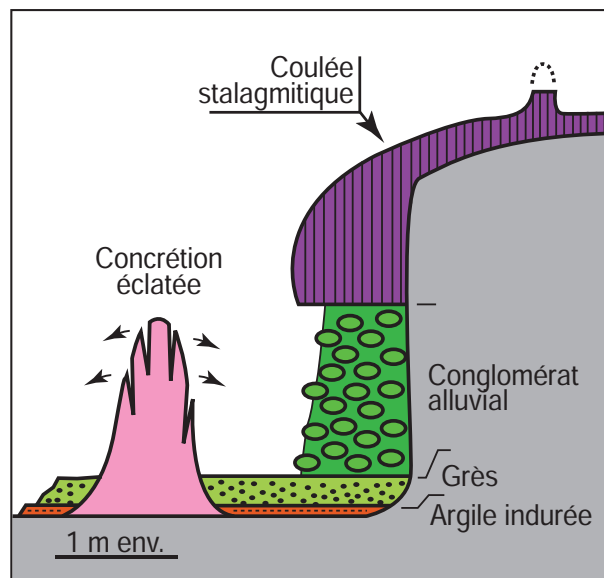
phique. L'analyse spatiale de la répartition du matériel clastique indique que cette espace constitue une zone d'accumulation préférentielle.

L'identification d'une paléo-grotte Chauvet repose sur les éléments suivants (figure 7.18) :

- la présence du bed-rock de la grotte Chauvet vers 180 m NGF, soit 7 mètres en contre-bas du plan de référence de la cavité (salle des Bauges : 187 m NGF). Ce bed-rock est surmonté par de puissants édifices stalagmitiques (figure 7.18) ;
- ce même bed-rock est fossilisé par du matériel transporté par une ancien écoulement souterrain. On relève, en effet, la séquence suivante : matériel sableux riche en quartz et fortement induré (grès) surmonté par un conglomérat composé de débris calcaires, de concrétions et de rares éléments allochtones.) (figure 7.17 B). La reconnaissance de ces dépôts alluviaux complète les observations réalisées sous terre : seul le matériel limono-argileux à passées sableuses avait pu être identifié dans la grotte Chauvet

Figure 7.18

Coupe transversale schématique de la galerie décapitée (partie méridionale du dépôt d'écroulement). Une séquence alluviale est scellée par un important massif stalagmitique. L'ensemble est mis au jour par le recul du versant au cours du Quaternaire puis est affecté par l'écroulement en masse (in, Delannoy et al., 2010).



en effet, la séquence suivante : matériel sableux riche en quartz et fortement induré (grès) surmonté par un conglomérat composé de débris calcaires, de concrétions et de rares éléments allochtones.) (figure 7.17 B). La reconnaissance de ces dépôts alluviaux complète les observations réalisées sous terre : seul le matériel limono-argileux à passées sableuses avait pu être identifié dans la grotte Chauvet

(observations au sol et dans le soutirage de la salle Hillaire : Kervazo *et al.*, 2003 ; Perroux *et al.*, 2010) ;

- ce matériel fluviatile est scellé en plusieurs points par du concrétionnement (coulees et plancher stalagmitique). On relève que ce concrétionnement est présent sur le rebord oriental de la paléo-cavité. Cette distribution spatiale du concrétionnement est conforme aux observations réalisées sous terre : le pendage des assises calcaires vers l'ouest favorise les écoulements interbanes et le concrétionnement à leurs débouchés dans la galerie (paroi est). L'identification de la paléo-paroi orientale constitue un nouveau plan de référence dans la géométrie du porche d'entrée avant sa fermeture ;

- les blocs écroulés reposent sur le matériel fluviatile et/ou les planchers stalagmitiques (figure 7.19) Cette observation est essentielle car elle permet de fixer un autre niveau repère topographique anté-écroulement.

La cartographie géomorphologique a également permis de reconnaître et de positionner dans l'espace un pan de paroi et de plafond sous l'entrée actuelle de la grotte (porte) ; cette reconnaissance est essentielle pour poser les limites spatiales du paléoporche de la cavité. Les relevés cartographiques confirment (1) l'indigence de blocs issus de l'écroulement dans la partie inférieure du versant (sous la côte 183 m NGF) et (2) le caractère excentré de la salle Morel par rapport à la masse écroulée.

Par le biais de l'approche géomorphologique, l'étendue de ce que pouvait être l'ancienne entrée de la grotte Chauvet a pu ainsi être spatialement délimitée. Le fait d'avoir mis en évidence que la salle Morel était spéléologiquement indépendante de la grotte Chauvet, permet d'avancer que l'ancienne entrée se situait dans l'exact prolongement de la galerie principale (salle des Bauges et galerie des Passerelles). La reconnaissance des formes et des formations du karst, par le biais de la cartographie géomorphologique, constitue une base de réflexion objective pour l'analyse des processus à l'origine de la

*Figure 7.19
Tabliers de blocs sur l'éboulis externe. Cette photo illustre la morphologie externe de l'éboulis responsable de la fermeture de la grotte. Il se caractérise en surface par un ensemble de dalles calcaires pluri-métriques ayant une pente généralisée d'une trentaine de degrés. La dalle sous le personnage constitue un des termes aval du cône d'éboulis ; elle repose directement sur les remplissages alluviaux gréseux (cf. figure 7.17B).
Cliché S. Jaillet.*



fermeture de la grotte. En croisant l'ensemble des données morphogéniques présentées dans ce chapitre ainsi que les données disponibles dans la littérature, il est possible d'élaborer un premier cadre géométrique et chronologique à la fermeture de la cavité.

7.3 IDENTIFICATION DE SURFACES GÉOMORPHOLOGIQUES REPÈRES ET ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DE LA ZONE D'ENTRÉE DE LA GROTTTE CHAUVET

L'analyse de la disposition des différents éléments constituant le dépôt d'éroulement par rapport aux témoins marquant le prolongement de la grotte Chauvet vers l'extérieur permet de préciser quel a été le contexte topographique précédant l'éroulement de la corniche calcaire surplombant l'entrée de la grotte.

- (1) La paléo zone d'entrée est issue du recouplement par érosion régressive de la grotte Chauvet qui se prolongeait alors plus vers le sud. Ce recouplement peut être ici rapporté à l'incision de l'Ardèche et plus spécifiquement du méandre de la combe d'Arc.
- (2) La paléo-cavité décapitée par la surface topographique s'apparente alors à un couloir à l'air libre. Ce couloir constitue une plateforme dans le prolongement de l'entrée préhistorique de la grotte ; c'est, par ailleurs, une aire de réception suffisamment vaste pour accueillir tout ou partie de l'éroulement.
- (3) Cette plateforme, bordée pour au moins un côté par des reliques de parois de grotte a favorisé l'accumulation des blocs se détachant de la paroi ce qui explique ainsi la faible extension latérale et frontale du cône d'éboulis.

L'étude géomorphologique du dépôt d'éroulement à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité a aussi permis de poser un premier cadre géométrique et chronologique (relatif) à partir de l'analyse des surfaces géomorphologiques identifiées. Ces différentes surfaces ont été « classées » par ordre chronologique depuis S0 jusque S5 et sont résumées dans la figure 7.20. Ce schéma conceptuel montre que l'actuelle surface topographique de l'éboulis résulte de 6 surfaces successives. Toutes ces surfaces sont individuellement isochrones sauf la S4. Cette dernière est le résultat de réajustements qui se sont étalés dans le temps ; cette surface n'a donc pas le même âge en tout point de sa géographie. Une telle approche offre l'avantage de raisonner en termes de succession d'événements et oblige à attribuer chaque portion du « paysage karstique » à une phase de mise en place.

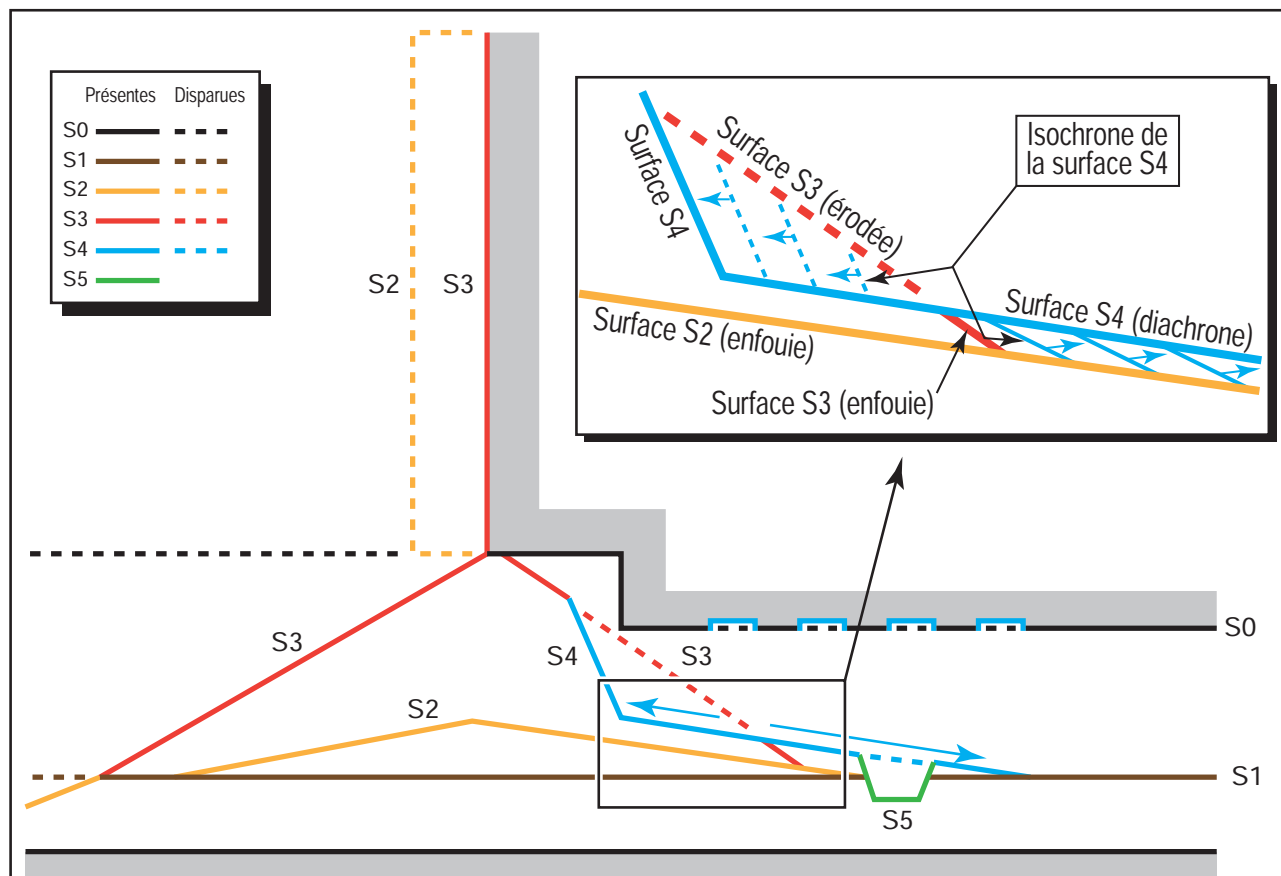


Figure 7.20

Schéma conceptuel de l'emboîtement des surfaces. Sur cette figure, ont été portées les différentes surfaces visibles dans les réseaux d'entrée et à l'extérieur. La surface 0 correspond à la galerie initiale (morphologies phréatiques et bedrock visible) ; la S1 correspond au plancher de référence dans la cavité (sol de la Salle des Bauges : 187 m NGF) ; la S2 illustre le sol du paléo-porche de la cavité et le tracé de la corniche urgonienne avant les phénomènes d'écroulement ; la S3 caractérise la morphologie consécutive de l'écroulement de l'écaille calcaire et de la fermeture de la cavité ; la S4 met en avant l'évolution du talus d'éboulis (fluage, éboulis de clastes) ainsi que les réajustements mécaniques au plafond des réseaux d'entrée ; la S5 correspond à la phase de soutirage récente et toujours active.

7.4 CONCLUSIONS

La description et l'analyse géomorphologique du secteur d'entrée de la grotte Chauvet a permis d'identifier la paléo zone d'entrée de la grotte Chauvet. Elle se situait dans l'exact prolongement de la salle des Bauges et s'apparentait à une vaste plateforme d'une largeur de 30 m environ et se prolongeant jusqu'à la rupture de pente marquée actuellement par la paroi en deçà de la cote 183 m NGF (cf. carte hors texte). Cette largeur est, par ailleurs, cohérente avec celle de la salle des Bauges. L'analyse géomorphologique, construite à partir d'une cartographie détaillée du secteur d'étude a aussi permis de poser les premiers jalons d'un scénario d'évolution morphogénique de la zone d'entrée *s.l.* en laissant toutefois en suspens différentes questions portant sur la dynamique de la fermeture et la morphologie de l'ancienne entrée. En effet, l'analyse

du dépôt d'écroulement ne permet pas (1) d'appréhender si la fermeture de la grotte Chauvet relève d'une dynamique monophasée ou polyphasée et (2) de reconstituer la topographie de la zone d'entrée.

Ces questions en suspens proviennent de l'impossibilité d'intégrer la totalité des indices de terrain sur un support 2D du fait de leur position en différents points de l'espace notamment en Z. En effet, la reconstitution de la paléo-topographie en 3D impose de prendre en compte la position des plafonds de la cavité. De plus, la dynamique de l'écroulement pourrait être mieux appréhendée en étudiant la morphologie de la paroi surplombant la zone d'étude sur laquelle a été identifiée la niche d'arrachement d'où proviennent les blocs calcaires. Cependant, sa dimension verticale rend son observation et sa cartographie impossible, du moins en utilisant les supports cartographiques traditionnels. C'est pourquoi il a été entrepris de construire un modèle 3D de l'ensemble du secteur étudié.

CHAPITRE 8

RECONSTITUTION 3D DE L'ENTRÉE NATURELLE DE LA GROTTES CHAUVET ET DYNAMIQUE DE FERMETURE

LES APPORTS DE LA MODÉLISATION 3D

Les outils de représentation 3D constituent des supports performants d'analyse morphologique et sont à ce titre de plus en plus utilisés en géosciences et de plus en plus en archéologie. En archéologie, cet outil permet de modéliser, reconstituer et visualiser en 3D la géométrie de structures anthropiques, d'artefacts et de vestiges tout en les remettant dans leur contexte physique voire « architectural » (archéologique antique) ; les géosciences dont la géomorphologie l'utilisent pour caractériser les formes et les dépôts et quantifier tant leur amplitude que les processus responsables de leur modifications et/ou dynamique (sédimentation, glissement de terrain, chute de blocs...) et ce en intégrant le raisonnement dans une approche diachronique. L'objectif de ce chapitre est de souligner l'intérêt de coupler, sur un même site archéologique, les usages répondant aux problématiques archéologiques et géomorphologiques. Cette démarche croisée a été développée dans l'étude de la grotte Chauvet.

Dans ce chapitre, nous allons avoir pour focus la reconstitution morphologique de l'entrée préhistorique et la dynamique de sa fermeture suite à l'écroulement de la paroi calcaire situé à son aplomb. Les éléments de réponse ont été, en grande partie, apportés par les supports élaborés en 3D à partir des données topographique haute résolution acquis par lasergrammétrie et de l'analyse préalable géomorphologique. Cette approche croisée a permis d'explorer de nouvelles pistes de recherches en (1) prenant en compte des surfaces jusque là inaccessibles et (2) en replaçant les données morphogéniques dans les trois dimensions. Des données essentielles à la compréhension de la dynamique de l'écroulement ont ainsi pu être acquises. L'analyse spatiale à haute résolution de la niche d'arrachement a permis d'identifier l'existence de 4 niches coalescentes qui reflètent une dynamique polyphasée d'écroulement et des masses tombées. De même, il a été possible de reconstituer en 3D l'écaille rocheuse effondrée et de calculer son volume ainsi que celui des différentes niches d'effondrement.

Le modèle 3D a, enfin, permis d'étudier la structure géométrique du dépôt d'écroulement et de la confronter avec la topographie environnante. Cet exercice a permis d'apporter des éléments de (1) compréhension sur la répartition et la dynamique de construction du dépôt d'écroulement ; (2) modéliser les surfaces géomorphologiques repères (surface anté-écroulement S2) jusqu'alors visibles ponctuellement à l'affleurement ; (3) reconstruire en 3D la topographie de l'entrée naturelle de la grotte Chauvet avant fermeture ; (4) mener une approche quantitative en comparant des volumes de roches écroulés et déposés et enfin (5) procéder à des simulations numériques de chutes de blocs et de leurs trajectoires et ainsi affiner plus justement encore la reconstruction de la paléo-topographie de l'entrée de la grotte Chauvet.

8.1. ACQUISITION DES DONNÉES 3D

L'acquisition des données topographiques 3D était ici indispensable pour les principales raisons suivantes :

- (1) intégrer la cartographie géomorphologique dans un même modèle 3D et ce afin de recouper les données issues de la grotte et de l'extérieur ;
- (2) réaliser des reconstitutions tridimensionnelles des morphologies ;
- (3) quantifier les volumes issus de l'éroulement et de l'éboulis ;
- (4) et disposer d'un support intégrable au modèle de simulation d'éroulement.

Afin de remplir l'ensemble de ces critères, nous avons opté pour le relevé lasergrammétrique de la totalité de l'objet d'étude. Le relevé de la surface a été réalisé à l'aide d'un lidar terrestre Optech Iris 3D d'une portée de 800 mètres. Sa fenêtre d'acquisition de 40° x 40° a nécessité la multiplication des points de vue. La consolidation des nuages de points ainsi obtenus a été réalisée en utilisant des algorithmes d'alignement géométrique (Besl *et al.*, 1992) et a abouti à un nuage unique d'une vingtaine de millions de points avec une distance moyenne comprise entre 2 et 10 cm. Cette résolution pluri-centimétrique a été jugée suffisante compte tenu de la précision intrinsèque de l'appareil utilisé.

A l'intérieur de la cavité, les relevés furent réalisés avec un lidar terrestre courte portée (Leica Hds 3000 et 6000 - Cabinet Perazio Géomètre) plus approprié au milieu confiné (fenêtre de travail 360° x 310°) et plus précis (technologie utilisant le décalage de phase, voir chapitre 2). Après assemblage des différentes scènes, un nuage unique de 50 millions de points a été obtenu sur l'éboulis interne.

Le géo-référencement de ces deux nuages de points a permis leur assemblage en un seul et unique nuage globale pour tout le secteur de l'entrée de la cavité. Pour cela, un cheminement topographique via le boyau actuel d'accès a été effectué et rattaché au système de projection Lambert 3 au GPS différentiel. Le modèle 3D de la corniche calcaire et de l'éboulis extérieur a été référencé par l'intermédiaire de sphères préalablement placées dans les zones scannées (figure 8.1) avant d'être rattaché au même système de coordonnées que la cavité. Cette étape a permis de disposer d'un nuage de points (70 millions) cohérent au sein d'un même système géographique (Lambert III).

L'étape suivante a consisté à la classification des nuages de points afin de discriminer la surface rocheuse réelle de la végétation et ainsi de ne pas fausser l'estimation des volumes de roche écroulée.

La dernière étape de construction du modèle est la réalisation du maillage en triangulant le nuage de points. Cette opération fut réalisée via le logiciel 3DReshaper, bien adapté à la gestion numérique des nuages de points complexes, à mailles irrégulières (généralement le cas des formes naturelles). Il en résulte un modèle 3D RTI (Réseau de Triangles Irréguliers ou TIN: Triangular Irregular Network), véritable peau numérique à partir de laquelle tout travail de mesures, de quantification, de croisement d'informations et de reconstitution géomorphologique peut être mené (figure 8.2). Ce modèle a ensuite été texturé afin de le rendre plus réaliste dans le cadre de reconsti-



Figure 8.1
Géoréférencement
des sphères au GPS
différentiel.



tutions paysagères et géomorphologiques ainsi que pour le rendre plus accessible à un plus large public (Sadier *et al.*, 2011).

Pour reconstruire l'ancienne l'entrée de la grotte Chauvet et préciser les modalités de sa fermeture, il a été nécessaire d'acquérir de nouvelles connaissances à partir de l'étude géométrique 3D des formes (niche d'arrachement, plafonds endokarstiques...) et des dépôts rattachés à l'écroulement. Cette acquisition repose sur l'élaboration de

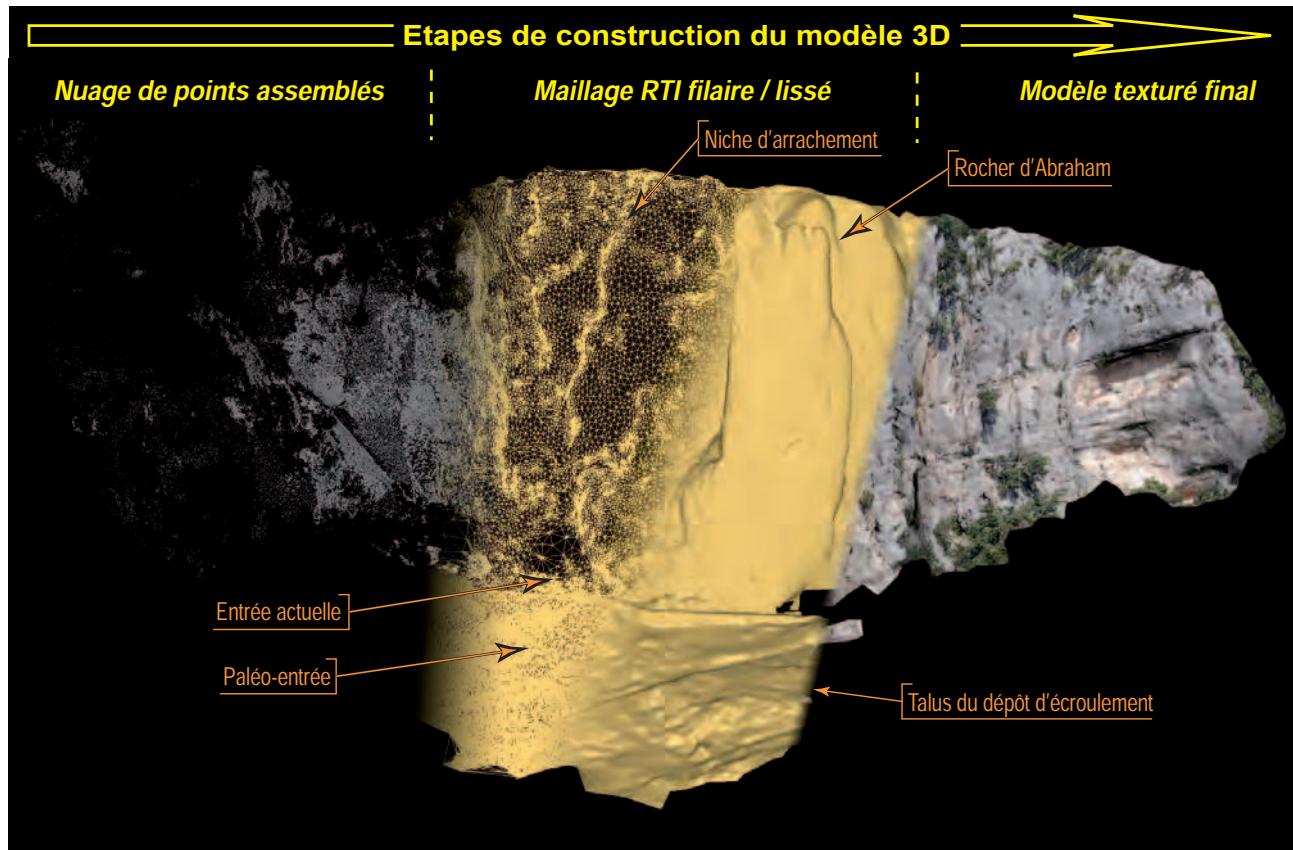


Figure 8.2

Cette figure résume, de gauche à droite, les principales étapes de la modélisation 3D : nuages de points acquis par balayage laser ; maillage des points RTI (réseau de triangles irréguliers) représenté ici en mode filaire pour la niche d'arrachement et en mode lissé pour le rocher d'Abraham et enfin mappage de photos sur le modèle.

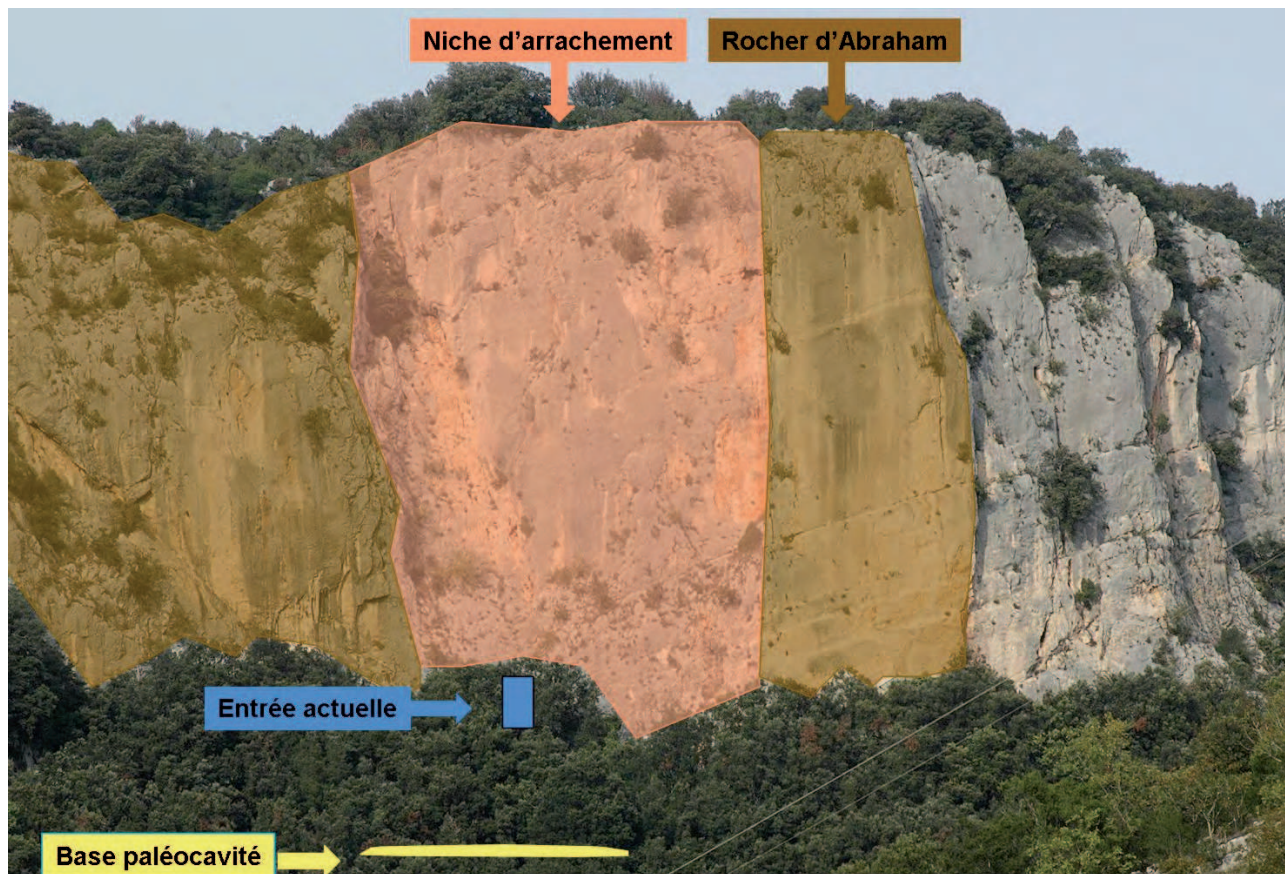
profils géomorphologiques haute résolution ainsi que sur la comparaison volumétrique entre, d'une part, l'écaille tombée de la corniche urgonienne et, d'autre part, la masse écroulée.

8.2. ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA NICHE D'ARRACHEMENT : LES APPORTS DES DONNÉES 3D

8.2.1. La niche d'arrachement

La niche d'arrachement à l'aplomb du dépôt d'écroulement et de la paléo-zone d'entrée de la grotte Chauvet est bien visible dans le paysage. D'une dimension de 47 mètres de hauteur par 25 mètres de largeur, elle affecte la corniche calcaire sur toute sa hauteur (Delannoy *et al.*, 2010) ; son extension latérale est marquée par des arêtes saillantes situées de part et d'autre de la niche. Une de ces arêtes correspond au « rocher d'Abraham », important pilier rocheux actuellement en équilibre (figure 8.3).

Ce dispositif donne des premières informations sur les modalités dynamiques ayant joué dans le détachement de la masse rocheuse. En effet, par analogie avec le rocher d'Abraham (détente mécanique à l'origine du décollement d'une partie de la corniche : type B2), et selon la typologie des conditions de rupture de parois (figure 8.4) (in Hantz,



2006, Jaboyedof *et al.* 1996), on peut rapporter la niche d'effondrement à un événement gravitaire majeure ou à une succession d'événements et non à une dégradation progressive de type gélifraction.

Figure 8.3
Identification de la cicatrice d'arrachement dans l'escarpement calcaire.

8.2.2. Analyse morphologique de la niche d'arrachement

La morphologie de la niche d'arrachement a pu être analysée à partir des relevés lasergrammétriques. L'état de surface a été appréhendé par l'étude fine de sa topographie dont la cartographie provient de la triangulation d'un semis de points (x, y, z) avec

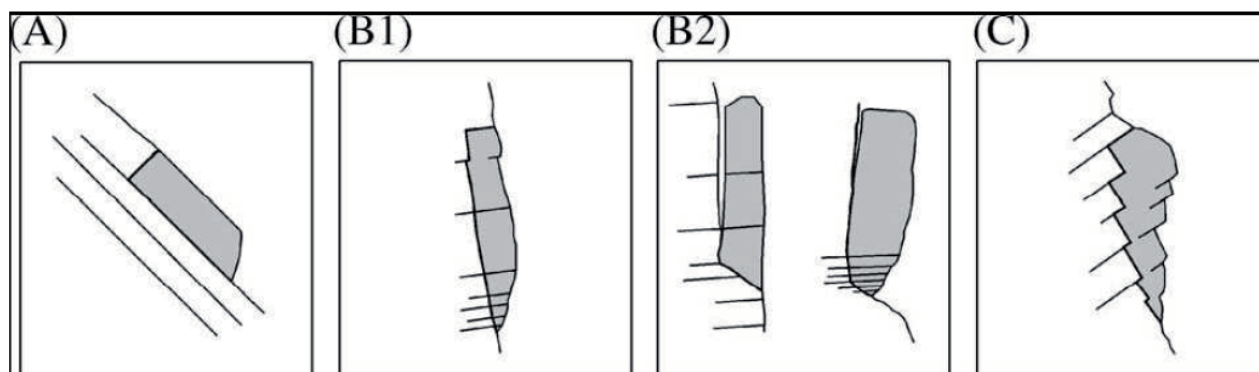
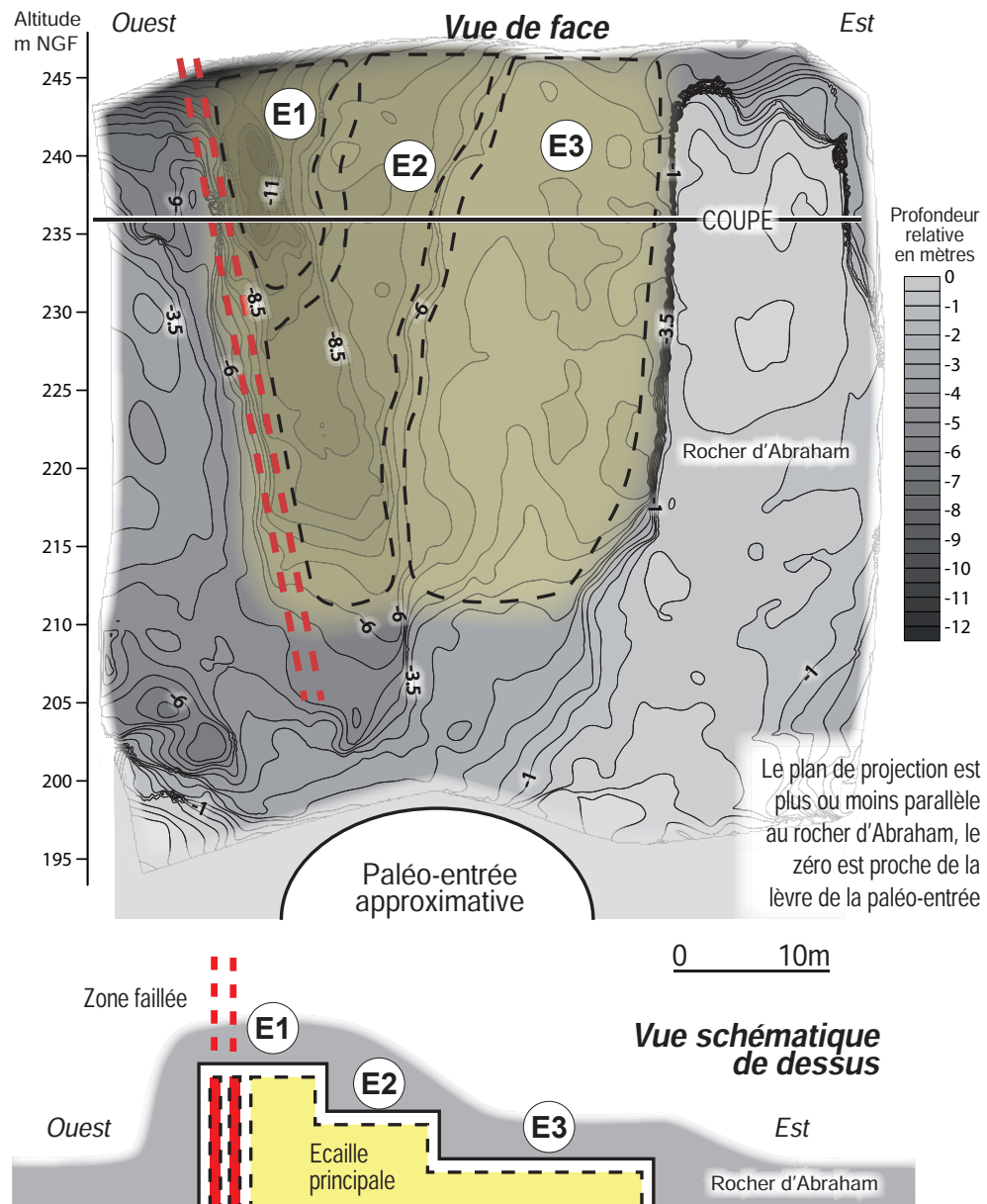


Figure 8.4
Typologie des principales configurations de rupture de parois menant à des chutes de pierre à des éboulements et écroulements (d'après Freyssines et Hantz, 2006). Les forces de cisaillement sont contraintes par le dispositif géostructural de l'escarpement. Le rocher d'Abraham correspond à l'exemple B2.

une maille de 10 cm. La triangulation de Delaunay a été effectuée selon un plan vertical, parallèle à la niche d'arrachement et au rocher d'Abraham (figure 8.5).

Figure 8.5

Vue de face et de dessus de l'écaille. Sur le modèle numérique de terrain extrait des relevés lasergrammétriques, ont été distinguées les différentes niches d'arrachement visibles au-dessus de l'ancienne entrée de la grotte. Une niche (rouge) correspond à la zone broyée le long de la faille bordière. Le matériel provenant des niches A, B et C est responsable de la fermeture de la cavité (éboulis interne et externe).



L'étude de la topographie de la surface d'arrachement a révélé l'existence de quatre niches emboîtées (figure 8.5) : l'une d'elle se superpose (en rouge sur la figure) à une zone de broyage tectonique ; les trois autres se traduisent dans le paysage par trois surfaces emboîtées les unes dans les autres. Nous posons comme hypothèse que ces trois surfaces ont été engendrées par trois événements gravitaires diachrones.

Le délitement de la corniche tout au long de la zone de broyage a probablement été l'agent initial de la déstabilisation de ce pan de corniche. D'autre part, d'un point de vue géométrique, cette première niche apparaît antérieure aux autres niches. La chronologie des autres niches est plus difficile à appréhender, bien que leur emboi-

tement géométrique suggère la succession suivante : chute de l'écaille E3, de l'écaille E2 puis et E1. Cette séquence est cohérente avec ce qui est décrit dans la littérature (Ravanel, 2010) : écroulement de masse suivi de réajustements mécaniques successifs. Cette séquence d'événements sera précisée (chapitre 9) *via* la datation de ces différentes niches d'arrachement.

Il est important de s'interroger sur le rôle respectif de ces surfaces dans les modalités de fermeture de la grotte préhistorique. Afin de préciser les volumes en jeu, il a été entrepris de reconstituer l'écaille manquante afin de calculer le volume correspondant à chaque surface d'arrachement et ensuite de croiser ces résultats avec le volume de l'éboulis qui ferme la cavité.

8.2.3. Reconstitution de l'écaille et calcul du volume écroulé.

L'estimation du volume écroulé de la paroi nécessite la reconstitution préalable de la topographie de la paroi avant son écroulement. Ce travail fût effectué à partir des caractéristiques géométriques de la niche d'arrachement et des parois environnantes. En effet, l'extension spatiale de la niche d'arrachement est très bien conservée dans le paysage. La modélisation de la surface externe de l'écaille aujourd'hui absente de la paroi, a été réalisée en tenant compte de ces limites spatiales mais aussi des statistiques d'orientation et de pendage des parois voisines. A cette fin, la géométrie des escarpements proches du secteur d'étude a été mesurée à partir de leur géométrie enregistrée sur le modèle 3D. Pour chacune des parois, l'orientation de la normale des triangles a été calculée par rapport au nord puis la distribution des ces mesures a été classée dans des rosaces de direction. Les faces rocheuses de la niche d'arrachement et des deux parois qui l'encadrent sont orientées à 190° par rapport au nord (figure 8.6). La surface de l'ancienne écaille (paléo-surface aujourd'hui disparue) a été modélisée en reliant les limites latérales de la niche d'arrachement : le rocher d'Abraham à l'est et une arrête saillante située au niveau de la faille (à l'ouest de la niche). L'orientation de la surface tient compte des contraintes géométriques mesurées sur la surface à l'ouest de la niche d'arrachement, de cette dernière et du pilier d'Abraham.

La figure 8.7 illustre les différentes hypothèses de reconstruction topographique. L'hypothèse retenue est celle qui minimise l'épaisseur et donc le volume de l'écaille rocheuse qui s'est écroulée. Ce choix semble, en effet, le plus adapté afin de (1) minimiser le rôle de l'écroulement dans la fermeture de l'ancienne entrée de la grotte Chauvet et (2) maximiser le facteur de l'héritage dans le calcul des âges d'exposition (voir infra). Dans cette hypothèse, la reconstruction de cette paléosurface permet de calculer le volume de roche écroulé : il est d'environ 4500 m³ (+/- 1%) (Delannoy *et al.*, 2010), si on relie la surface topographique jusqu'à l'arête occidentale ou d'environ 4500 m³ en arrêtant la modélisation au niveau de la première arrête qui sépare la zone de broyage (faille décrochante) et E1. L'hypothèse H2 invoquerait un volume d'environ 6000m³ et l'hypothèse H3 environ 7000m³ pour l'ensemble de la niche d'arrachement.

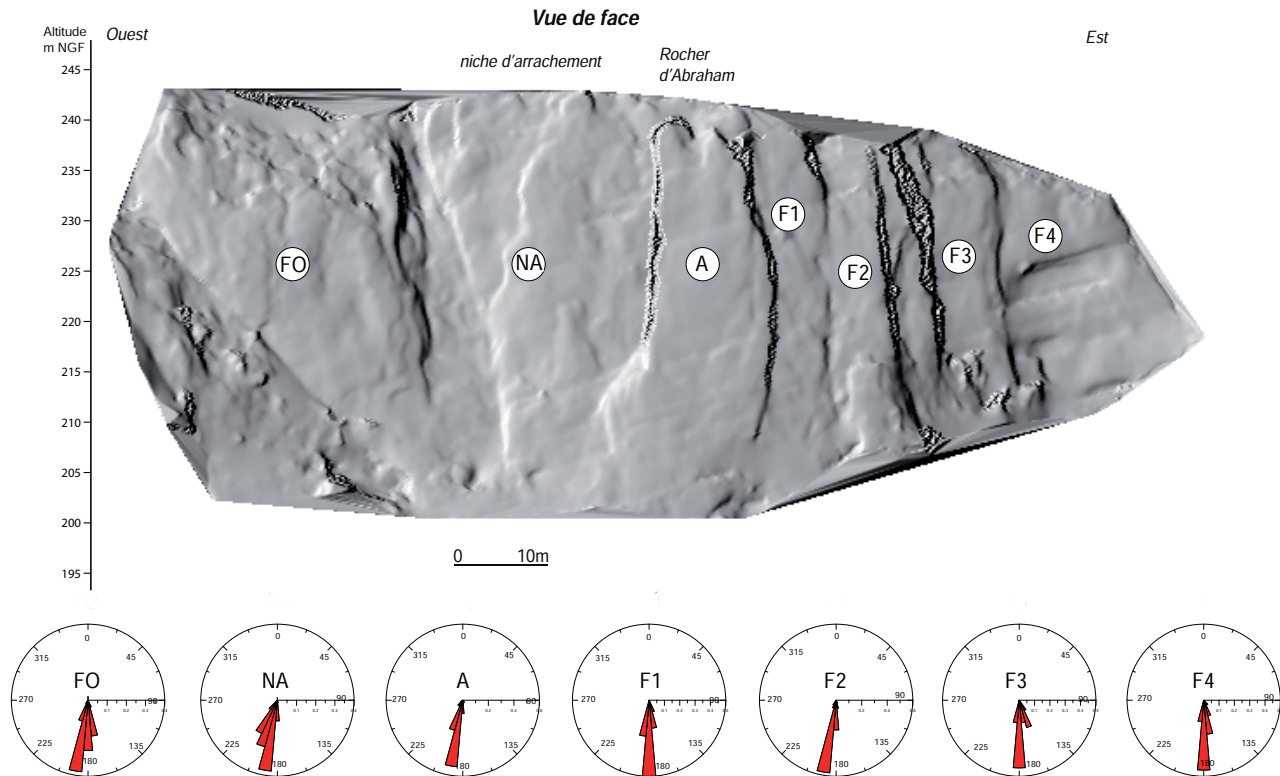


Figure 8.6

Mesure des orientations des faces rocheuses sur les escarpements voisins de la grotte Chauvet. L'ancienne surface topographique de l'écaille écroulée a été modélisée en tenant compte des principales directions des parois à proximité directe de la niche d'arrachement.

L'écaille correspondant au volume total des trois niches d'arrachement et de la zone de broyage a été modélisée (figure 8.8) à partir de l'hypothèse H1 qui semblait la plus pertinente du fait des contraintes géométriques des parois environnantes ainsi que des problématiques en relation avec la datation de ces surfaces en utilisant les isotopes cosmogéniques (cf. chapitre 9). La reconstruction de cette écaille rocheuse a permis d'estimer le volume total écroulé : il est de l'ordre de 4567 m³ (tableau 8.1).

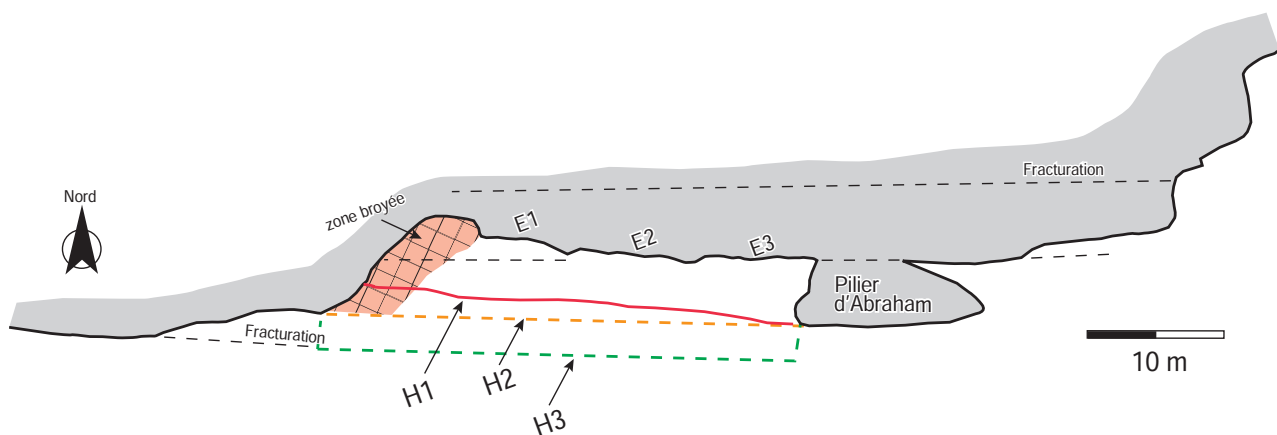


Figure 8.7

Hypothèses de reconstitution de la surface topographique de la masse rocheuse détachée de la paroi. L'hypothèse H1 minimise l'épaisseur de roche mais la direction générale de sa topographie est parallèle à l'orientation de la paroi sous-jacente (aujourd'hui à l'affleurement) mais pas à celle du pilier d'Abraham. L'hypothèse H2 tient compte de l'orientation moyenne des parois déterminée statistiquement sur le modèle 3D. L'hypothèse H3 tient compte d'un décrochement préminent par analogie à la position du rocher d'Abraham par rapport aux parois environnantes.

Objet	Surface (m ²)	Volume (m ³)
Niche 1	185	605
Niche 2 (E1)	134	517
Niche 3 (E2)	387	1330
Niche 4 (E3)	662	2115
Total	1368	4567

Tableau 8.1
Surface et volume de roche reconstitués pour chaque niche d'arrachement

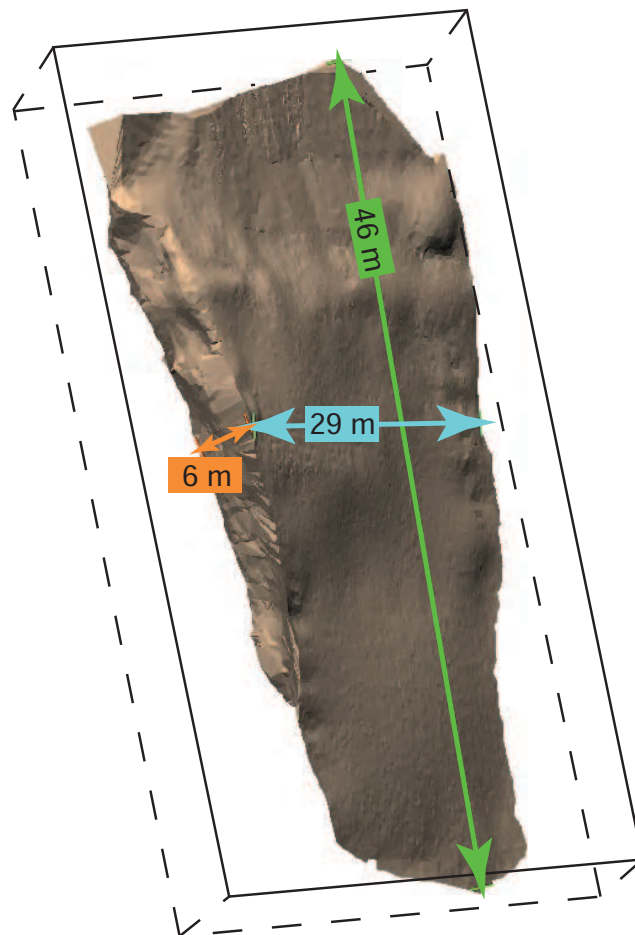


Figure 8.8
Ecaille écroulée. Reconstitution numérique 3D de l'écaille calcaire responsable de la fermeture de la grotte préhistorique de Chauvet-Pont d'Arc.

Ainsi, le relevé en 3D et le traitement cartographique des données a permis d'identifier l'existence de surfaces géomorphologiques, témoins de trois événements gravitaires qui ont respectivement contribué à la fermeture de la grotte Chauvet. L'identification de ces trois événements, permet d'énoncer l'hypothèse d'une fermeture polyphasée. Ces informations, complètent ainsi l'étude géomorphologique du dépôt d'écroulement. Le deuxième apport majeur de cette approche est la quantification du volume de roche qui s'est détaché de la paroi. Cette information pourra être comparée avec le volume du dépôt d'écroulement présent au sol et obturant l'ancienne entrée de la grotte Chauvet. L'objectif est ici de comprendre si ces trois événements gravitaires ont suffi à fermer définitivement la cavité ou si d'autres processus ont été nécessaires pour combler l'entrée naturelle.

8.3. LES APPORTS DE LA MODÉLISATION 3D COUPLÉE À LA GÉOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE

Les recherches menées dans la zone d'entrée de la grotte Chauvet visaient les objectifs suivants :

- affiner les connaissances sur la dynamique de fermeture de la grotte Chauvet ;
- reconstituer la paléo-topographie du porche d'entrée de la cavité. Cette reconstruction repose sur les connaissances issues de l'identification du toit du dépôt écroulé, de la géométrie de surfaces pré-écroulement actuellement enfouies sous le dépôt rocheux et de repères identifiés à partir de l'analyse géomorphologique (cf. cartographie).
- confronter cette paléo-topographie avec les modèles de simulations de chutes de blocs afin de vérifier la cohérence avec la fermeture de l'entrée préhistorique.

Afin de répondre à ces objectifs, la modélisation 3D couplée aux données géomorphologiques a permis de quantifier les différents ensembles morphogéniques.

8.3.1. Les apports de l'analyse géomorphologique 3D dans la compréhension de la mise en place et de l'évolution du dépôt d'écroulement

L'étude morphogénique (cf. chapitre 7) a permis de délimiter spatialement au sol l'emprise du matériel écroulé et ce à partir de la reconnaissance des contacts entre le matériel clastique et des éléments appartenant à la paléentrée et paléogalerie de la grotte Chauvet. Le report de ces informations géomorphologiques sur le modèle 3D permet d'appréhender la structure géométrique du dépôt d'écroulement en prenant en compte les éléments du relief environnant et en particulier la topographie des plafonds et des parois dans le secteur d'entrée de la cavité.

8.3.1.1. Les apports de l'approche géomorphologique 3D dans la compréhension de la structure géométrique du dépôt d'écroulement

Ainsi, après avoir reporté sur le modèle 3D, les contacts précédemment identifiés (anciens dômes et planchers stalagmitiques hors cavité à 183 mètres NGF, contact éboulis et surface d'occupation dans la cavité à 187 mètres NGF, etc.), il a été possible de construire des profils géomorphologiques (cf. profils carte HT), à partir desquels ont pu être corrélées les formes et les formations cartographiées. Cette méthode de représentation a pour avantage de rendre compte fidèlement de la réalité géométrique des dépôts en présence.

L'examen des profils géomorphologiques (coupe 2 et 3, carte H.T.) permet tout d'abord de comprendre l'origine des ruptures de pente du dépôt d'écroulement observées à l'intérieur de la cavité. En effet, on constate que ces ruptures de pentes coïncident avec la

présence d'importants pendants de voute. Ces morphologies majeures dans le paysage souterrain constituent autant d'obstacles dès lors qu'on s'approche des plafonds ; obstacles ayant contrarié la propagation de blocs dans la cavité. La prise en compte de cette caractéristique topographique du plafond de la galerie permet de mieux appréhender les causes des ruptures de pente : celles-ci ne correspondent pas à plusieurs cônes d'éboulis superposés (et/ou emboîtés) mais sont sous contrainte de la morphologie souterraine.

L'observation des profils géomorphologiques permet, par ailleurs, d'identifier une nette dissymétrie entre l'altitude du toit du dépôt d'éroulement à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité. En effet ce dernier, culmine à 197,5 m alors que son altitude est de 195,4 m à l'intérieur de la cavité. En rapportant cette information à la présence de matériel clastique hétérométrique (blocs pluri-décimétriques à métriques) sous la passerelle d'accès à la grotte à l'extérieur (coupe 2 et 3 H.T), il est possible de proposer que ce différentiel altitudinal résulte d'une accumulation préférentiel du dépôt à l'extérieur. Il est probable que cette zone d'accumulation ait été favorisée par la limitation de la dispersion des blocs à l'intérieur de la cavité relatif à la présence des pendants de voutes faisant obstacles à la propagation du matériel d'effondrement.

Le profil topographique du secteur ouest (coupe 4, carte H.T.) permet de s'interroger sur la limite latérale ouest de l'entrée naturelle de la grotte Chauvet. CE profil révèle que l'apex de l'éboulis à l'intérieur de la cavité dans ce secteur est à environ 195 m NGF. Or à l'extérieur dans le même secteur, le versant a été identifié à une altitude de 192 m NGF. Malgré l'absence de sondage nous empêche de déterminer si la paroi plonge profondément dans le remplissage, celle-ci apparaît bel est bien à l'extérieur à la cote 192 m NGF. Dans ce contexte géométrique, il semble peu probable que les blocs à l'apex de l'éboulis puissent provenir de l'extérieur. De plus, leur disposition en trémie et la présence de calcaire et de concrétions en place, à l'aplomb de cet apex, permet d'avancer l'hypothèse que la limite sommitale du porche d'entrée de ce secteur correspond au prolongement du profil de la partie distale de l'éboulis, qui correspond peu ou prou à l'altitude du pied de la paroi à l'extérieur. Il est ensuite possible avec le réajustement mécanique que des blocs se soient réajustés entre deux pendants de voutes qui sont aujourd'hui disposés en trémie du fait de l'étroitesse du conduit qui empêche leur évacuation plus en aval.

Le profil habillé du secteur des passerelles permet de rendre compte de la limite latérale est de l'entrée naturelle de la grotte Chauvet. La coupe 1, (carte H.T.) met en évidence le caractère exigü de la géométrie de l'entrée qui devait exister avant son obstruction par des blocs disposés en trémie entre le pilier posé à la verticale dans le tablier d'éboulis et la paroi. En effet, dans ce secteur des passerelles, seul le bedrock ou de très vieilles concrétions sont visibles au sol. Et ce dernier n'est pas du tout affecté par des blocs provenant l'éroulement. D'après les observations sur le terrain et le modèle topographique, l'ouverture préexistante devait être comprise en 80 cm et 1 m dans laquelle se trouve actuellement des blocs en trémie. L'identification de très vieilles concrétions à l'affleurement dans ce secteur de la cavité laisse entendre que la position du sol, avant la fermeture par éroulement était similaire à son altitude actuelle.

8.3.1.2. Le dépôt d'éroulement, une topographie stable dans le temps ?

Il importe de s'interroger sur l'évolution du dépôt d'éroulement depuis sa mise en place afin de pouvoir construire un raisonnement à partir de sa géométrie et donc du modèle 3D. Ce dépôt est-il encore dans une phase d'accrétion par apport de matériel cryo-clastique ou se situe-t-il plutôt dans une phase de tassement ? L'étude géomorphologique (cf. chapitre 8) a montré qu'au moins une partie de la surface du dépôt à l'intérieur de la cavité a été affecté par des phénomènes de fluage. Plusieurs éléments montrent que ce fluage s'accompagne d'un phénomène de tassement du matériel. En effet, la confrontation de la topographie du talus d'éroulement et des plafonds a permis de montrer le rôle de barrière qu'ont joué les pendants de voutes dans la disposition des blocs provenant de l'extérieur. Or, le fait qu'il soit actuellement possible de passer sous certains de ces pendants en rampant montre qu'un certain tassement a eu lieu depuis la mise en place de l'éboulis.

Ce phénomène de tassement et de fluage a, par ailleurs, été enregistré dans la morphologie de certaines concrétions. Une d'entre-elles a été prélevée et la datation de la base et du sommet de cette concrétion permet de mettre en évidence un tassement progressif de du dépôt sous jacent depuis environ 13 500 ans (Genty, 2010) (figure 8.9). Le fluage et le tassement du dépôt d'éroulement a également été enregistré dans la morphologie de certaines concrétions qui ont un aspect coudé (cf chapitre 5) ainsi que par la présence de certaines stalagmites clairement déconnectée de leur point d'alimentation (Figure 7.14). Ce coude provient du glissement progressif de la base de la concrétion à mesure que le dépôt sur laquelle elle croit se tasse et/ou se déplace par fluage. Le relevé de cette morphologie particulière par numérisation 3D permet de mesurer finement l'ampleur de ce déplacement et de quantifier ainsi le tassement de l'éboulis après sa mise en place.

Ici, à l'intérieur de la cavité il est possible de quantifier un tassement d'environ 50 cm dans la zone proximale du dépôt d'éroulement et de fait aurait pour conséquence, sur le long terme, à une réouverture de la cavité.

L'intégration des données morphogéniques dans le modèle topographique 3D permet de traiter la structure géométrique et la répartition spatiale des blocs provenant de l'effondrement de la corniche calcaire

8.3.2. Reconstruction 3D des surfaces géomorphologiques pré-éroulement. Les apports de la modélisation 3D

La reconstruction des surfaces géomorphologiques correspondant aux morphologies antérieures à l'éroulement de la corniche calcaire est nécessaire pour calculer le volume de roche obstruant actuellement l'entrée naturelle de la grotte. Ces surfaces sont le « mur » de l'éboulis (paléosurface d'entrée) et les parois de l'ancien porche. Bien que la voûte actuelle soit sensiblement la même qu'au moment des occupations humaines (Delannoy *et al.*, 2010) hormis les zones légèrement affectées par de la détente mécanique, quelques pendants de voutes sont aujourd'hui ennoyés dans les blocs provenant de l'éroulement.

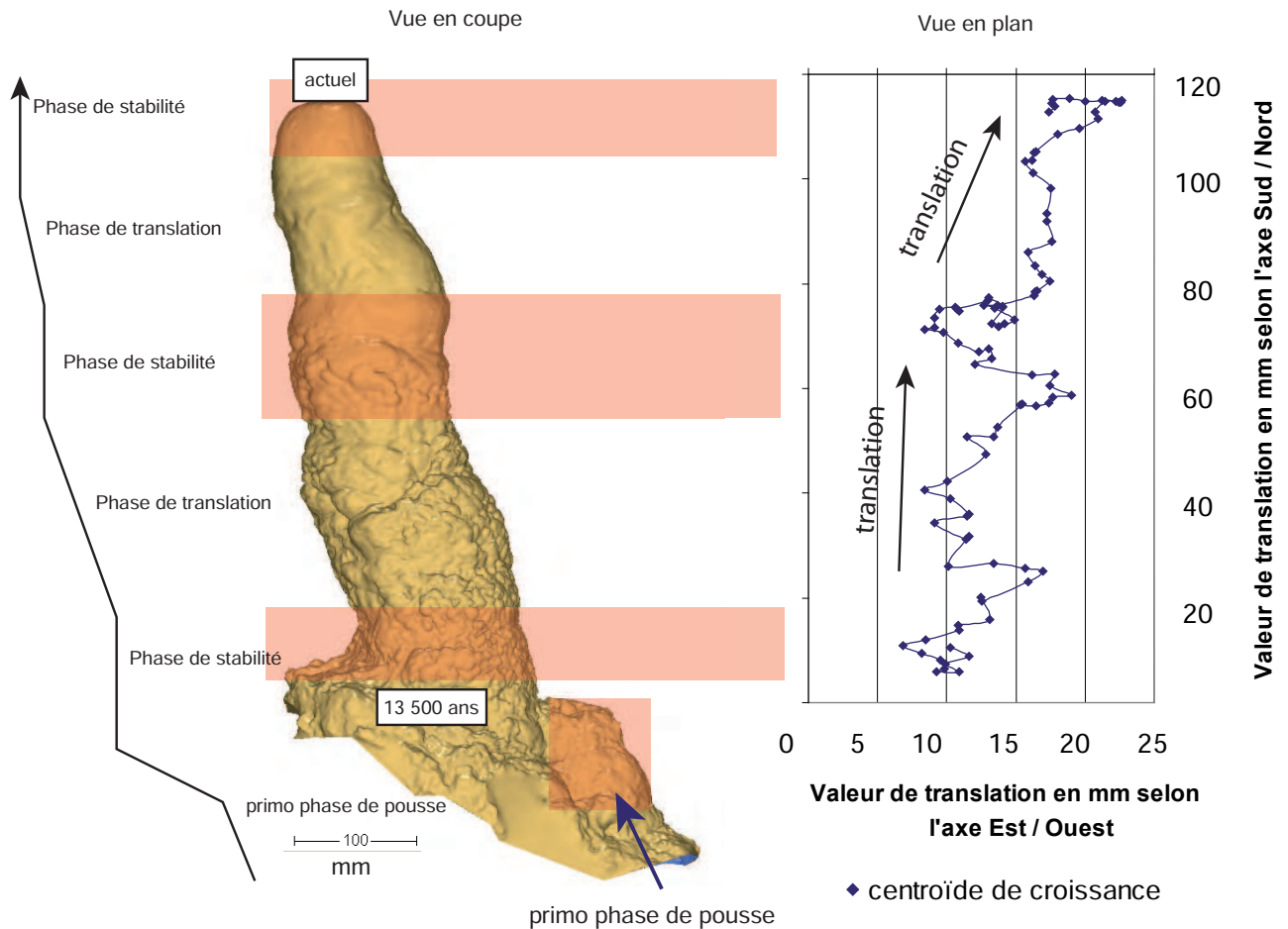


Figure 8.9

Lecture et quantification du fluage et du tassement du dépôt d'écroulement à partir de la numérisation 3D d'une stalagmite translattée.

Dans la zone d'entrée de la grotte Chauvet, la reconnaissance et l'identification de l'ensemble de ces surfaces n'a pas pu se faire *via* des sondages du fait des mesures de conservation en vigueur. Pour palier à cela, nous avons construit un raisonnement couplant les données issues de l'étude géomorphologique à leur répartition spatiale (x, y, z) en 3D afin d'approcher au mieux leur géométrie notamment basale. Ces indices corrélés avec la structure géométrique 3D du paléo-conduit, des repères morphologiques actuels et du toit de l'éboulis (externe et interne) ont permis de construire par approximation progressive la paléo-topographie du porche d'entrée.

8.3.2.1. Hypothèses topographiques des sols et de voutes du paléo-porche d'entrée de la grotte Chauvet

8.3.2.1.2. Reconstruction topographique des voûtes du porche d'entrée ante écroulement

Le premier élément du relief à restituer auquel nous avons apporté notre attention concerne les voûtes de la paléentrée de la cavité. Si une partie de ces voûtes est similaire à celles visibles actuellement dans les réseaux d'entrée (anciennes morphologies agencées en régime noyé), une autre partie n'est plus visible car ennoyé dans le dépôt d'écroulement. C'est notamment le cas de la lèvre du porche qui marque la limite entre

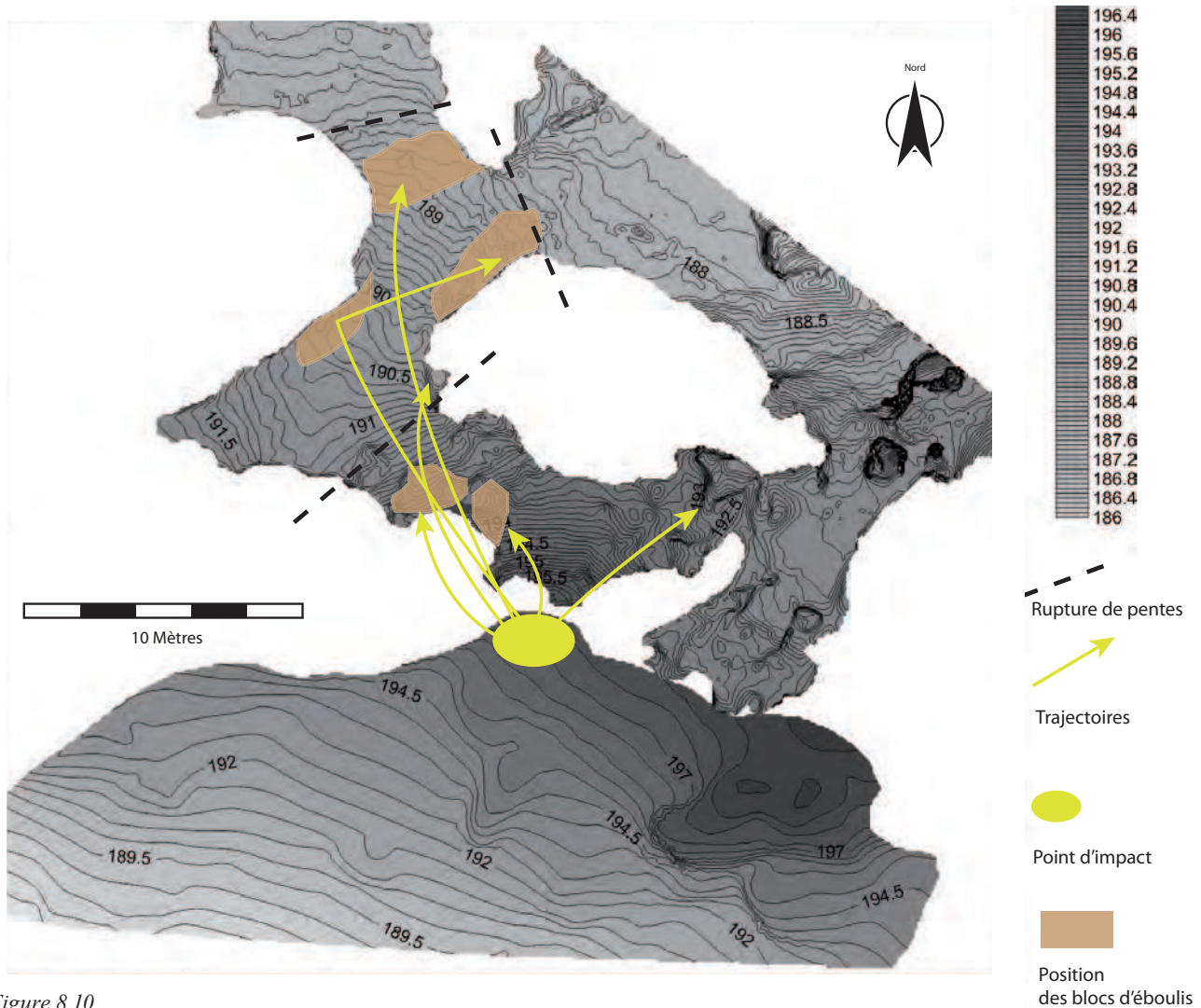


Figure 8.10

Hypothèses trajectographiques de la mise en place des éléments issus de l'éboulement.

l'intérieur et l'extérieur de la cavité. Cette lévre devait probablement avoir une géométrie non linéaire car composé de pendants de voûtes.

A partir de la répartition des blocs les plus importants au sein du conduit d'entrée de la cavité et en particulier autour des pendants de voûtes, une carte de leur trajectoire depuis l'entrée jusqu'à leur position actuelle a pu être dressée (figure 8.10)

A titre d'exemple, dans le secteur ouest de la zone d'entrée, les blocs présents à la base de l'éboulis attestent qu'ils ont du passer sous les pendants de voûte avant d'atteindre leur situation actuelle. En effet, Certains blocs se situent actuellement dans des secteurs qu'ils n'auraient pu atteindre autrement qu'en passant sous les pendants de voûte actuellement ennoyés dans des blocs rocheux. Or étant donné que la limite d'enneiement des pendants est actuellement situé vers 190 m NGF, on peut fixer vers 189 m NGF la côte altitudinale maximale du sol avant la fermeture ; en considérant que 1 mètre constitue un espace suffisant, mais minimal, pour que les blocs puissent passer sous les pendants.

La présence de blocs à l'aval des pendants montre qu'avant leur ennoiement, il devait exister un espace suffisant permettant au matériel clastique de transiter. Au cours de la fermeture de l'entrée naturelle de la grotte Chauvet, les pendants de voûte ont vraisemblablement canalisé les blocs issus de l'écroulement à l'intérieur de la cavité et ceci dès

lors que l'éboulis avait atteint une certaine hauteur au sein de la galerie ; ils ont, vers la fin du processus de fermeture, également joué un rôle de barrière dans la pénétration du matériel clastique au sein de la cavité. Ces effets de barrière ont déjà été évoqués pour comprendre la présence de ruptures topographiques du toit de l'éboulis dans la zone d'entrée de la cavité (figure 8.11). Ces ruptures de pente, localisées à proximité des pendants majeurs de voûte seraient le témoin que la propagation des blocs à l'intérieur de la cavité a été freinée et limitée par ces morphologies de plafonds. Les nombreux impacts qui ont été recensés sur les faces des pendants tournées vers l'extérieur (cf chapitre 7) vont dans le sens de cette hypothèse.

Ces différentes observations permettent de poser des jalons topographiques solides pour reconstituer la morphologie de la voûte de l'entrée naturelle de la grotte avant qu'elle ne soit totalement obstruée (figure 8.12). Cette reconstruction géométrique des plafonds repose sur les données topographiques issues du modèle 3D, des informations morphogéniques et des hypothèses altimétriques des blocs présents dans la grotte.

8.3.2.1.2. Reconstruction topographique du sol du porche d'entrée de la grotte Chauvet

La reconstruction géomorphologique du sol de l'entrée de la grotte Chauvet s'appuie sur les observations morphogéniques de terrain. Tout d'abord, il est possible de relever que la paléo-topographie de la « galerie des passerelles » était proche de l'actuelle si on se réfère aux très anciennes générations de concrétion (Delannoy *et al.*, 2004) contre lesquelles est venu buter l'éboulis (cf. profil 2, carte hors texte). En ce qui concerne le secteur situé à l'est, l'observation du profil 4 (carte hors texte) montre que l'arrivée des blocs s'est faite latéralement et a occupé un espace relativement important à l'arrière du paléo-porche. La synthèse de l'ensemble des données morphogéniques permet de délimiter l'emprise spatiale de la zone recouverte par le dépôt d'écroulement (figure 8.13). C'est au niveau de cette zone aujourd'hui couverte de blocs d'écroulement que nous avons procédé à la reconstruction de la surface existant avant la fermeture de la grotte.

Le toit de la surface actuelle de l'écroulement a été segmenté à l'intersection entre la zone affectée par l'écroulement et la zone non affectée. L'ajustement de la surface des sols antérieurs à l'écroulement est calée entre 187,5 m NGF au niveau du contact entre le sol de la salle des Bauges et de l'éboulis et 189 m NGF à l'aplomb de l'escarpement calcaire. Ces altitudes ont été calées en tenant compte des indices altimétriques que constitue l'altitude de la salle des Bauges et plus particulièrement en tenant compte des altitudes correspondant aux niveaux d'occupation humaine découverts dans le sondage de l'entrée (localisation sondage coupe 2, Hors Texte) et se situe à 187,5 m dans la partie distale de la zone d'étude. A l'aplomb de la lèvre supérieure du paléo porche, cette altitude ne pouvait néanmoins pas dépasser 189,5 mètres sans quoi les blocs d'éboulis n'auraient pu transiter jusqu'au secteur ouest de l'entrée du fait de la portée des pendants de voûtes qui devaient ainsi au plafond par des protubérances rocheuses d'environ deux à trois mètres. La figure 8.14 résume l'ensemble des surfaces géomorphologiques et leur correspondance altimétrique.

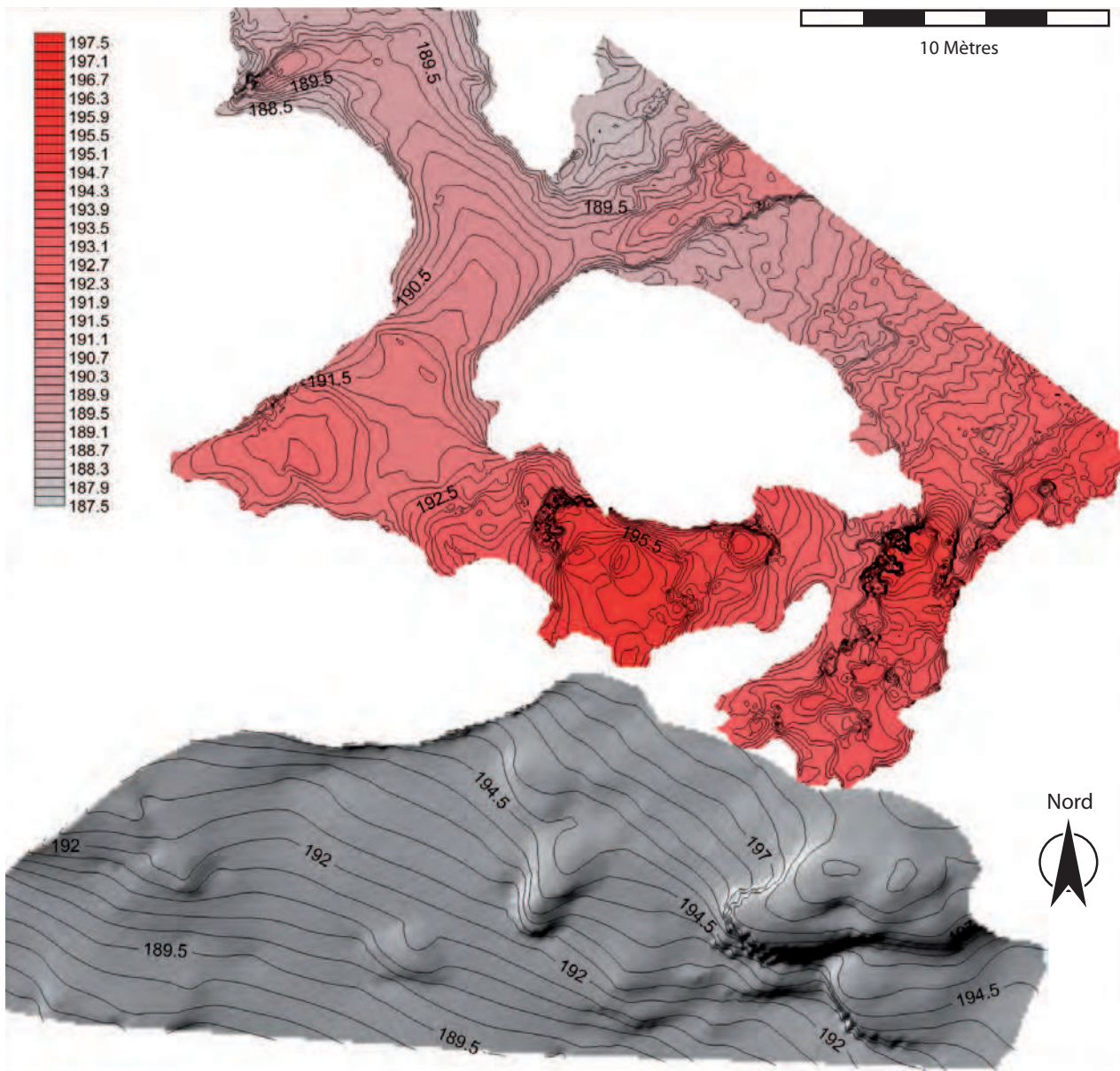


Figure 8.11
Carte des plafonds actuels.

Si on tient compte de la géométrie de la paroi décapitée au sud-est, de la limite inférieure de la galerie des passerelles et de la surface structurale à l’affleurement, il est probable que la topographie de l’entrée naturelle de la grotte Chauvet se caractérisait par une plateforme comprise entre 188 et 189,5 m NGF dans l’axe de la salle d’entrée et d’une altitude comprise entre 191 et 192 m NGF dans le prolongement de la galerie des passerelles. La figure 8.15 illustre la topographie de ces surfaces en tenant compte de ces différentes altitudes.

La reconstruction des surfaces topographiques correspondantes au sol et à la voute de l’entrée naturelle de la grotte Chauvet permet, à présent, de reconstituer en 3D la zone d’étude avant que celle-ci ne soit affectée par le matériel écroulé.

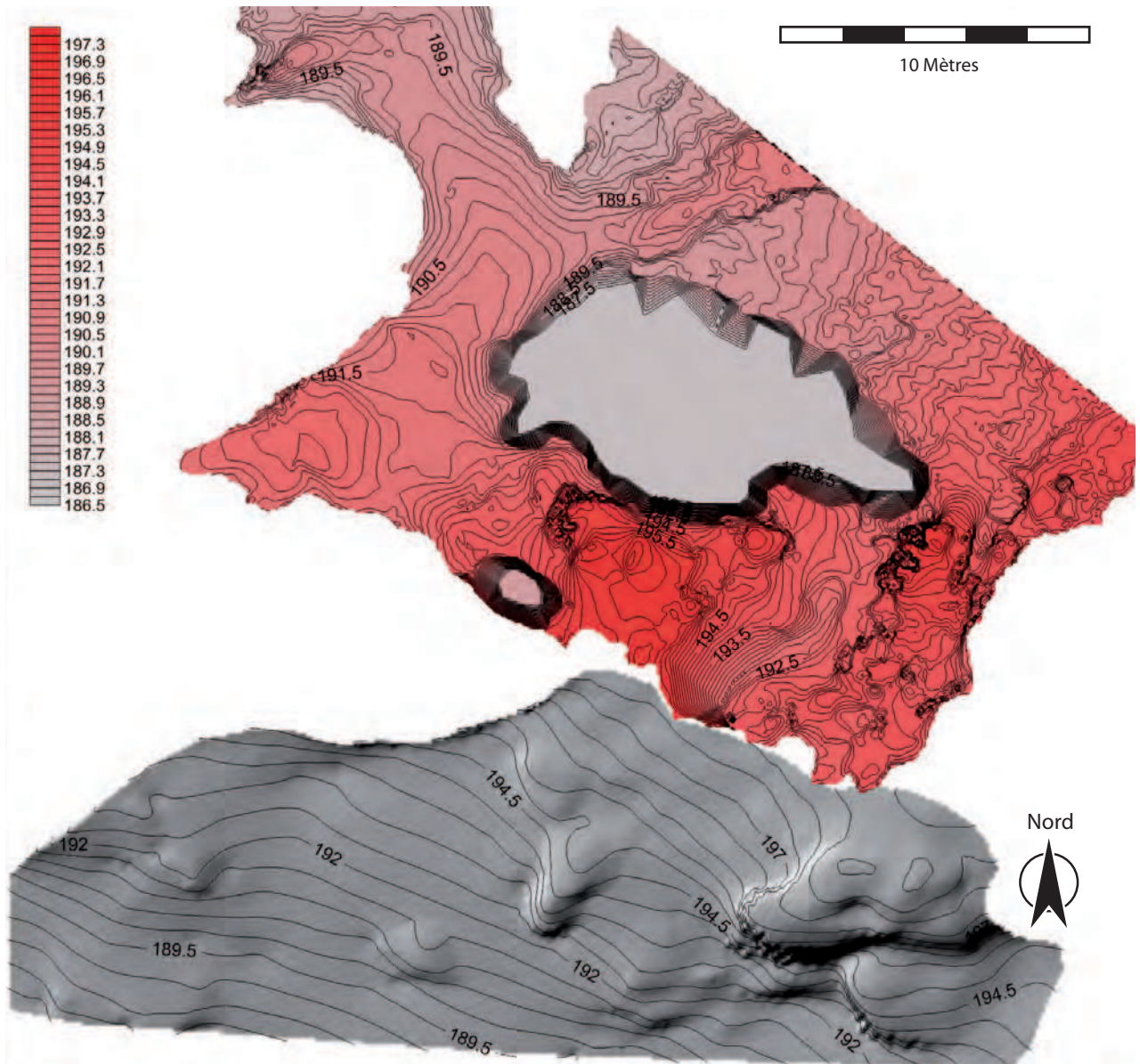


Figure 8.12
Carte des paleo-plafonds.

8.3.2.2. Modélisation 3D du paléo porche d'entrée de la grotte Chauvet : représentation 3D et géomorphologie quantitative

La modélisation en 3D de l'entrée de la grotte Chauvet avant son obstruction repose sur l'intégration des surfaces topographiques reconstruites dans le modèle 3D. Ainsi les voûtes et le paléo-sol ont été reconstitués à partir des éléments observés sur le terrain tant dans la grotte (zone d'entrée) qu'au niveau de la galerie décapitée (extérieur) ; la géométrie des parois de la cavité qui se prolongent sous le remplissage sédimentaire a été, par contre, modélisée à partir de ces indices. La morphologie restituée des parois correspond à une paroi subverticale à légèrement concave qui est cohérente avec les morphologies présentes à l'intérieur de la cavité.

A partir de l'ensemble de ces données, la paléo-topographique de l'entrée de la grotte Chauvet a pu être proposée (Figure 8.16). Elle permet d'offrir un visuel crédible de l'ancien porche d'entrée de la grotte Chauvet et de pouvoir en estimer ses dimensions

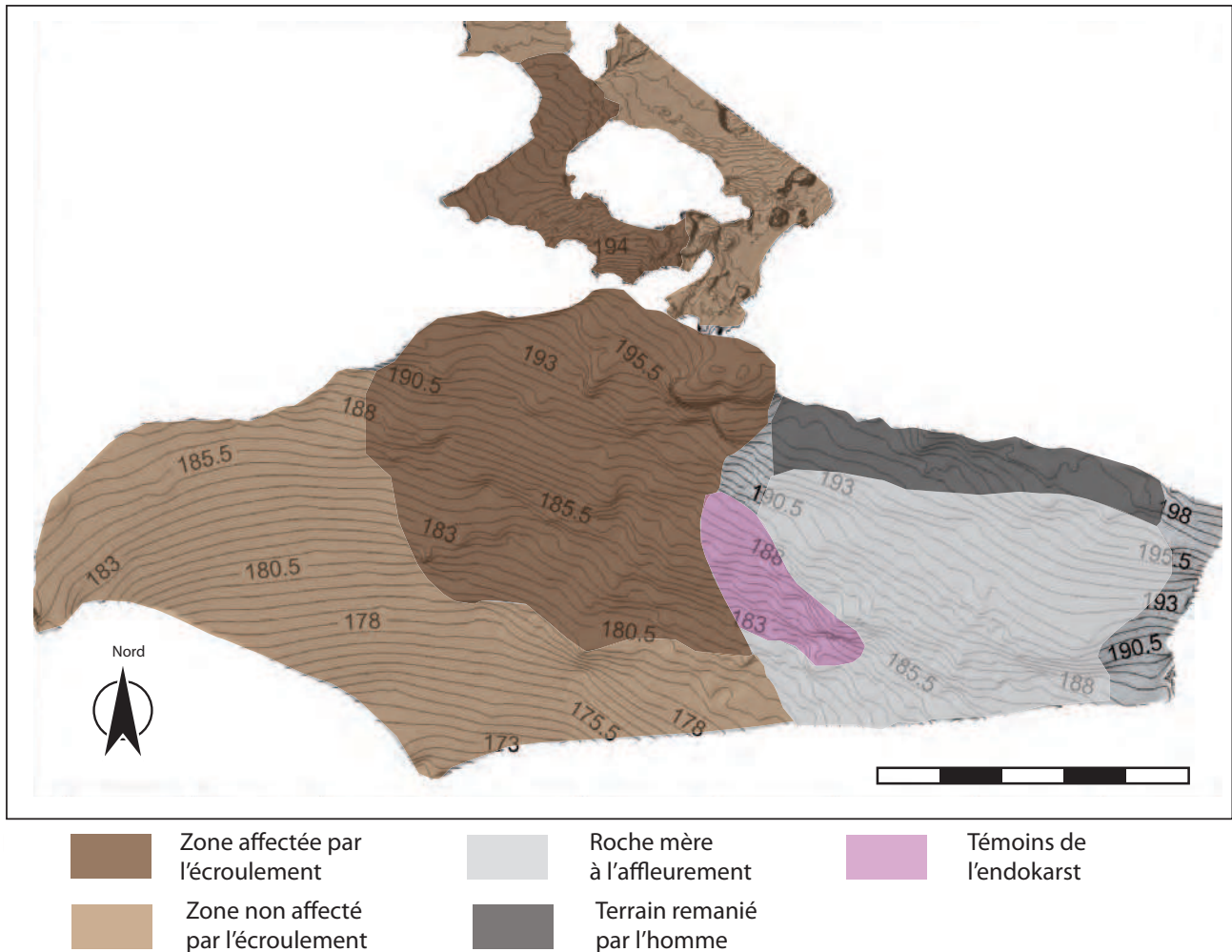


Figure 8.13

Carte du zonage du versant pour la segmentation du toit de l'éboulis à l'extérieur et à l'intérieur de la cavité. Les altitudes données par les courbes de niveau sont en m NGF.

(15 m de large pour 8 m de hauteur). Elle tient compte de l'ensemble des indices relevés sur le terrain et des projections topographiques permises par l'approche 3D

8.3.2.3. Calcul du volume de roche obstruant l'entrée naturelle : les apports du modèle 3D à la connaissance de la dynamique de fermeture

La reconstitution du porche d'entrée de la grotte Chauvet présente un autre intérêt : celui de pouvoir calculer le volume du cône d'éboulis issu de l'écroulement de l'écaille calcaire. Le calcul des différents volumes de chaque corps sédimentaire sur le terrain est contraint par les limites topographiques visibles de l'endokarst dont la géométrie est restituée par modélisation 3D. Le volume correspond donc à l'espace compris entre le mur de l'éboulis (surface au sol, pré-écroulement figure 8.14) et le toit de l'éboulis aujourd'hui à l'équilibre sur ces deux versants. La figure 8.17 illustre le du volume de l'éboulis en intégrant les surfaces topographiques qui ont été reconstruites pour les sols et la voûte de l'entrée de la cavité (figure 8.11 et 8.12)

Le calcul est effectué sur cette base permet d'évaluer le volume de roche obstruant actuellement l'entrée à 2650 m³. Le différentiel de près de 2000 m³ avec le volume de l'écaille confirme donc que le volume détaché de la paroi a suffi à lui seul à fermer la

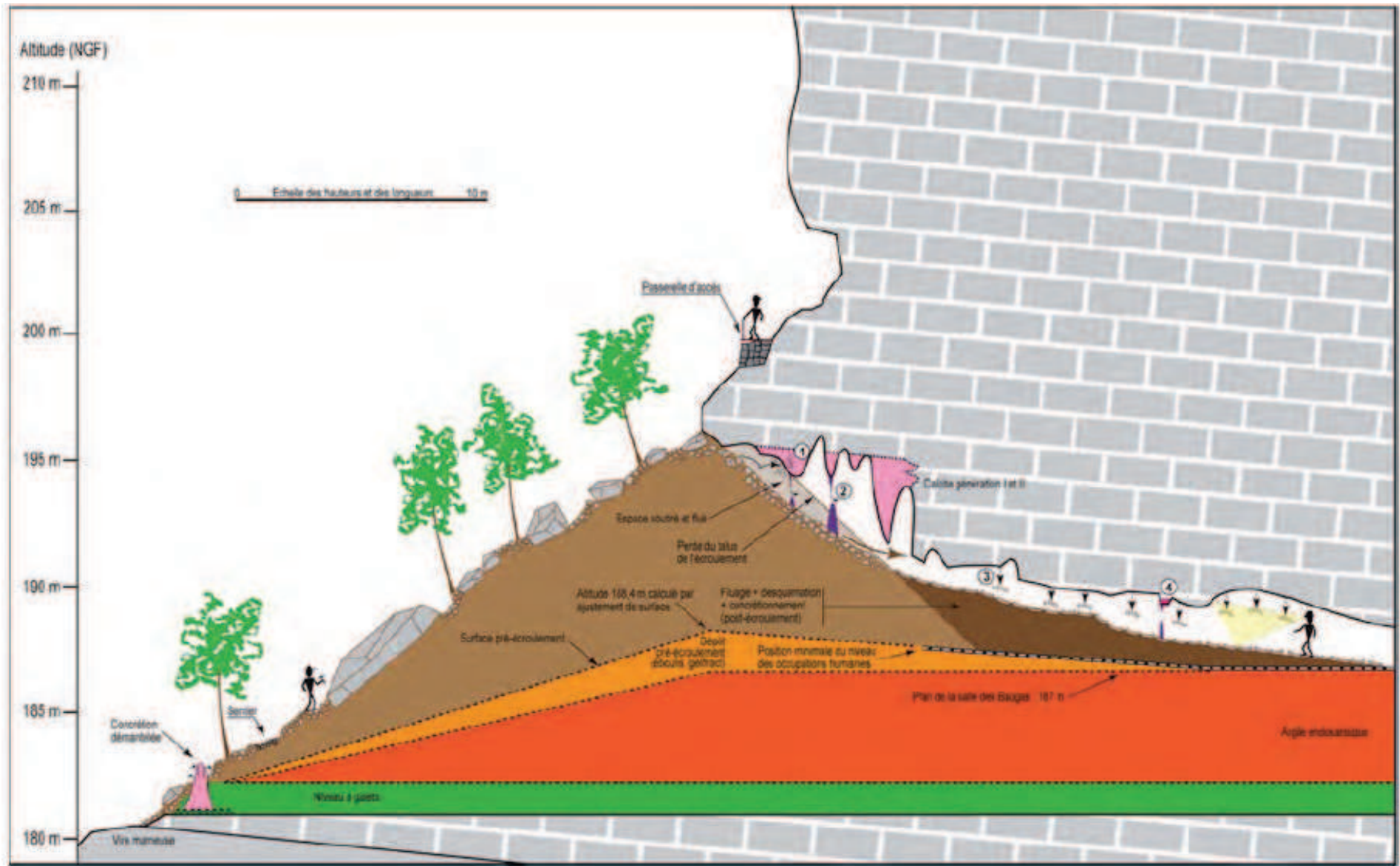


Figure 8.14
 Coupe synthétique des différents ensembles géomorphologiques et niveaux repères présent sur la zone d'étude. Les altitudes sont en m NGF.

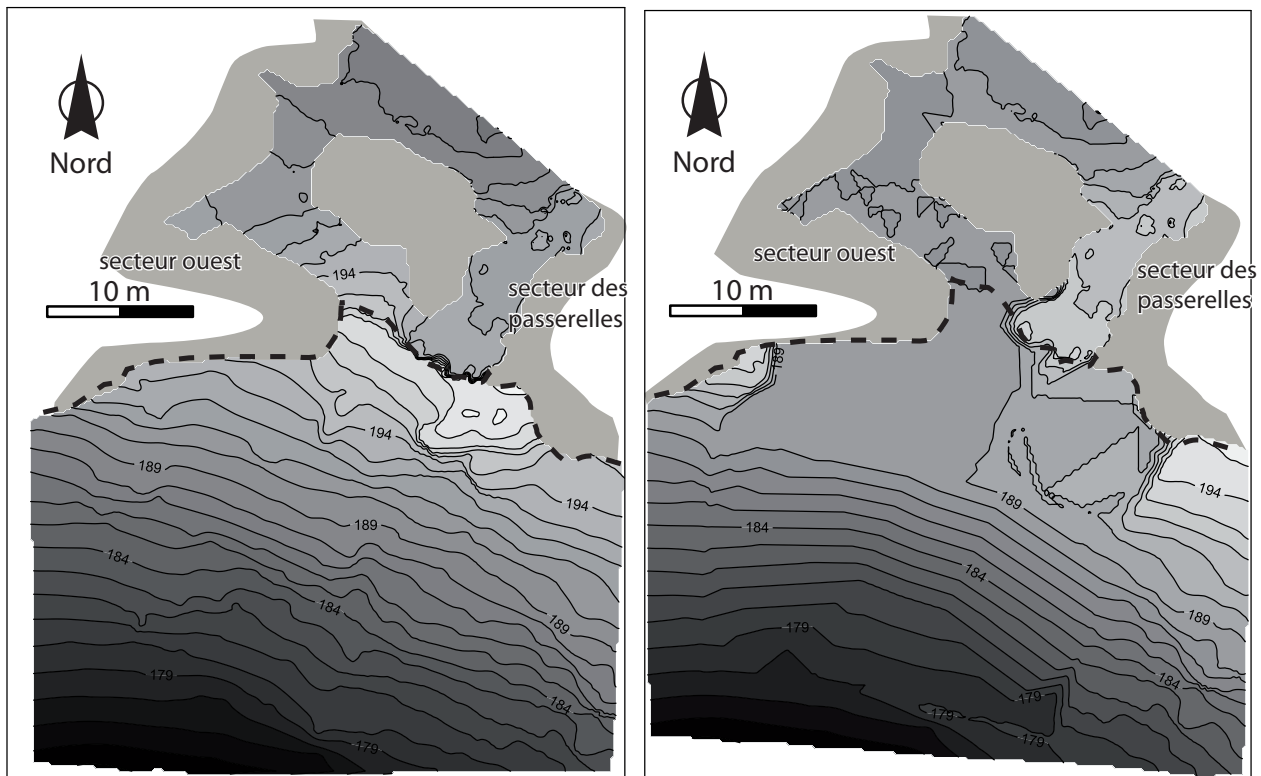


Figure 8.15
Modélisation du mur et du toit de l'éboulis dans sa configuration actuelle. Ici l'apex du mur de l'éboulis dans la zone d'entrée est de 189.5 m NGF.

cavité. De plus, en fonction de l'ordre dans lequel les effondrements ont eu lieu, il est possible que l'entrée ait été plus ou moins rapidement obstruée, en totalité ou en partie. Ainsi, durant la fermeture du porche (cf. chapitre suivant), il est probable que la surface de réception d'environ 1000 m² étant trop petite pour accueillir tous les blocs, un certain nombre ont du vraisemblablement continuer leur course en contrebas du versant. En raison de l'importance du volume détaché de la paroi par rapport au volume actuellement présent au niveau de l'éboulis, il est possible de considérer que la fermeture de la grotte Chauvet est donc directement et uniquement liée à (aux) écroulement(s) de la corniche sus jacente. Des études complémentaires ont été entreprises afin de vérifier que la majorité des blocs écroulés ait bien été stockée dans et à proximité de l'entrée naturelle et n'ont pas tous poursuivis leur chute vers le fond du talweg. Pour cela, deux types d'analyse ont été utilisés : des simulations numériques de chute de blocs et des sondages électrique dans le talweg de la combe d'Arc.

8.3.3. Apports des simulations de chutes de blocs en 3D pour l'étude de la fermeture de la grotte Chauvet

Les indices géomorphologiques collectés sur l'éboulis et l'identification de plusieurs niches d'arrachement emboîtées sont autant d'éléments renforçant l'hypothèse d'une fermeture de la grotte Chauvet faisant suite à un ou plusieurs écroulements. Cette partie a pour objectif de compléter les connaissances sur la mise en place du dépôt et notamment sur le transport et la propagation des blocs d'écroulements dans le secteur de la zone d'entrée mais aussi sur le versant de la combe d'Arc ainsi que de tester numériquement des chutes de blocs sur la topographie reconstruite en 3D par le recours aux outils

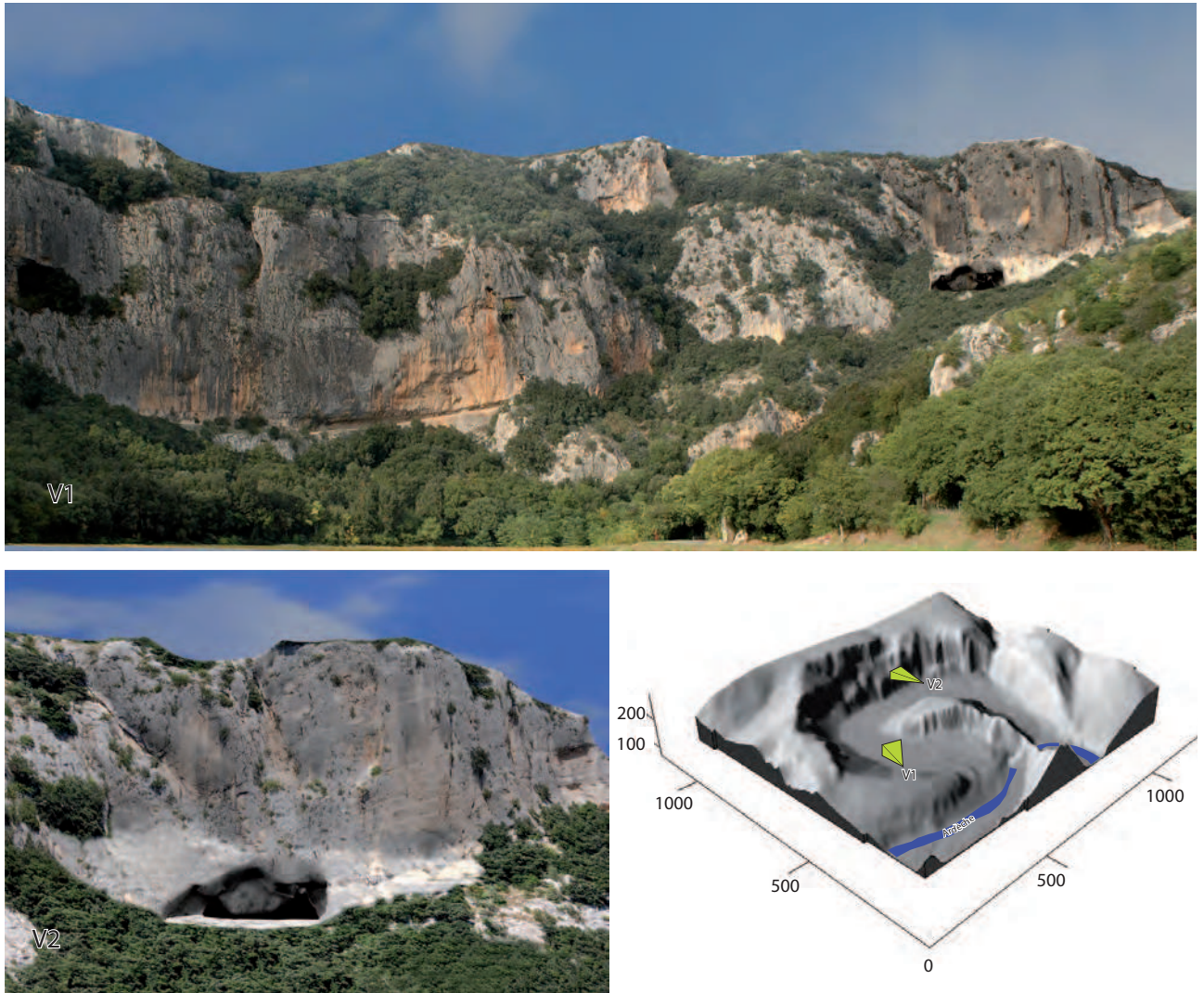


Figure 8.16

Le paléo-porche en 3D (en bas) et le paléo porche vu depuis le fond de la Combe d'Arc (en haut). Reconstitution 3D texturée de la paléo entrée de la grotte Chauvet-Pont d'Arc avant sa fermeture. Cette paléo-topographie a été reconstituée d'après les indices géomorphologiques et les repères topographiques visibles en surface et dans la cavité.

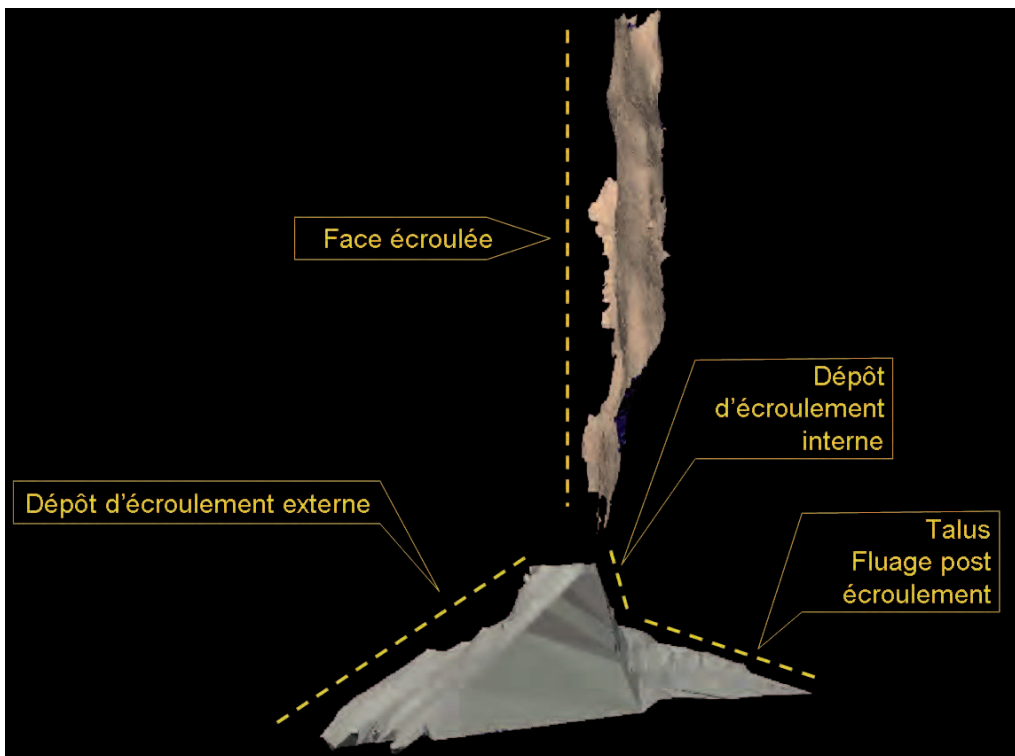


Figure 8.17

Représentation 3D du volume de roche obstruant l'entrée naturelle de la grotte Chauvet.

de simulations numériques physique et trajectographique. Ainsi ce test vise à :

- appréhender la trajectoire des blocs écroulés et estimer le cas échéant le volume ayant pu s'échapper et terminer leur course dans le talweg de la Combe d'Arc.
- apprécier l'étalement du cône d'éboulis en fonction de la masse tombée

Dans ce travail, nous avons utilisé deux modèles différents de simulation. Le premier est un modèle probabiliste qui permet de restituer les trajectoires de blocs en fonction des propriétés physiques du terrain. Le second modèle de simulation utilise quant à lui un moteur physique prenant mieux en compte les interactions entre les différents blocs lors d'un écroulement.

8.3.3.1. Les modèles de trajectographie

Des logiciels ont été développés et utilisés pour les travaux de géotechnie et de prévention des risques afin de protéger les ouvrages d'art et les zones d'habitation exposés aux aléas gravitaires. (Hantz, 2007) Ces logiciels, fondés sur l'étude mécanique des écroulements, connaissent de nouveaux essors avec les outils de modélisation en 3D. En effet, jusqu'à présent, les calculs se faisaient suivant des profils 2D (rockfall©, Eboul©, Rotomap©) en intégrant la topographie, la nature du milieu, etc afin de restituer au mieux les trajectoires et les dissipations d'énergie lors de la chute d'un bloc. Depuis quelques années des logiciels (Rockyfor3D, Pir3D, Eboulement) utilisent des algorithmes calculant la trajectoire de chutes de blocs en tenant compte de la topographie en trois dimensions et offrent ainsi des résultats plus conformes aux observations de terrain (Mangeney, 2006 ; Bourrier *et al.*, 2008). C'est ce type de logiciel que nous avons utilisé pour évaluer la propagation des blocs issus de l'écroulement de la corniche calcaire.

L'obtention de résultats réalistes nécessitent la prise en compte des éléments suivants : topographie, géologie et type de substrat, définition de « blocs de référence » etc (ref biblio). La constitution du modèle numérique de terrain haute densité et les observations *in situ* a permis de réunir ces éléments nécessaires à la réalisation de simulation :

Le premier critère concerne la topographie initiale du site étudié. Elle est donnée dans ce travail par la reconstruction en 3D de l'ancien porche d'entrée (figure 8.16).

Ce modèle RTI (réseau de triangles irrégulier), initialement composé de triangles de l'ordre de 10 cm de coté a été dégradé intelligemment (méthode de décimation en fonction de la courbure disponible dans les logiciels de rétro-ingénierie tel que *3DReshaper*©) afin d'alléger et de rendre cohérente l'étape de calcul. En effet, les normales des triangles qui réceptionnent chaque projectile sont prises en compte dans le calcul de la trajectoire de sa course suite au rebond. De plus, un modèle numérique de terrain trop détaillé peut induire des erreurs dans la détermination des angles du rebond. En effet, comme celui est calculé en fonction de l'angle normal et tangentiel de la face, un modèle triangulé centimétrique peut entraîner des difficultés de calcul et induit des erreurs dans la détermination de la trajectoire de rebonds. Il est donc conseillé, pour un objet hectométrique comme l'escarpement de la grotte Chauvet, d'utiliser des modèles avec des triangles de dimension métrique (refs ???).

Un deuxième critère concerne la nature et la rugosité du terrain qui reçoit les blocs écroulés (Wolff, 1996).. Pour cela, on affecte des propriétés représentées par les six coefficients suivants :

- restitution finale sur la composante normale de la vitesse ;
- restitution finale sur la composante tangentielle de la vitesse ;
- angle de rebond vertical ;
- angle de rebond horizontal ;
- coefficient de glissement final ;
- angle limite de glissement.

Les propriétés du terrain, en lien direct avec le contexte géomorphologique, permettent d'affecter des coefficients d'absorption de l'énergie cinétique des blocs s'écrasant ou roulant (Fargier, 2011).. Les relevés géomorphologiques et géologiques ont permis d'affecter sur chaque triangle du modèle ces coefficients en fonction de leur nature (calcaire, éboulis, marno-calcaire ...). La valeur de chacun des coefficients est disponible dans une « bibliothèque » qui est à disposition dans le logiciel. Dans ce travail, les coefficients affectés reposent sur l'hypothèse de la pré-existence d'un cône d'éboulis composé majoritairement de gélifracsts et de blocs épars comme cela est souvent observé dans les porches d'entrée de grotte (Debard, 1988)

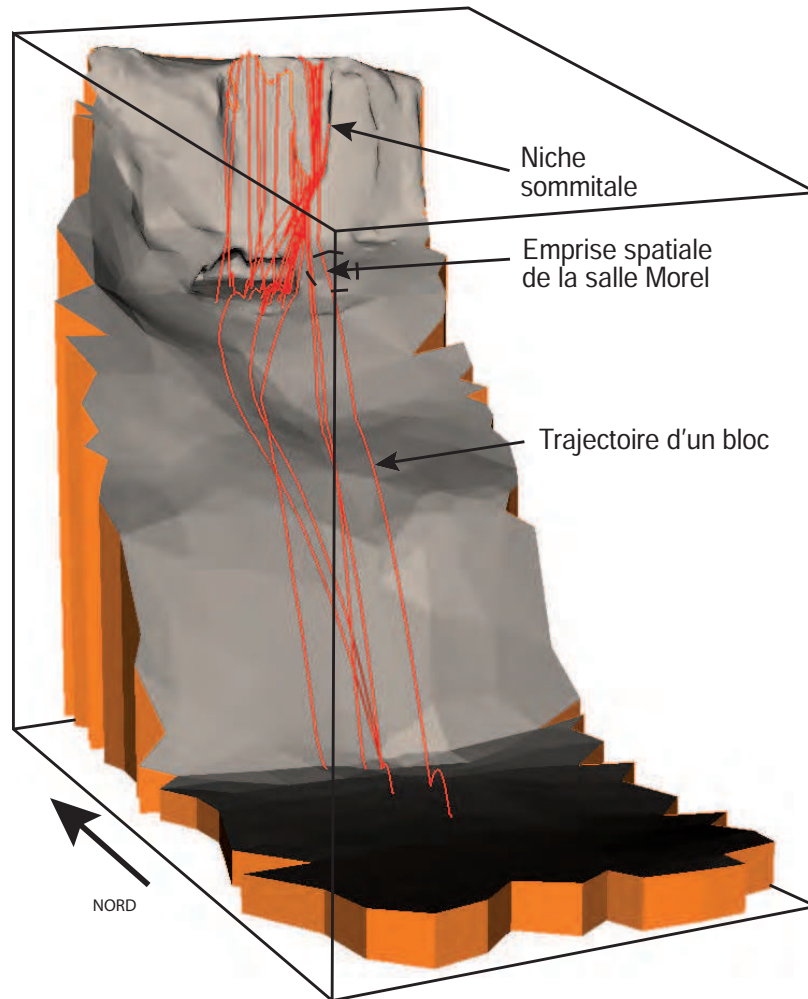
Les propriétés des blocs écroulés constituent un troisième critère qu'il faut prendre en considération dans l'étude trajectographique. Cependant, dans les logiciels que nous avons utilisés (comme Pir3D), la simulation ne prend pas en compte la forme des blocs ; seul leur point de gravité est considéré dans ces modèles. Le point est caractérisé par la masse des blocs, leur position de départ, leur vitesse et le type de mouvement (ici chute et rebonds). Ces caractéristiques sont déduites des mesures géométriques de terrain effectuées sur les blocs tombés auxquelles est rajoutée la masse volumique du calcaire dont ils sont composés (entre 2700kg/ m³ et 3000kg/ m³). Une certaine quantité aléatoire permet de tenir compte de la forme du bloc élémentaire. Celui-ci s'apparente à un point matériel caractérisé par : sa position, sa masse, sa vitesse et son type de mouvement (chute libre, trajectoire parabolique, glissement, impact). Dès lors, connaissant, la vitesse incidente, les coefficients attachés au sol qui permettent le calcul de la vitesse de rebond (valeur et direction), le calcul du point d'impact est effectué de façon itératives jusqu'à ce que la vitesse du bloc devienne inférieure à un certain seuil en dessous le bloc est considéré comme immobile.

Les différentes simulations (figure 8.18) montrent que dans le contexte géomorphologique de la combe d'Arc, 75 % de la propagation des blocs écroulés est stoppée au niveau de la plateforme d'entrée et cela quelque soit le départ de chute dans l'escarpement . L'hypothèse de l'existence d'une plateforme à la topographie légèrement bombée composé de gélifract se trouve ainsi tout à fait plausible.

Les simulations mettent en avant que les blocs issus de la marge orientale de la niche d'arrachement, (joutant le pilier d'Abraham), sont déviés par la topographie et impactent une zone où il n'y aujourd'hui pas de blocs. Cette zone se caractérise par l'affleurement des bancs calcaires sous lesquels se développe la salle Morel. Or les

Figure 8.18

Exemple de calcul de trajectoire de bloc. Les départs de blocs se situent sur la partie sommitale de l'escarpement. Ici seuls quelques blocs sont représentés.



observations menées dans la salle Morel, ont mis en avant des morphologies d'écrasement (Delannoy *et al.*, 2010). Ces simulations de chutes de blocs montrent que certains d'entre eux impactent directement les bancs calcaires en place et composant la voûte de la salle Morel. Ces impacts, probablement très violents, pourraient expliquer pourquoi ces bancs calcaires sont actuellement basculés (cf. chapitre 7).

L'intégration de la topographie du versant de la Combe d'Arc, montre qu'une faible proportion de blocs écroulés a atteint le fond du talweg. Il est ainsi probable que certains blocs aient pu s'immobiliser au pied du versant, il est tout aussi probable qu'ils y soient arrivés de façon très fragmentés du fait des multiples rebonds effectués. Des mesures géophysiques et en particulier la réalisation de profil tomographique n'ont pas permis de révéler la présence de tels blocs (tomographie en annexe 8.1).

8.3.3.2. La méthode des éléments discrets

Les résultats des calculs de trajectoire apportent de nouveaux éléments sur la répartition des blocs issus de l'écroulement ainsi que sur les formes d'écrasement observées sous terre dans la salle Morel. Il paraît judicieux de compléter ces informations avec une autre méthode de simulation prenant en compte les blocs d'écroulement afin d'intégrer dans le calcul leurs interactions durant l'écroulement. En effet, lorsque les premiers blocs se déposent au sol, ils ont pour effet de modifier la topographie de base en créant

une pente ou un barrage, ce qui peut changer substantiellement les caractéristiques de terrain et par incidence modifier la trajectoire des blocs suivants. C'est pourquoi nous avons croisé les résultats obtenus avec une autre méthode basée sur la *dynamique moléculaire dite* « Méthode des Eléments Discrets » (MED) (Cundall et Strack, 1979). Cette méthode est basée et calée sur des modèles physiques. Des études récentes (Bourrier, 2008 ; Mangeney 2006) ont montré que la méthode des éléments discrets permettait de reproduire fidèlement des expériences de lâchers de particules en laboratoire, pour autant que les paramètres rhéologiques (angles de friction et coefficients de restitution) soient bien contraints.

Si ce principe de modélisation fonctionne bien c'est parce que les équations de calcul de la méthode de type dynamique moléculaire (Cundall et Strack, 1979, 1988) permettent l'interpénétration entre les particules du milieu qui sont considérées comme des sphères molles, c'est à dire rigides localement déformables. Les surfaces de contact entre particules peuvent donc subir des déformations élastiques ou plastiques et une loi de contact régulière permet de définir la relation entre l'interpénétration et la force de contact entre deux particules. Des travaux de recherches (Wolf, 1996; Cambou et Jean, 2001) comparent différentes approches se révèle pertinente pour modéliser correctement les problèmes posés. L'approche dynamique moléculaire est très employée actuellement en raison, essentiellement, de sa simplicité de mise en œuvre. En particulier, l'existence d'une interpénétration entre particules facilite la définition des lois de contact ainsi que l'interprétation physique des résultats obtenus. De nombreuses études utilisant cette approche ont permis le développement d'un grand nombre d'extensions de la méthode initiale (Hantz *et al.*, 2006) Ces améliorations portent notamment sur le développement de lois de contact spécifiques et la modélisation de particules de formes complexes. Cette approche a été spécifiquement utilisée pour la modélisation de l'impact d'un bloc rocheux sur un éboulis (Bourrier, 2008)

L'interface choisie pour ce travail et le logiciel Havok, compatible avec le logiciel de modélisation 3DSmax. Le moteur physique de simulation Havok a été utilisé pour reconstituer les éboulements de masse du Randa (Suisse) (Schindler, 1997 ; Rouiller, 2005). Afin de rester cohérent avec les hypothèses sur lesquelles reposent les simulations trajectographiques, le modèle topographique 3D et caractéristiques de densité de roche ont été ré-utilisé pour effectuer cette simulation par MED. Le changement majeur vis-à-vis de la simulation précédente est que cette fois les blocs écroulés ne sont pas des points (centre de gravité) mais des entités géométriques dont les caractéristiques morphologiques peuvent être prises en compte. Ainsi le calcul de chutes et de collisions prend en compte la physionomie de chacun des blocs, mais aussi sa densité, sa masse et sa rugosité.

La modélisation des blocs écroulés a nécessité la fragmentation du compartiment. Cette segmentation a été effectuée à partir des discontinuités repérées sur le terrain et plus particulièrement grâce aux données du modèle 3D issus des levés haute densité. L'ensemble des éléments n'étant pas toujours visibles sur le modèle brut (nuage de points ou modèle triangulé), la segmentation des discontinuités a été complétée par

celles visibles sur des photographies qui ont été corrélées sur le modèle 3D. Les plans de fracturations et de stratification ainsi déterminés directement sur le modèle 3D ont permis le paramétrage des points de fragmentation de la masse rocheuse. La figure 8.19 illustre la modélisation géométrique de ces plans.

De plus pour les mêmes raisons que pour le calcul trajectographique, le modèle 3D initial de la topographie de la paléo entrée de la grotte Chauvet et de l'écaille reconstituée sur la paroi a dû être simplifiée. En effet, les calculs trajectographiques et les directions de rebond étant calculés en fonction des normales de chaque triangle, une trop forte rugosité (et donc un très grand nombre de normales) du modèle peut entraîner des anomalies et incohérences dans leur détermination. De plus, la simplification du modèle, permet d'alléger la procédure de calcul et ainsi de réduire le temps de calcul nécessaire à la simulation d'écroulement.

Les résultats trajectographiques obtenus par simulation MED sont cohérents (figure 8.20) avec ceux obtenus précédemment et on constate que la propagation des blocs ne s'étend pas ou très peu en dehors de la plateforme de l'entrée. On observe aussi que des blocs se retrouvent sur la zone géographique de la salle Morel, ce qui est cohérent avec les modèles de trajectoire illustrant la fuite de certains blocs en contrebas vers le talweg de la combe d'Arc, ceci après avoir impacté et rebondi sur la surface topographique située au dessus de la salle Morel.

Dans l'ensemble, les résultats obtenus par des modèles probabilistes (trajectographie) et par des modèles de simulation de l'environnement physique sont assez proches et tendent à valider l'existence d'une paléo entrée ayant l'aspect d'un vaste porche sous lequel se développe une topographie en plateforme.

CONCLUSIONS

L'utilisation conjuguée de la cartographie géomorphologique, des modèles topographiques 3D et de la simulation d'écroulement rocheux a permis de reconstituer en 3D la topographie de l'ancienne entrée de la grotte Chauvet et ainsi préciser les modalités de sa fermeture. La reconstruction de la topographie 3D basée sur l'observation et l'intégration de données géomorphologiques dans le modèle 3D a permis de restituer sa géométrie avant que celle-ci ne soit complètement obstruée par les blocs écroulés depuis la paroi calcaire. La grotte possédait alors un grand porche d'entrée, d'environ 15 m de largeur pour 8 m de hauteur. Une plateforme d'environ 30 m x 30 m permettait un accès aisé à la cavité. Cependant, la présence d'importants pendants de voutes ont eu pour effet de réduire le gabarit de la cavité dès que l'on pénétrait en son sein. Ces pendants de voutes ont aussi joué un rôle de barrière envers la propagation des blocs d'écroulement à l'intérieur de la cavité, favorisant ainsi une accumulation « verticale » des blocs entraînant alors le comblement rapide du porche d'entrée. Cette reconstitution repose sur l'utilisation des outils de mesure, de représentation et de modélisation en 3D.

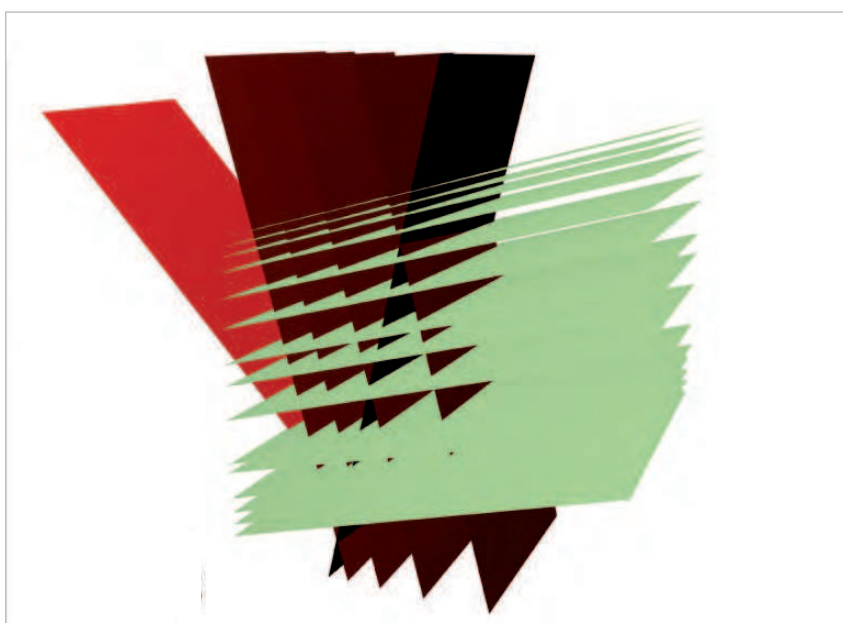
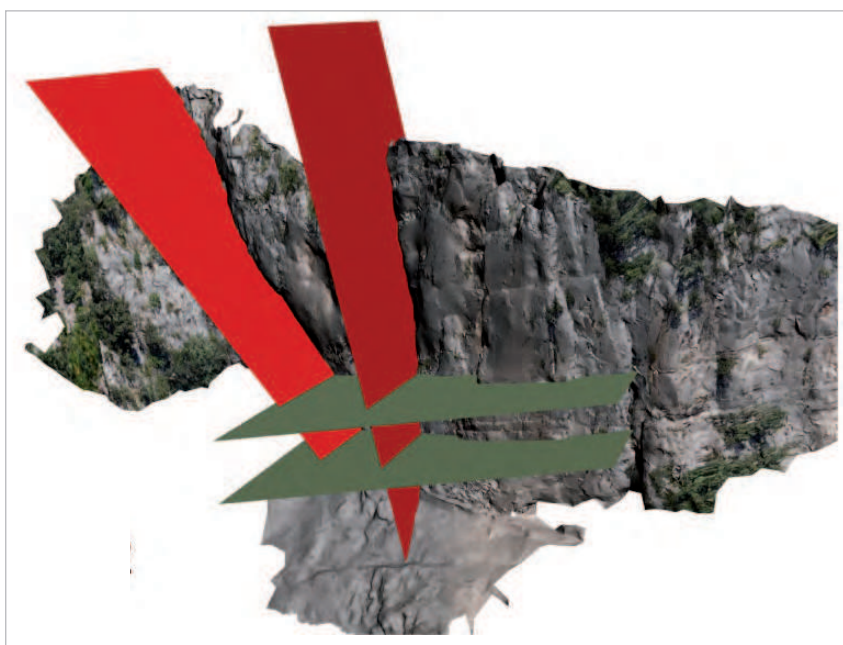
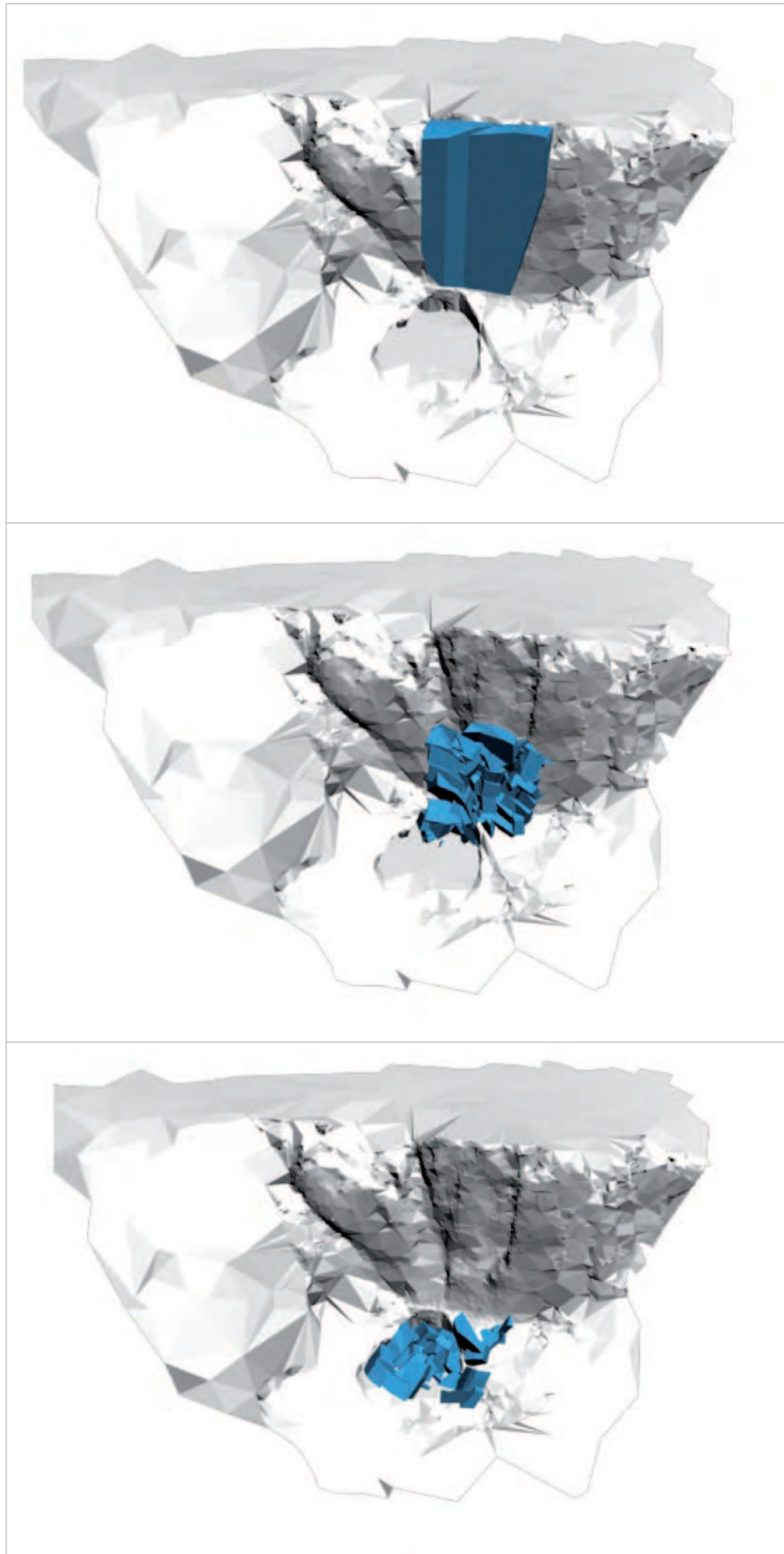


Figure 8.19

L'item 1 représente le modèle 3D texturé de topographie actuelle de l'escarpement et de l'éboulis. L'item 2 fait ressortir en vert les plans de stratification et en rouge les plans majeurs de fracturation. L'item 3 représente la modélisation des zones de fragilité de la roche au niveau de l'écaille rocheuse qui s'est écroulée.

Figure 8.20

Simulation des différentes étapes de l'éroulement. Dans le modèle actuellement développé, environ 70% des blocs stoppent leur course sur la plateforme de la paléo entrée. La propagation des 30 % restant se limite au versant et seul 10 % de la masse éroulée parvient au fond du talweg de la combe d'Arc.



Ces outils ont permis, dans un premier temps de palier les contraintes d'investigation sur le terrain en lien avec les mesures de conservation afin de préserver l'intégrité du site de la grotte Chauvet. Dans un second temps, le modèle 3D de la zone d'étude a servi de support de réflexion permettant de comparer sur un même document toutes les informations collectées sur le terrain. Enfin, ces outils ont permis de modéliser les différentes surfaces géomorphologiques identifiées en différents points du terrain permettant ainsi de proposer une restitution de la morphologie et de la géométrie de l'ancien porche de la grotte Chauvet.

De plus, ces outils de relevé en 3D ont permis d'apporter de nouvelles informations sur les modalités de la fermeture de la grotte en permettant d'étudier des surfaces jusqu'alors inaccessibles. En effet, l'identification de plusieurs de niches emboîtées les unes dans les autres ont permis d'appréhender que plusieurs événements gravitaires ont contribué à la construction du dépôt d'écroulement actuellement présent au sol. Bien qu'il soit délicat de poser une chronologie de la mise en place de ces niches d'arrachement uniquement sur la base de leur emboitement géométrique, il est toutefois possible d'affirmer que ceux-ci aient pu être relativement rapprochés dans le temps. En effet, un événement gravitaire a pour conséquence de déstabiliser l'ensemble d'une paroi (Ravanel, 2010) et entraîne généralement après d'autres événements de plus faible ampleur. Toutefois en l'absence de datations, il est pour l'instant délicat de plus s'avancer sur cette chronologie.

Il paraît clair que la grotte se soit fermée à la suite d'un de ces événements gravitaires, ce qui a eu pour conséquence son obstruction de manière quasi instantanée. Afin de répondre aux questionnements et aux enjeux portant sur l'âge de cette fermeture, il est maintenant nécessaire d'apporter des éléments de datations afin de caler le scénario proposé. Pour cela, nous proposons d'utiliser la méthode de datations en utilisant les isotopes cosmogéniques produit *in-situ* dans la roche sous l'effet du rayonnement cosmique.

CHAPITRE 9

CHRONOLOGIE ET ÂGE DE FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET

IMPLICATIONS ARCHÉOLOGIQUES

LES APPORTS DES ISOTOPES COSMOGÉNIQUES ET DE LA MODÉLISATION 3D

Les recherches géomorphologiques sur la grotte Chauvet présentées dans les deux chapitres précédents se sont focalisées sur les processus à l'origine de sa fermeture qui l'a rendu inaccessible autant aux Hommes qu'aux animaux depuis plusieurs millénaires (Delannoy *et al.*, 2004, 2010). L'objectif de ce chapitre est double. Le premier consiste à caler chronologiquement les différents écroulements posés dans le modèle de fermeture proposé (cf. chapitre 8) et le second est de déterminer l'âge de la fermeture définitive de la grotte Chauvet et de confronter cet âge avec l'ancienneté de l'art pariétal présent dans cette cavité.

La première partie de ce chapitre présente le cadre chronologique actuellement défini des fréquentations humaines et animales dans la grotte Chauvet ainsi que celui de la fermeture de l'entrée. Cette première étape, en rendant compte de la richesse et de la diversité des éléments datés, permet en outre de cibler les limites respectives des différentes méthodes de datations utilisées pour répondre à la problématique de la fermeture de l'entrée préhistorique de cette grotte (Bahn, 2003 ; Delannoy *et al.*, 2004, 2011 ; Pettitt, 2008).

La deuxième partie se focalise sur la méthode développée dans ce travail pour dater les différents écroulements qui ont contribué à la fermeture de la grotte Chauvet. Cette méthode repose sur l'utilisation des isotopes cosmogéniques produits in-situ qui permettent de déterminer des âges d'exposition de surfaces géomorphologiques au rayonnement cosmique (Gosse et Phillips, 2001 ; Siame *et al.*, 2006 ; Muzikar *et al.*, 2003). Cette méthode de datation absolue permet de caler dans le temps des événements qui ont eu pour effet de mettre au jour des surfaces qui n'avaient jusqu'alors jamais été exposées au rayonnement cosmique. Dans le cas présent, le détachement d'un pan de paroi a pour effet de mettre au jour une nouvelle surface géomorphologique « fraîche » (niche d'arrachement) auparavant non exposée au rayonnement cosmique rendant ainsi favorable l'utilisation des cosmonucléides pour dater l'événement gravitaire. La troisième partie de ce chapitre présente la chronologie absolue des événements qui a été établie avec la méthode de datation utilisant les isotopes cosmogéniques et en particulier celui du ^{36}Cl . En effet, en milieu calcaire, cet isotope est essentiellement produit par la spallation de l'élément cible ^{40}Ca contenu dans la calcite. La stratégie d'échantillonnage a été guidée par la présence de plusieurs niches d'arrachement révélée sur la paroi grâce à des mesures topographique par LiDAR terrestre. Enfin, les facteurs de production ont été contraints à partir des connaissances géométriques et géomorphologiques du site investigué. Ces résultats chronologiques ont permis d'affiner les connaissances sur le processus d'écroulement, de mieux contraindre la géométrie de l'ancien porche d'entrée et d'établir un cadre chronologique absolu et cohérent avec toutes les données radiométriques disponibles sur les vestiges archéologiques à la grotte Chauvet. Ce cadre géométrique et temporel permet de proposer un scénario de l'évolution topographique de l'entrée de la grotte Chauvet depuis 34 000 ans jusqu'à sa fermeture brutale et définitive il y a 22 000 ans (Sadier *et al.*, 2012).

9.1. LE CADRE CHRONOLOGIQUE DES FRÉQUENTATIONS HUMAINES ET ANIMALES DANS LA GROTTTE CHAUVET : L'ENJEU DE LA DATATION DE LA FERMETURE DE L'ENTRÉE

L'âge de la fermeture de la grotte Chauvet constitue une information importante pour contraindre les périodes de fréquentations humaines et animales et mieux appréhender la conservation des témoins archéologiques et paléontologiques. Les supports visant à caler au plus près dans le temps la fermeture de la cavité ont été les datations réalisées (1) sur les spéléothèmes scellant l'éboulis d'entrée (Delannoy *et al.*, 2004 ; Genty *et al.*, 2004 ; Geneste *et al.*, 2010 – datation U/TH), (2) sur des charbons prélevés dans un sondage réalisé à la base de l'éboulis (figure 9.1) (Gély et Maskud, 2010 – Datation C14) et (3) sur les ossements présents à proximité de la paléo-entrée (Fosse, 2009 ; Bocherens *et al.* 2006 ; Geneste *et al.*, 2010). Les datations réalisées sur les concrétions scellant les clastes de desquamation permettent de rapporter la détente mécanique (responsables des clastes de desquamation) avant 11 500 BP (tableau 2 ; Geneste *et al.*, 2010). Cette détente mécanique étant postérieure à la mise en place du dépôt d'écroulement, il était évident que celui-ci était plus ancien que les âges donnés par les spéléothèmes (tableau 9.1). Restait posée la question de combien cet écroulement était plus ancien. Si l'apport des spéléothèmes pour caler des événements morphogéniques a du sens, il faut prendre en compte que leur développement et leur croissance restent soumis aux conditions climatiques externes. Or les conditions nécessaires à la croissance des concrétions n'étaient pas réunies entre -25ka et -16 ka du fait de la péjoration climatique contemporaine de la dernière phase glaciaire (stade isotopique 2) (Genty *et al.*, 2004 ; Genty,

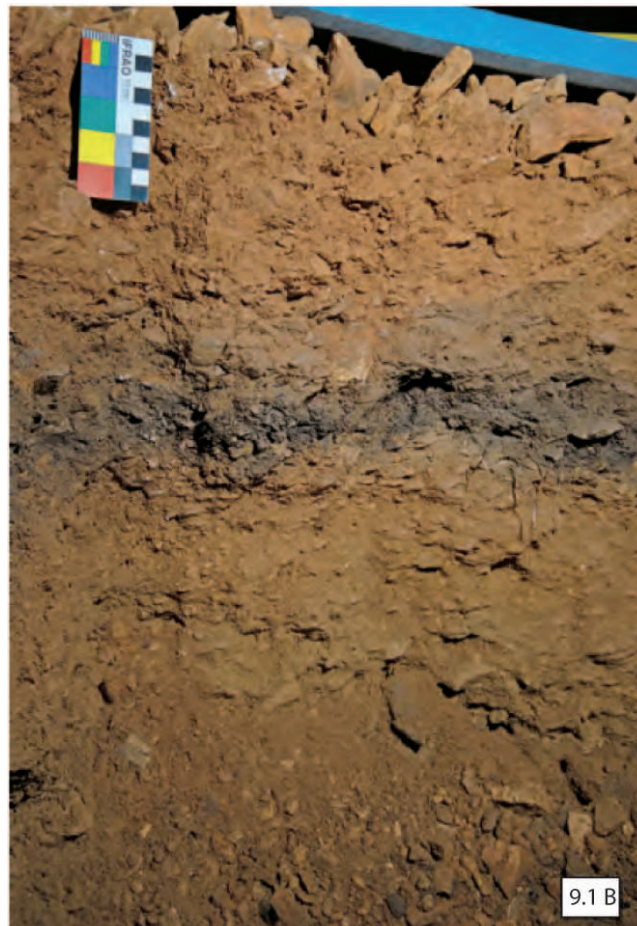
Tableau 9.1
Synthèse des datations réalisées dans la première partie de la grotte Chauvet (âges 14C non calibrés).

Code des échantillons	Matériel daté	Données compl.	Localisation	Informations compl.	Type datation	Datation	Marge d'erreur	Responsable	
GrA-CL03	ossement	Canis lupus	Salle des Bauges		¹⁴ C AMS	28930	250	CEA Saclay	JM Elalouf
GrA-US28	ossement	Ursus spelaeus	Salle des Bauges		¹⁴ C AMS	37300	340	CEA Saclay	JM Elalouf
Lyon-16560xa	ossement	Ursus spelaeus	Salle Morel		¹⁴ C AMS	19105	150	Lyon	H. Bocherens
GrA-23140	ossement	Martes martes	Base Eboulis d'Entrée		¹⁴ C AMS	3170	30	CEA Saclay	H. Bocherens
GrA-US01	ossement	Ursus spelaeus	Diverticule des ours		¹⁴ C AMS	34790	250	CEA Saclay	JM Elalouf
GrA-US08	ossement	Ursus spelaeus	Salle des Bauges		¹⁴ C AMS	30460	250	CEA Saclay	JM Elalouf
Erreur (1 sigma)									
SacA 14203	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Eboulis d'Entrée	sondage	¹⁴ C AMS	31600	280	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 11411	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Eboulis d'Entrée	sondage	¹⁴ C AMS	31300	270	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 14232	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Eboulis d'Entrée	sondage	¹⁴ C AMS	32000	390	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 11416	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Diverticule des Ours	Surface du sol	¹⁴ C AMS	25700	150	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 11417	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Salle des Bauges	Surface du sol	¹⁴ C AMS	24600	150	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 11419	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Galerie du Cactus	Surface du sol	¹⁴ C AMS	32200	290	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 11420	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Galerie du Cactus	Surface du sol	¹⁴ C AMS	31700	290	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 11421	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Salle des Bauges	Surface du sol	¹⁴ C AMS	26000	170	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 14204	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Salle des Bauges	Surface du sol	¹⁴ C AMS	31600	280	Gil/Yvette	H. Valladas
SacA 14224	Charbon de bois	Pinus sylvestris/nigra	Salle des Bauges	Surface du sol	¹⁴ C AMS	25800	180	Gil/Yvette	H. Valladas
Age U/Th corrigé									
chau-stm1	Spéléothème	Stalactite	Galerie des passerelles	base stalactite	U/Th	4557	103		D. Genty
chau-stm7	Spéléothème	Stalactite	Eboulis d'Entrée	base de la repousse	U/Th	5787	92		D. Genty
chau-stm8	Spéléothème	Stalactite	Base Eboulis d'entrée	base stalactite	U/Th	11500	172		D. Genty

2009, 2012). Bien que directement posés sur l'éboulis, les spéléothèmes ne constituent pas ici les meilleurs vecteurs d'information pour fixer l'âge précis de la fermeture de la grotte qui serait, sur la base des données archéologiques et paléontologiques, compris entre -23 et -11.5 ka (figure 9.1).



Figure 9.1 (A, B)
Sondage à la base du tablier d'éboulis. Ce sondage, de taille limitée, se situe dans la grotte, au terme du dépôt d'écroulement. Il a permis de reconnaître un niveau d'occupation riche en charbon, à la côte 187,5 m. (d'après Delannoy et al., 2010) Clichés S. Jaillet.



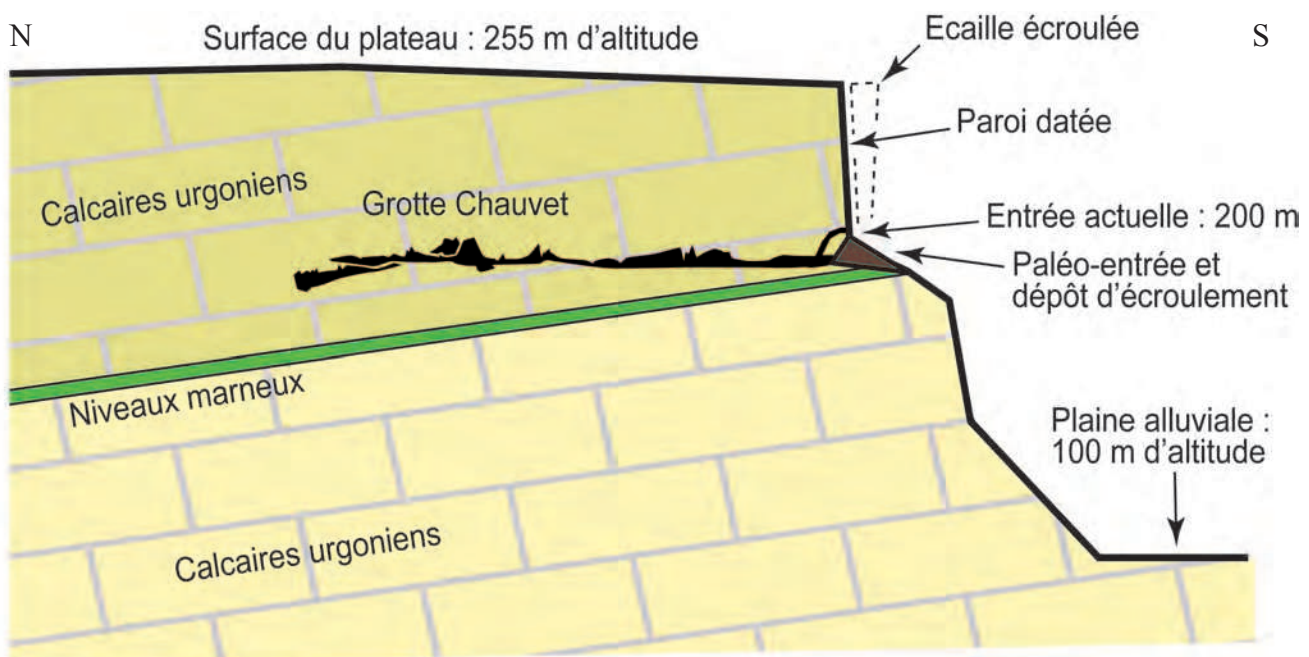
Les datations des témoins paléontologiques, même éloignés de la zone d'entrée indiquent qu'aucune date concernant la grande faune n'est plus récente que 22 860 ans. L'absence de « grande faune » après ces dates ainsi que d'intrusions humaines avérées après le Gravettien, permet de poser l'hypothèse d'une fermeture totale de la grotte entre 23 000 BP et 11 500 BP. Après cette période, seule une petite faune (rongeurs, martres...) a su trouver un cheminement au travers des blocs de la masse écroulée pour pénétrer dans la grotte (cf. témoins osseux de cette petite faune dans la première partie de la cavité rapportés pour l'essentiel à l'Holocène) (Bocherens *et al.*, 2005 ; Fosse *et al.*, 2005). Ce cadre chronologique posé par les moyens de datations actuellement disponibles s'avère insuffisant pour préciser l'âge exact de l'écroulement qui marque le terme de l'accès à la cavité et permet par incidence de préciser les périodes de sa fréquentation préhistorique.

Face à ce manque de précision chronologique quant à la fermeture de la cavité, il a été nécessaire de définir une autre stratégie de datations en se centrant non plus sur la cavité mais sur l'extérieur : notamment la niche d'arrachement (surface S3 ; cf. chapitre 5) isochrone de la fermeture de la cavité par le dépôt d'écroulement. La datation directe de la niche d'arrachement apparaît dans ce contexte la meilleure solution pour répondre aux questionnements encore en suspens sur l'âge de la fermeture de la grotte préhistorique (figure 9.2).

Cette stratégie a été rendue possible grâce aux progrès méthodologiques récents sur les datations cosmogéniques (Gosse *et al.*, 2001 ; Dunai, 2009). Les réactions nucléaires, provoquées par le flux cosmique sur le calcium contenu dans le calcaire, entraînent la formation de l'isotope cosmogénique du ^{36}Cl dans la roche, dont la concentration est considérée comme proportionnelle à la durée d'exposition (Stone *et al.*, 1994 ; Dunai 2010). Cette exposition étant liée directement à la mise à nue de la paroi suite à l'écroulement, il est possible via cette méthode d'approcher l'âge des différents écroulements (niches A, B et C) et, par contrôle géomorphologique, celui de la fermeture de la grotte.

Figure 9.2

Schéma contextuel simplifié des éléments environnant l'escarpement calcaire surplombant la grotte Chauvet.



En répartissant les prélèvements sur les points marquants de la niche d'arrachement, il est a priori possible de déterminer le caractère isochrone ou non de la niche d'arrachement (surface S3 chapitre précédent) et ainsi de préciser si l'écroulement est monophasé ou non. Dans le premier cas, les écroulements issus des différentes niches sus jacentes se sont succédés en un temps très court ; dans le second cas, l'entrée de la cavité a connu différentes physionomies avec un degré chaque fois plus restreint de pénétrabilité.

9.2. CONCEPTS ET PRINCIPE DE DÉTERMINATION DES ÂGES D'EXPOSITION DES ROCHES

Les applications des isotopes cosmogéniques produits in situ pour quantifier des processus d'érosion superficiels sont en plein essor et sont encore pour certains d'entre eux dans une phase de validation (e.g. Gosse *et al.*, 2001 ; Dunai, 2010). Elles reposent sur la mesure de la concentration en nucléides comme ^3He , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{21}Ne , ^{14}C ou ^{36}Cl , qui se forment essentiellement à la surface terrestre lors du bombardement par les rayons cosmiques des éléments cibles contenus dans les minéraux de la roche. La concentration d'un nucléide cosmogénique dans une roche augmente en fonction de son temps d'exposition ce qui permet de déterminer le temps durant lequel un échantillon a été exposé au rayonnement cosmique. Le développement de la spectrométrie de masse par accélérateur (SMA) et l'amélioration continue de sa sensibilité ont rendu possible la mesure de très petites concentrations de ces nucléides dont le taux de production est faible à la surface de la Terre (environ 10-50 atomes / g de roche / an) (Elmore *et al.*, 1987; Finkel *et al.*, 1993).

Parmi ces isotopes, le ^{36}Cl se prête particulièrement bien pour étudier l'âge de surface des roches carbonatées. En effet, cet isotope est produit par spallation du ^{40}Ca présent en très grande quantité dans les calcaires. Pour utiliser l'isotope du ^{36}Cl dans la quantification chronologique d'un événement, il est indispensable d'appréhender les quatre types de réaction entraînent la production de ^{36}Cl in situ dans une roche (Gosse *et al.*, 2001; Schimmelpfennig *et al.*, 2009, 2011):

- A la surface, le ^{36}Cl est principalement produit par des réactions de spallation entre des neutrons de haute énergie et des éléments cibles, essentiellement du Ca pour le calcaire mais aussi du K, Ti et Fe dans d'autres roches.
- La capture des muons négatifs lents par le ^{40}Ca et le ^{39}K entraîne une production de ^{36}Cl qui devient prédominante en profondeur.
- La capture de neutrons de faible énergie (thermique et épithermique) par le ^{35}Cl entraîne la formation de ^{36}Cl .
- Une production du ^{36}Cl non-cosmogénique est due à la capture de neutrons radiogéniques de faible énergie par le ^{35}Cl formés suite à la fission de ^{238}U et à la décroissance radioactive de l'U et du Th.

Ainsi, comme nous l'avons présenté dans cette première partie, la datation d'un événement ou d'un processus géomorphologique en utilisant les isotopes cosmogéniques est relativement complexe et demande la connaissance d'un certain nombre de facteurs sur le terrain. C'est la connaissance de ces facteurs qui constitue la solidité des dates et non la seule mesure par SMA du nombre d'atome de l'isotope recherché. C'est donc en connaissant ces contraintes que nous avons élaboré une stratégie d'échantillonnage sur le terrain afin de dater les différents écroulements qui ont obstrués l'entrée naturelle de la grotte Chauvet.

9.3. LA DATATION DE L'ESCARPEMENT CALCAIRE DE LA GROTTTE CHAUVET : STRATÉGIE D'ÉCHANTILLONNAGE ET PROCÉDURE D'EXTRACTION CHIMIQUE

Dans les chapitres précédents, nous avons montré que la fermeture de la grotte Chauvet est issue de l'écroulement d'un pan de l'escarpement calcaire qui surplombait la cavité. L'étude détaillée du terrain a permis de reconstruire en 3D la paléogéographie du porche d'entrée avant que ne commence le processus d'écroulement et d'identifier plusieurs niches d'arrachement au niveau de l'escarpement pouvant impliquer une fermeture polyphasée de la cavité. L'objectif de travail est donc ici de calculer l'âge de chacune de ces surfaces à partir de la mesure de la concentration de l'isotope cosmogénique du ^{36}Cl . En effet, comme cela a été décrit précédemment dans la première partie du présent chapitre, cet isotope est produit essentiellement par spallation entre les neutrons à haute énergie et l'élément cible du Ca contenu dans la calcite (CaCO_3). Dans cette partie, nous détaillons la stratégie choisie pour réaliser les prélèvements d'échantillons mais aussi les mesures spécifiques qui ont été réalisées afin de contraindre ce taux de production local

9.3.1. L'échantillonnage sur la paroi calcaire

9.3.1.1. Stratégie d'échantillonnage

Les nucléides cosmogéniques sont produits lors de réactions nucléaires entre les particules issues du rayonnement cosmique et les atomes constituant la croûte terrestre exposée à la surface (Gosse *et al.*, 2001). Dans les carbonates, c'est en particulier l'isotope du ^{36}Cl , produit par spallation du ^{40}Ca (Stone, 1996), qui est utilisé pour calculer des âges d'exposition des surfaces rocheuses. Les réactions nucléaires responsables de la production de ces isotopes varient en fonction de la quantité de particules cosmiques qui atteignent le sol. Et cette quantité dépend du contexte topographique et géomorphologique du site d'étude. En effet, le rayonnement cosmique impacte la surface terrestre depuis toutes les directions à la fois et l'existence d'un écrantage. Il est admis qu'un âge

dérivé de la concentration d'un isotope cosmogénique peut être rapporté à un événement si l'échantillon avait une concentration nulle en nucléide cosmogénique avant le dit événement. En cas d'une concentration héritée d'une pré-exposition, la soustraction de cet héritage à la concentration totale est indispensable pour obtenir le temps d'exposition réel de la surface étudiée. La détermination de cet héritage provient de la bonne connaissance de l'histoire géomorphologique et géométrique du terrain. Dans le cas d'un escarpement, la production de cosmonucléides en profondeur peut venir à la fois par la surface du plateau et par la paroi. En effet, bien que les réactions nucléaires qui produisent les isotopes cosmogéniques se concentrent dans les premiers centimètres de roche, la production d'isotope du ^{36}Cl par spallation est présente jusqu'à une profondeur de 10 mètres mais décroît exponentiellement avec la profondeur si bien qu'elle est négligeable au delà de 3 mètres. Dans cette configuration où la production provient de sources multiples, il est difficile de quantifier l'héritage provenant du plateau et de la paroi puis la soustraire à la concentration totale. C'est pourquoi seules les surfaces se situant en dessous de 234 m NGF ont été échantillonnées soit 10 m en dessous de l'altitude du plateau. Ceci permet de ne tenir compte que de l'héritage lié à l'épaisseur de l'écaille rocheuse avant son départ, celle-ci était en effet inférieure à 10 m d'épaisseur (cf chapitre 8 et infra). 22 échantillons ont été prélevés dans les différentes niches d'arrachement reconnus par l'approche géomorphologique (figures 9.9, 9.10, 9.11). Chaque échantillon a été prélevé à la disqueuse ou au burin et se présente sous la forme de petit lingot de calcaire d'environ 20 cm de longueur par 10 cm de largeur. L'épaisseur de chaque échantillon est d'environ 3cm.

9.3.1.2. Échantillonnage complémentaire pour contraindre le taux de production

La nature karstique du site implique l'omniprésence des processus de dissolution. En contexte verticale, l'érosion est à la fois mécanique (chute de blocs) (Matsuoka *et al.*, 2008) et chimique (Plan *et al.* 2005 ; Furlani *et al.*, 2009). Alors que l'érosion mécanique remanie fortement la géométrie de la paroi et la fait reculer par à coup, son ablation par dissolution se fait de façon plus homothétique ce qui a pour effet de conserver la topographie de la paroi (Inkpen *et al.*, 2010), en adoucissant toutefois les échancrures et les différentes cicatrices d'arrachement, mais aussi en amoindrissant les ponts rocheux (Hantz *et al.*, 2007) favorisant ainsi le retour à l'éboulisation. Les nombreuses microformes de dissolution relevées sur la paroi attestent en effet de l'existence de ce processus sur notre site d'échantillonnage. Le recul de la paroi peut être rapporté ici à deux phénomènes bien distincts : le premier correspond aux phénomènes d'éboulisation voire d'écroulement ; le second beaucoup plus continu dans le temps correspond à la dissolution karstique.

La détermination du taux de dissolution des carbonates est difficile à appréhender notamment à l'échelle d'un site spatialement restreint. En effet, la littérature (Nicod 1980 ; Ford, 1988 ; Maire, 1990 Jaillet *et al.*, 2010) montre que les vitesses d'érosion varient fortement en fonction du climat auquel un relief est exposé ainsi que des facteurs

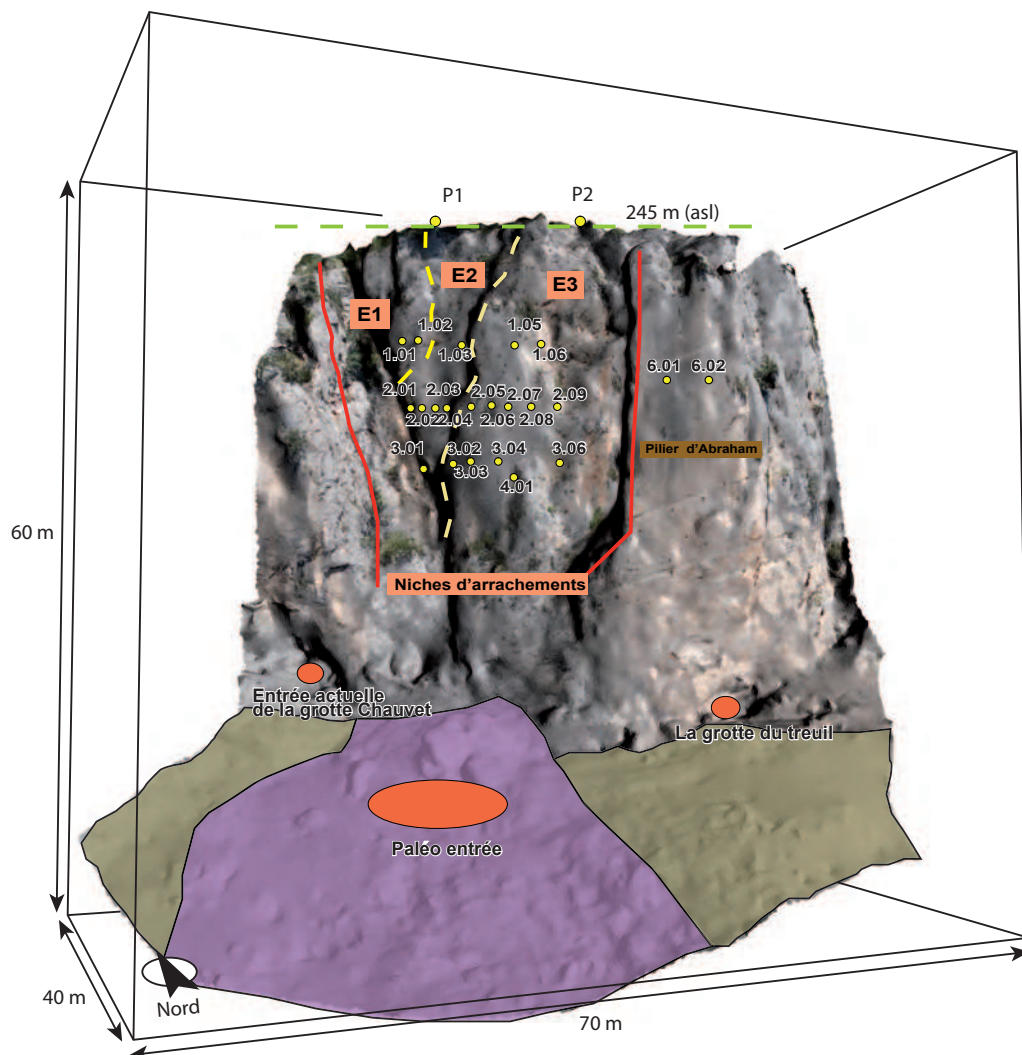


Figure 9.9

La position de chaque échantillon (point jaune ; numérotation de gauche à droite) est reportée sur le modèle 3D triangulé à partir des nuages de points LiDAR. Le violet correspond à l'emprise spatiale du dépôt d'éroulement au sol, le marron au bedrock. Les traits continus rouges délimitent la niche d'arrachement globale et les traits pointillés jaunes délimitent chacune des niches emboîtées E1, E2 et E3. Le trait en pointillé vert marque la surface du plateau (d'après Sadier et al., 2012, modifiée).



Figure 9.10

Vue générale de la paroi surplombant la grotte Chauvet lors des prélèvements d'échantillons de roche calcaire à la surface des différentes niches d'arrachements (avril 2011). Noter la taille des quatre personnages accrochés à la paroi (repères rouges). Photo L. Benedetti.

Figure 9.11

Les échantillons sont prélevés, sur corde, à la disqueuse, sur les premiers centimètres de la surface qui sont les plus adaptés à la détermination des âges d'exposition aux rayons cosmiques. C'est en effet dans les premiers centimètres que la production d'isotopes cosmogéniques du ^{36}Cl par spallation du ^{40}Ca est la plus importante. Photos S. Jaillet.



topographiques (Furlani *et al.*, 2009). Afin de borner des vitesses maximales d'érosion, des échantillons (P1 et P2) ont été prélevés sur le plateau dont l'âge est désormais connu (chapitre 5 et 6).

Enfin, dans le but de contraindre le «bruit de fond» des échantillons et d'identifier la concentration d'isotope du ^{36}Cl d'origine muonique et radiogénique, un échantillon a été prélevé profondément dans la grotte du Treuil qui se situe à proximité de la grotte Chauvet et dans les mêmes assises calcaires. D'une profondeur supérieure à 20 m (figure 9.12), la teneur en ^{36}Cl de cet échantillon est uniquement issue de la production muonique et radiogénique. La concentration en ^{36}Cl alors mesurée dans cet échantillon sera ainsi retranchée de la valeur des autres échantillons afin de ne prendre en compte que la part produite par spallation qui est la seule représentative du temps d'exposition (Benedetti, 2002 ; Schimmelpfennig, 2009 ; Braucher *et al.*, 2012).

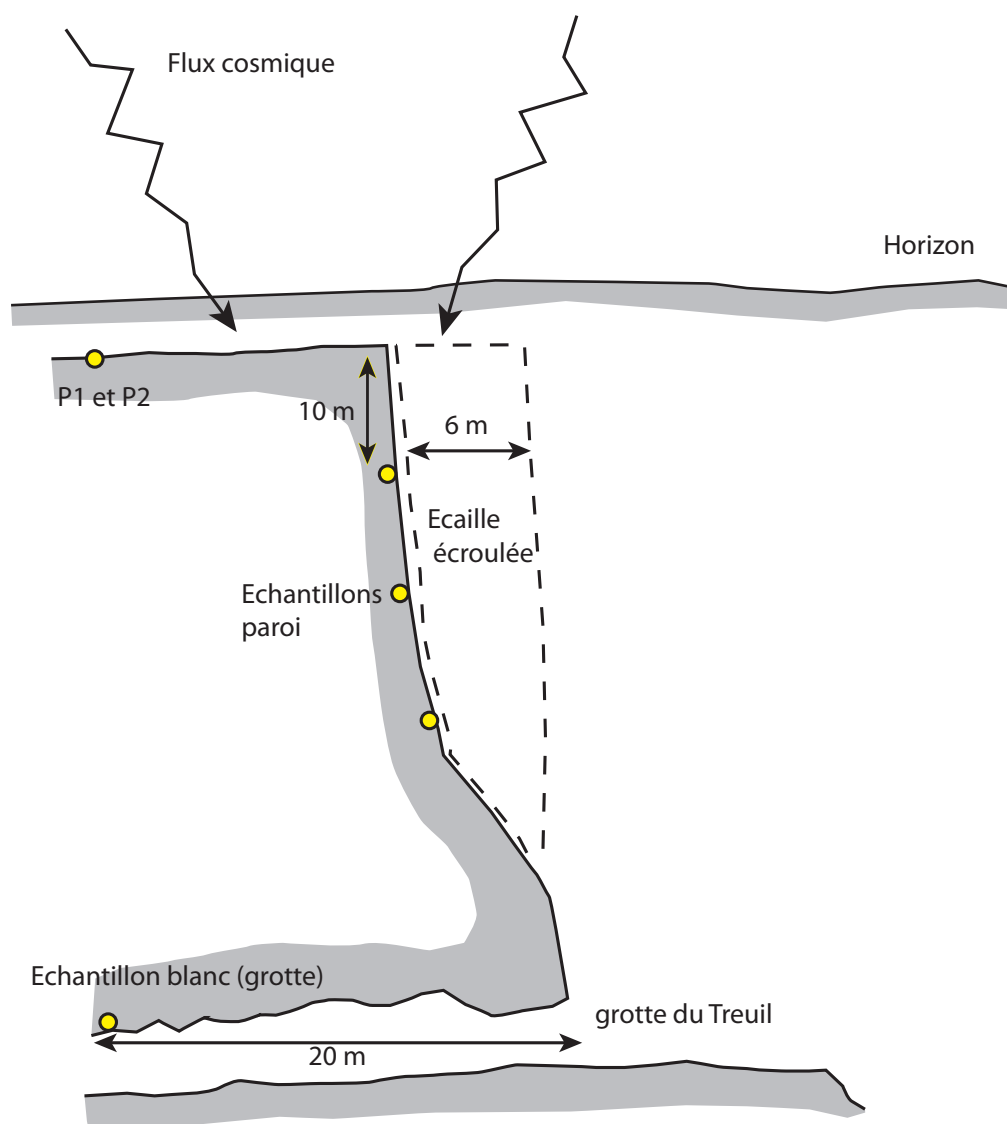


Figure 9.12
Schéma illustrant la position et la situation de chaque échantillon avant leur prélèvement.

9.3.2. L'extraction chimique du ^{36}Cl d'un échantillon calcaire

Les échantillons ont été traités au laboratoire CEREGE. Après photographie et mesure géométrique, chaque échantillon a été broyé. Environ 50 g de la fraction fine comprise entre 50 et 250 μm a été lessivé (leaching) deux fois et dissoute à 10%. Cette première étape permet d'éliminer la coquille de chaque grain et d'éliminer le chlore d'origine atmosphérique et ne relevant pas de la spallation (Stone *et al.*, 1996 ; Gosse, 2001 ; Dunai, 2010). Puis la dissolution totale avec HNO_3 a été effectuée afin d'extraire ensuite le ^{36}Cl par précipitation de l' AgCl . Ce premier précipité a ensuite été re-dissous avec NH_4OH afin de réduire les interférences isobariques du ^{36}S avec le ^{36}Cl lors du passage au spectromètre de masse. Pour cela du $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ a été ajouté pour précipiter la BaSO_4 . L' AgCl a de nouveau été précipité avec HNO_3 et collecté par centrifugation. La mesure du ^{36}Cl est ensuite réalisée avec le spectromètre de masse par accélération au laboratoire ASTER (Aix en Provence – France). Pour chaque échantillon, un aliquote de 2mg a été prélevé fin de déterminer leur composition chimique exacte et déterminer

ainsi les éléments cibles dans la production de ^{36}Cl . Le tableau 9.2 donne les valeurs brutes des atomes de chlore 36 mesurées par AMS.

Code Echantillon	Masse dissoute (g)	CaO ^a (%)	$^{36}\text{Cl} / ^{35}\text{Cl}$ (10^{-14})		$^{35}\text{Cl} / ^{37}\text{Cl}$	Spike (mg Cl)	[Cl] ppm	^{36}Cl (10^5 at/g)		Héritage ^b ^{36}Cl (at/g)	pendage	Facteur d'écrantage	épaisseur (cm)	Profondeur d'enfouissement (m)		
1,01	37,09	55,48	35,69	± 1,2	28,02	± 0,3	0,496	7	3	± 0,11	1,76E+04	S 88°	0,5	2	5,6	
1,02	38,02	55,83	35,05	± 0,97	23,58	± 0,29	0,4836	8,2	2,87	± 0,09	1,63E+04	S 88°	0,5	3	6,1	
1,03	37,92	55,64	30,17	± 0,75	20,2	± 0,24	0,4972	10,1	2,61	± 0,07	2,03E+04	S 88°	0,5	2	4,9	
1,05	36,18	56,04	23,4	± 0,69	26,4	± 0,3	0,496	7,7	2,01	± 0,06	1,44E+04	S 88°	0,5	2	5,7	
1,06	36,82	56,05	26,42	± 0,93	33,65	± 0,37	0,4961	5,7	2,18	± 0,08	1,42E+04	S 88°	0,5	4,5	6,4	
2,01	36,52	56,1	27,77	± 0,78	23,56	± 0,33	0,4958	8,7	2,42	± 0,08	1,51E+04	S 89°	0,51	3,5	6,6	
2,02	36,93	56,32	31,38	± 0,84	22,16	± 0,36	0,4948	9,3	2,73	± 0,09	1,62E+04	S 89°	0,51	2	6,2	
2,03	36,26	55,27	29,06	± 0,75	23,09	± 0,28	0,4946	9	2,55	± 0,07	1,39E+04	S 89°	0,5	2,5	5,9	
2,04	36,92	55,39	27,45	± 0,73	19,48	± 0,26	0,4931	10,8	2,43	± 0,07	1,55E+04	S 89°	0,49	2,5	5	
2,05	34,84	55,95	22,97	± 0,69	22,49	± 0,26	0,4953	9,7	2,1	± 0,07	1,96E+04	S 89°	0,5	3,5	5	
2,06	37,6	56,53	25,12	± 0,78	19,73	± 0,22	0,4929	10,4	2,17	± 0,07	1,62E+04	S 89°	0,48	3	4,9	
2,07	36,83	56,31	26,34	± 1,16	24,25	± 0,39	0,495	8,3	2,26	± 0,11	2,50E+04	S 89°	0,48	3	4,7	
2,08	36,79	56,51	19,85	± 0,77	31	± 0,36	0,4894	6,2	1,62	± 0,07	2,46E+04	S 89°	0,46	5	4,9	
2,09	36,83	56,51	25,78	± 0,68	29,66	± 0,41	0,4924	6,5	2,14	± 0,06	1,68E+04	S 89°	0,46	2,5	5,3	
3,01	38,12	56,08	28,15	± 0,73	30,92	± 0,2	0,499	6,1	2,27	± 0,06	1,76E+04	S 86°	0,49	1,5	5,3	
3,02	37,7	56,3	29,56	± 1,12	24,08	± 0,11	0,4992	8,3	2,49	± 0,09	1,80E+04	S 87°	0,5	2,5	5	
3,03	31,46	55,99	27,15	± 0,74	25,88	± 0,23	0,4982	9,1	2,71	± 0,08	2,03E+04	S 88°	0,5	3	4,9	
3,04	38,2	56,03	27,53	± 0,69	22,77	± 0,14	0,4974	8,7	2,3	± 0,06	1,96E+04	S 89°	0,48	3	4,7	
3,06	37,77	56,24	22,57	± 0,56	14,89	± 0,13	0,4966	14,9	2,07	± 0,05	1,68E+04	S 89°	0,48	3,5	5,4	
4,01	37,98	55,95	26,05	± 0,64	19,77	± 0,14	0,4968	10,4	2,24	± 0,06	1,68E+04	S 89°	0,48	3	5,6	
6,01	37,06	55,54	41,1	± 0,99	18,68	± 0,13	0,4619	10,6	3,43	± 0,09	1,24E+04	S 90°	0,5	1,5	n.a	
6,02	37,36	56,55	37,78	± 0,89	32,18	± 0,23	0,4956	5,9	3,09	± 0,08	1,24E+04	S 90°	0,5	2,5	n.a.	
P1	37,05	55,65	136,9	± 1,84	20,03	± 0,11	0,4998	10,5	12,35	± 0,18			0	1	5	None
P2	39,34	55,19	123,83	± 1,8	17,27	± 0,07	0,4994	11,9	10,83	± 0,16			0	1	8	None
G1	36,01	55,61	1,93	± 0,25	16,66	± 0,17	0,496	13,5	0,12	± 0,02			0		6	12,4
			$^{36}\text{Cl} / ^{35}\text{Cl}$ (10^{-14})		$^{35}\text{Cl} / ^{37}\text{Cl}$		Cl (10^{16} atoms)	^{36}Cl (10^5 atoms)								
Blanc 1			0,66	± 0,09	567,3	± 8,83	0,4898	8,71	1,85							
Blanc 2			0,77	± 0,09	549,47	± 12,17	0,4958	9,48	2,19							

Tableau 9.2

Résultats des analyses physico chimiques sur les échantillons de roche (d'après Sadier et al., 2012). Les concentrations en ^{36}Cl et en Cl sont mesurées par spectrométrie de masse par accélérateur. Les concentrations en CaO sont mesurées par ICP – OES (Inductively coupled plasma by optical emission spectrometry). Sont aussi reportés la géométrie, le coefficient d'écrantage, l'épaisseur de l'échantillon, et l'épaisseur de roche qui recouvrait chaque échantillon avant sa mise à l'exposition directe aux rayonnements cosmiques. a : les incertitudes de mesure du CaO est inférieure à 2% ; b : L'héritage en ^{36}Cl est la somme de la contribution nucléogénique acquise avant l'écroulement additionnée à la contribution muogénique.

9.3.3. Détermination du coefficient d'écrantage topographique et du facteur d'échelle dans le calcul du taux de production

En fonction du contexte topographique, un coefficient d'écrantage de l'échantillon au flux cosmique de la roche a été calculé dans le but de restituer des temps d'exposition pertinents. En effet, les taux de production SHLH, donnés dans la littérature (Stone, 2000 ; Gosse *et al.*, 2001), sont calculés pour des surfaces planes idéalement exposées aux radiations c'est-à-dire avec un ciel complètement dégagé sans masque topographique.

Il y a ainsi deux variables interdépendantes à déterminer :

- la proportion de ciel ouvert du terrain investigué par rapport au dégagement d'un horizon maximal ;
- l'angle d'incidence avec lequel le flux cosmique touche la surface. En effet, le flux cosmique vient de toutes les directions à la fois. L'angle avec lequel il vient toucher la surface lui confère plus ou moins d'énergie, produisant ainsi plus ou moins d'isotope cosmogénique.

Il est donc nécessaire de connaître plusieurs paramètres pour chaque échantillon : l'inclinaison de la surface échantillonnée, son orientation au nord, et la ligne d'horizon visible au niveau du prélèvement. A partir de ces mesures le coefficient d'écrantage peut être calculé avec :

$$f_{\text{topo}} = 1 - \frac{1}{360^\circ} \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \sin^{m+1} \theta_i$$

Où ϕ = angle zénithal, θ = angle d'élévation, m = coefficient constant

Les mesures caractérisant la topographie du terrain échantillonné, (Dunne, 1999 ; Balco, 2008) a été réalisé sur le terrain ainsi que sur le modèle numérique de terrain en 3D. La résolution du modèle numérique de terrain utilisé a permis une caractérisation homogène de la topographie dans le calcul de l'écrantage permettant de mieux contraindre son coefficient dans le calcul des âges d'exposition (in Norton, 2009). Les valeurs d'inclinaison de la surface échantillonnée ainsi que son orientation par rapport au nord ont été mesurées directement sur le modèle 3D à partir du modèle triangulé présenté dans le chapitre 8.

Afin de déterminer les lignes d'horizons principales jouant le rôle d'écran, nous avons digitalisé les lignes de crêtes puis mesuré à chaque rupture de pente son élévation (en degré par rapport à l'horizontal) et l'angle zénithal correspondant (figure 9.13). Enfin nous avons relevé la position longitudinal, latitudinal et altimétrique afin d'appliquer le facteur d'échelle (Stone, 2000) pour ajuster le taux de production local.

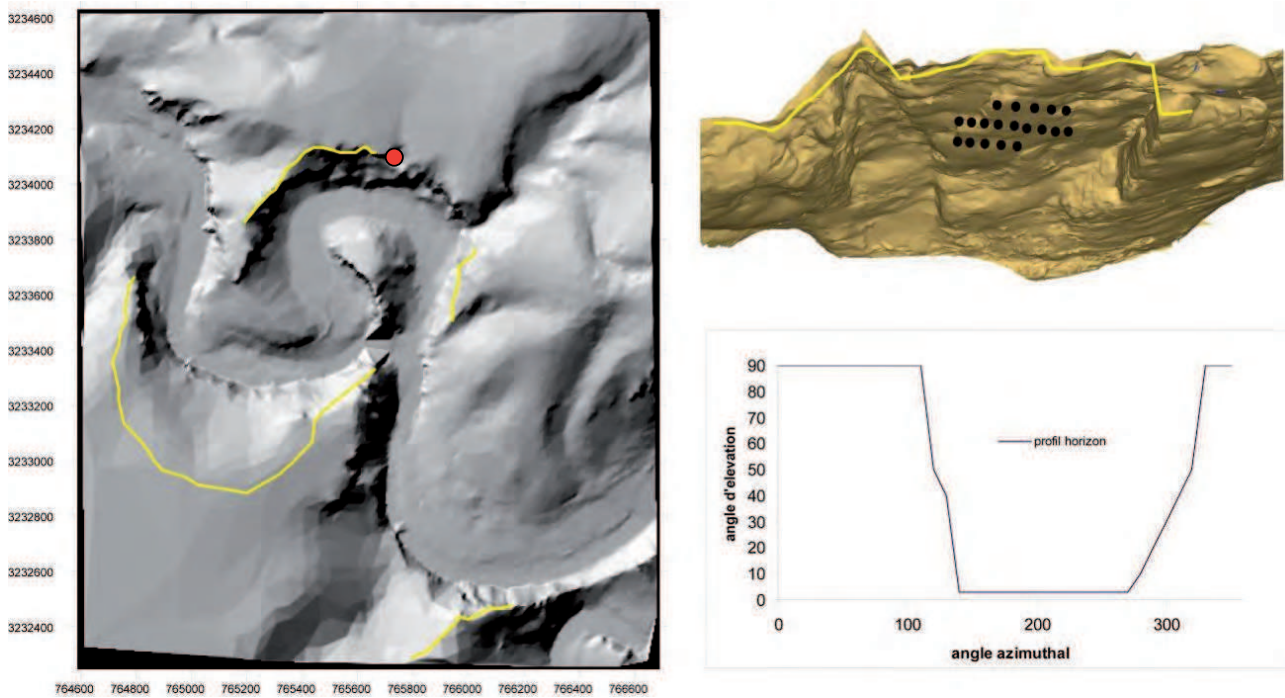


Figure 9.13

Digitalisation des lignes d'horizons et extraction des valeurs de pente et d'orientation nécessaires à l'ajustement du taux de production de l'isotope cosmogénique du ^{36}Cl sur le site d'étude. Le point rouge matérialise l'entrée de la grotte Chauvet.

9.3.4. La détermination de l'héritage en ^{36}Cl et de l'érosion

9.3.4.1. La détermination de l'héritage

De part son histoire géomorphologique, la surface étudiée peut déjà avoir été exposée au flux cosmique. Ici, la surface résulte directement « d'un » écroulement et elle ne peut donc pas avoir été exposée précédemment. Toutefois, compte tenu de la profondeur de chaque niche d'arrachement et des hypothèses de reconstruction topographique retenues, l'enfouissement de chaque échantillon avant chaque écroulement n'était pas suffisant pour éviter la production d'isotope par spallation. En effet, l'épaisseur de l'écaille écroulée, comprise entre 4,5 et 6,5 m, n'était pas suffisante pour bloquer complètement la pénétration du rayonnement cosmique dans la roche. Afin de ne pas « vieillir » les âges calculés, il est donc nécessaire de retrancher cette accumulation héritée d'une production indirecte. Ainsi, l'épaisseur de roche qui recouvrait chaque échantillon a été déterminée à partir de l'écaille reconstruite, pour calculer ensuite, *via* la réalisation de profils (Schimmelpfennig, 2009), les concentrations d'atomes produites sous leur épaisseur respective. Le temps de pré-exposition choisi est celui du rocher d'Abraham, exposé (34,5 ka voir infra). Enfin, la part de la concentration en ^{36}Cl issue des autres sources de productions (muogénique et épithermale) a été estimée en mesurant la concentration de ^{36}Cl (1×10^4 at/g de roche) contenu dans l'échantillon prélevé suffisamment profond dans la grotte du Treuil pour être à l'abri des réactions de spallation. Les valeurs de l'héritage, soustraites aux concentrations totales, sont comprises entre 1,4 et $2,7 \times 10^4$ at/g de roche. L'ensemble des valeurs de concentration et des facteurs de correction est reporté la figure 9.12. C'est à partir de la connaissance de l'ensemble de ces facteurs de production, d'héritage et d'érosion que les âges d'exposition ont été calculés. Chaque variable a été maximisée, les âges présentés sont par conséquent minimisés.

9.3.4.2. Le calcul de l'érosion

Afin de proposer un âge qui s'approche le plus possible de la date réelle de l'écroulement, il convient d'approximer une vitesse d'érosion depuis la mise à nue de la paroi. La nature karstique du site implique que les processus de dissolution sont omniprésents et d'ailleurs visibles sur la paroi. La surface de prélèvement n'est cependant pas lapiazée et aucune cannelure n'a été observée ; des micro formes d'érosion adoucissant la micro topographie ont été néanmoins relevées. Dans le contexte de paroi de notre objet d'étude, l'érosion est à la fois mécanique (Curry *et al.*, 2004), avec des phénomènes de micro écaillage de la paroi, et chimique (Inkpen *et al.*, 2010). Ces deux processus se retrouvent sur le terrain et il est probable que la paroi recule doucement sous l'effet de cette érosion progressive et continue. L'érosion a, pour effet, de rajeunir continuellement la surface exposée. En effet, la surface aujourd'hui visible était enfouie de quelques centimètres il y a plusieurs milliers d'années. Il faut donc prendre en compte ce lent recul de paroi dans le calcul d'âge. La valeur retenue pour ce travail est de 10 mm par millénaire (André *et al.*, 2008 ; Jaillet *et al.*, 2008 ; Inkpen *et al.*, 2010). Cette valeur a été appliquée au calcul d'âge afin de rendre compte de l'âge réel de la surface.

9.4. LA DATATION DE LA FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET : L'APPORT DES NUCLÉIDES COSMOGÉNIQUES

Les âges d'exposition sont le rapport entre la concentration et le taux de production annuel de l'isotope cosmogénique mesuré. Plusieurs paramètres, tels que la topographie ou l'héritage, influent sur la concentration mesurée et sur le taux de production annuel. Afin de calculer un âge d'exposition qui soit représentatif de l'événement à dater, il est indispensable de déterminer et d'intégrer ces différents paramètres dans les calculs d'âge.

9.4.1. Taux de production, coefficient d'écrantage et concentration héritée

La concentration a tout d'abord été mesurée par spectrométrie de masse par accélérateur (Aster Facility) au CEREGE après que l'extraction chimique de l'isotope du ^{36}Cl ait été réalisée selon le protocole élaboré par Stone (Stone, 1996 ; Dunaï, 2009) et décrit par Braucher *et al.* (2011). Les concentrations mesurées sur les échantillons du pilier d'Abraham sont comprises entre 3.1 et 3.4 x 10⁵ at/g de roche. Les concentrations en ^{36}Cl des échantillons prélevés dans la niche d'arrachement ont des valeurs comprises entre 1.6 et 3.0 x 10⁵ at/g de roche. Les valeurs des échantillons provenant du plateau sont bien supérieures aux précédentes et sont comprises entre 1.2 et 1.1 x 10⁶ at/g de roche. Enfin, la concentration en ^{36}Cl de l'échantillon provenant de la grotte du Treuil est de 1.0 x 10⁴ at/g de roche (tableau 9.2).

Le taux de production élémentaire SLHL (sea level and high latitude) choisi est celui révisé par Braucher (Braucher *et al.*, 2011) et correspond à 42.0 ± 2.0 atomes de ^{36}Cl .g-1.yr-1. Ce taux a été établi à la Ciotat, sur un site distant de seulement 150 km de la grotte Chauvet avec des caractéristiques pétrographiques similaires. La production d'isotopes cosmogéniques est essentiellement liée à des réactions de neutrons rapides et de muons sur des éléments cibles dans la roche. Ces réactions dépendent essentiellement du nombre de ces particules arrivant sur terre et sont donc sous contrôle du champ magnétique terrestre et de la densité de l'air. Ces valeurs n'étant pas constante en latitude et en altitude, des facteurs de corrections ont été apportés pour chaque échantillon en fonction de leur positionnement géographique x,y,z (Stone, 2000). Le taux de production générale est ensuite corrigé avec un coefficient d'écrantage (shielding factor). Ce coefficient correspond à la part de l'horizon masqué par la topographie environnante et bloquant ainsi le rayonnement cosmique (Dunne *et al.*, 1999 ; Dunaï *et al.*, 2010) et doit être appliqué pour chaque échantillon en fonction de l'horizon environnant mais aussi de son orientation et de sa pente. Ces paramètres ont été calculés à partir du modèle topographique 3D construit avec les relevés lasergrammétriques. L'intégration de ces trois paramètres permet ainsi de calculer un taux de production local représentatif du contexte topographique pour chaque échantillon.

9.4.2. Calcul des âges d'exposition

La distribution temporelle des âges d'exposition aux rayons cosmiques atteste de l'existence de trois événements distincts eux-mêmes corrélés avec chacune des surfaces identifiées sur la cartographie de la niche d'écroulement. Pour chaque niche d'arrachement, l'occurrence d'un seul événement a été confirmée par un test statistique T (Ward *et al.*, 1979), donné par :

$$T = \sum_1^n (N_i - N_w)^2 / \sigma_i^2 \quad \text{où } N_w \text{ est donné par : } \quad N_w = \left(\sum_1^n N_i / \sigma_i^2 \right) \left(\sum_1^n 1 / \sigma_i^2 \right)$$

où N_i et σ_i sont les âges ^{36}Cl individuels et leurs incertitudes associées à 1 sigma. Σ_i est déterminé en propageant la somme quadratique des erreurs instrumentales uniquement.

T est un test de la distribution du χ^2 (χ^2) avec (n-1) degrés de liberté, n étant le nombre d'échantillons datés au ^{36}Cl pour la niche d'arrachement considéré. A un intervalle de confiance de 95%, équivalent à 2 sigma, les âges représentent statistiquement le même événement si T est inférieur ou égal à $\chi^2_{((n-1), 95\%)}$. Dans ce cas, l'âge le plus probable de l'événement est donné par N_w et l'incertitude associée est donné par :

$$\sigma_w = \sqrt{1 \left(\sum_1^n (1 / \sigma_i^2) \right)}$$

Si T est plus grand que $\chi^2_{((n-1), 95\%)}$, alors le test échoue et cela signifie que le groupe d'âges considérés n'appartiennent pas à la même population. Dans ce cas, les valeurs aberrantes sont identifiées et exclues du calcul jusqu'à ce que le test de distribution réussisse avec les données restantes. Pour chaque étape, T, N_w and σ_w sont recalculés comme décrit précédemment.

Cette procédure permet de ne pas minimiser l'impact de la principale source d'erreur (le taux de production du ^{36}Cl) dans le calcul individuel de chaque âge d'exposition. L'incertitude associée à l'âge pondéré de chaque surface est obtenue en propageant la somme quadratique des incertitudes relatif au taux de production et aux âges individuels. Ici, les valeurs de χ^2 sont inférieures aux valeurs de χ^2 limite. Par conséquent, il est possible d'associer l'ensemble des dates correspondant à une surface géomorphologique (E1, E2 ou E3) à un seul événement dont l'âge le plus probable correspond à la moyenne pondérée (tableau 9.3). Une seule valeur (l'échantillon 2.08) a été exclue du calcul pour la surface E3 à

Code échantillon	age ^{36}Cl individuel (ka)*	age ^{36}Cl pondéré (ka)**	Chi ²
1.01	30,2 ± 1,9	29,4 ± 1,8	2,6
1.02	28,6 ± 1,8		
1.03	24,1 ± 1,5	23,5 ± 1,2	10,34
2.01	22,6 ± 1,5		
2.02	25,9 ± 1,6		
2.03	25 ± 1,6		
2.04	23,3 ± 1,5		
3.01	21,1 ± 1,3		
1.05	19,1 ± 1,3	21,5 ± 1	10,12
1.06	21,4 ± 1,4		
2.05	19 ± 1,3		
2.06	21 ± 1,4		
2.07	22,5 ± 1,7		
2.08	14,3 ± 1,1		
2.09	21,9 ± 1,4		
3.02	23,5 ± 1,6		
3.03	24,8 ± 1,6		
3.04	22,2 ± 1,4		
3.06	21 ± 1,3		
4.01	22 ± 1,4	34,5 ± 2	0,41
6.01	35,4 ± 2,1		
6.02	33,7 ± 1,9		

Tableau 9.3

Ages d'exposition des échantillons prélevés sur les différentes niches d'arrachement et sur le rocher d'Abraham. Les lignes jaunes correspondent à la niche E1, les lignes orange à E2, les lignes bleues à E3 et les lignes jaune pâle au rocher d'Abraham.

*- les âges individuels sont reportés avec une incertitude à 1σ

** - les âges moyens pondérés sont calculés sans tenir compte des valeurs aberrantes notées en italiques dans le tableau. Ces valeurs aberrantes sont identifiées en utilisant un test du Chi2 avec un intervalle de confiance à 95% (2σ).

21.5 ka. Son âge d'exposition beaucoup plus jeune que l'ensemble E3 peut être expliqué par un mouvement de réajustement mécanique de la paroi post écroulement. En effet, consécutivement à un écroulement qui a pour effet de modifier la géométrie de la paroi, des réajustements mécaniques ponctuels ont lieu : rétablissement de conditions de mise en équilibre mécanique de la paroi (Hantz *et al.*, 2007 ; Frayssines *et al.*, 2010 ; Ravel, 2010).

9.4.3. Scénario de fermeture de la grotte Chauvet et implications sur les fréquentations humaines et animales

Les âges obtenus par détermination de la durée d'exposition des surfaces rocheuses aux rayonnements cosmiques apportent de nouvelles informations chronologiques sur le déroulé de la fermeture de la grotte Chauvet mais aussi des connaissances géomorphologiques sur le processus d'écroulement. Ces connaissances conduisent à affiner les hypothèses portant sur la géométrie du paléo porche d'entrée de la grotte Chauvet et permettent de proposer un scénario sur son évolution topographique depuis les périodes de fréquentation préhistorique de la grotte Chauvet jusqu'à l'Actuel.

9.4.3.1. La chronologie de la fermeture de la grotte

9.4.3.1.1. Implications pour la connaissance du processus d'écroulement

Ces datations apportent un nouvel éclairage sur les mécanismes de déstabilisation de

la paroi. Les âges obtenus sur les différentes niches d'arrachement appuient l'hypothèse posée de trois écroulements (E1, E2, E3) avec un temps inégal entre chacun d'entre eux. Ces trois événements se sont succédés d'ouest en est ; le prochain événement de grande ampleur serait logiquement le pilier d'Abraham, actuellement sur le point de basculer : les fentes de décollements sont ouvertes sur plus de quatre mètres au sommet de la paroi et se propagent « en sifflet » sur environ trente mètres de hauteur. Seuls les dix mètres à la base de ce pilier sont encore en contact avec la paroi. Les observations menées sur le terrain relèvent l'omniprésence de ces fentes de décollement au sommet des parois environnantes et sont liées essentiellement à une double cause : la décompression de la roche à proximité du versant et la gravité.

Cette logique spatiale d'ouest en est, et la présence d'une zone de broyage à l'ouest de E1, montrent que la déstabilisation de la paroi ne s'est pas effectuée par le bas (des blocs sous-jacents tombent et déstabilisent la paroi sus jacente) mais latéralement au niveau de la zone de broyage qui constituait alors un secteur préférentiel pour l'érosion. C'est environ un volume de 600 m³ (Delannoy *et al.*, 2010) qui se détacha de la paroi par éboulisation, probablement sous forme de blocs à la granulométrie hétérogène. Ce volume s'accumula sous forme d'un dépôt d'éboulis au niveau de l'entrée et précéda les écroulements E1, E2, E3. En connaissant son volume et la surface de l'aire de réception reconstruite (Delannoy *et al.* 2010), il est désormais possible de préciser la fourchette altitudinale proposée pour la surface de la paléo entrée de la grotte. En effet, cette surface avait pour altitude minimale 187 m à proximité de la salle des Bauges et 184 m au niveau de l'extrémité du versant. La répartition en 3D du volume de 600 m³ sur cette surface en forme de cône (figure 9.14), permet de déduire l'altitude maximale du sommet du cône en condition d'équilibre : 189 m NGF environ. Cette hypothèse est en accord avec l'altitude des plafonds (figure 8.14) en laissant un espace suffisant pour que des blocs puissent pénétrer assez profondément dans la grotte malgré d'imposants pendants de plafonds.

Le renforcement de la paroi ainsi créé par éboulisation suivant le tracé de la faille a ainsi conduit à la déstabilisation de l'écaille E1, positionnée le plus à l'ouest et au sommet de la paroi où les fentes de décollement sont les plus ouvertes. Ce secteur de la paroi était donc le plus favorable à la déstabilisation des 500 m³ correspondant à la surface E1 âgée de 29.4 ka. L'aire de réception de cet écroulement, composée de blocs d'éboulis, était favorable à l'amortissement de l'énergie libérée par l'impact des blocs provenant d'E1 et il est donc probable que dès cette époque, l'entrée de la grotte soit encombrée de gros blocs d'effondrement.

L'arrachement au sommet de la paroi de ce volume, ajouté à celui manquant le long de la zone faillée entraîna la déstabilisation et la chute d'un pilier correspondant à la surface E2 (23.5 ka) qui provoqua lui-même la chute du pilier correspondant à la surface E3 (21.5 ka). La présence des blocs correspondant à E1 a joué un rôle fondamental pour retenir la masse rocheuse écroulée au niveau de l'aire de réception en constituant une barrière assez résistante pour freiner la course des blocs résultant de la fracturation des piliers E2. La pente d'équilibre de l'actuel dépôt d'écroulement fut probablement acquise

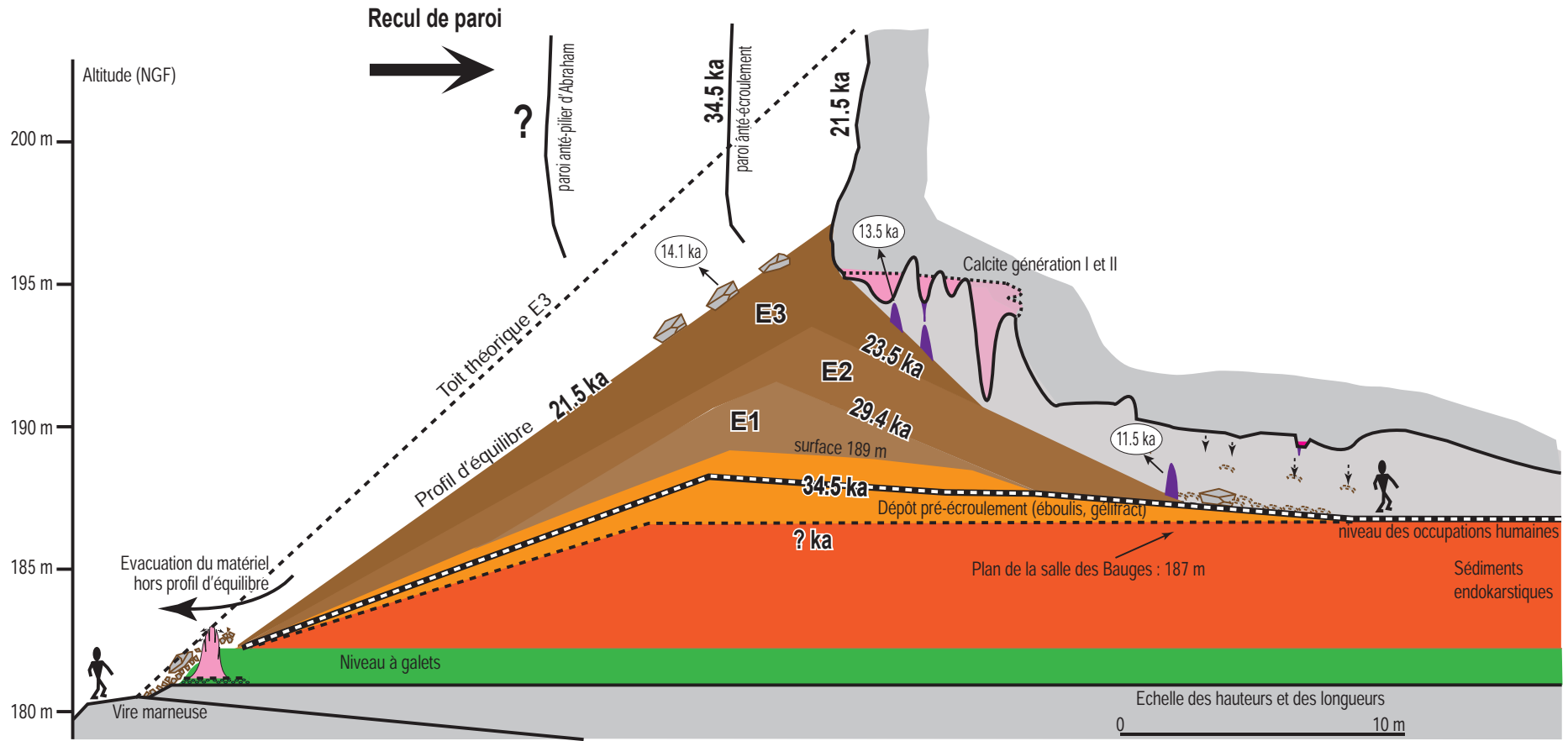


Figure 9.14

Synthèse géométrique et chronologique des événements qui ont affectés le porche d'entrée de la grotte Chauvet. Chaque surface ou élément de surface sur le porche, est daté en rapport avec l'événement qui l'a enfoui. Ainsi, l'âge de la surface marquant la transition entre les sédiments endokarstiques et le cône d'éboulis pré-écroulement n'est pas connu. Mais le début de sa construction est postérieur à l'écroulement qui a mis au jour le rocher d'Abraham et s'est construit progressivement jusqu'à la déstabilisation et la chute de la masse rocheuse correspondante à E1.

au cours de l'événement E3 (figure 9.14). On observe, en effet, que le toit théorique du dépôt correspondant au volume d'E3 est bien au-dessus de l'altitude actuel du dépôt d'écroulement. Il est donc fort probable que le surplus de matériel se localise quelque part entre le présent dépôt et le fond du talweg. Le colmatage total de la paléo-entrée de la grotte Chauvet est donc subséquente à l'évènement E3 et chronologiquement instantanée à l'échelle de temps considérée. Sur ce dépôt, on trouve ponctuellement quelques blocs liés à des réajustements mécaniques de la paroi et des concrétions (13.5 ka et 11 ka) scellant la surface à l'intérieur de la cavité.

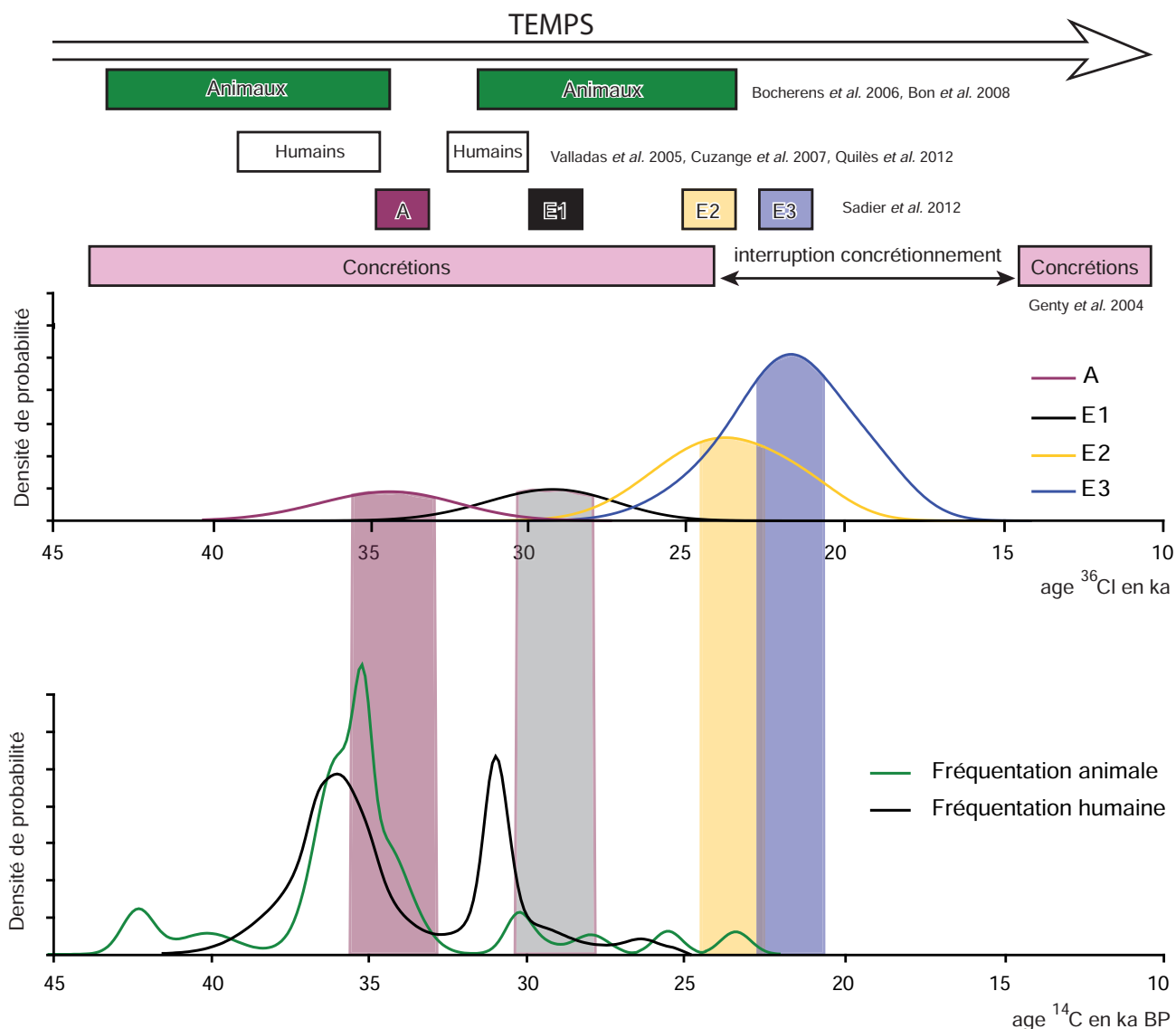
9.4.3.1.2. Implications archéologiques

C'est donc trois écroulements distincts qui ont eu lieu au-dessus de l'entrée préhistorique de la grotte Chauvet entre 29.4 ka et 21.5 ka. L'absence totale d'empreinte morphologique supplémentaire à E1, E2 et E3 et l'absence d'âge d'exposition plus jeune que 21.5 ka sur la paroi investiguée suggère que celle-ci est stable depuis ce moment, c'est-à-dire depuis 21.5 ka. En effet, une éboulisation de la paroi, postérieure à cette date, aurait de fait conduit à une dispersion des âges d'exposition beaucoup plus importante. Seuls des réajustements mineurs ont pu avoir lieu comme en témoigne la date plus jeune et unique à 14.1 ka. Cependant, le volume de ces chutes de blocs épars est mineur et estimé à quelques m³ sur cette paroi. Cet ordre de grandeur est cohérent avec les observations des paroi sujettes à des écroulements de grande ampleur (Ravanel *et al.*, 2010). La confrontation de ces nouvelles données avec les datations radiocarbone effectuées sur des ossements d'animaux prélevés dans la grotte Chauvet permet, en outre, de valider l'hypothèse d'une fermeture brutale et définitive à la suite du dernier écroulement. En effet, aucune intrusion animale n'existe après les deux derniers écroulements c'est-à-dire entre 23.5 ka et 21.5 ka (figure 9.15). Le fait qu'aucun gros animal ne pénètre dans la grotte après cette date révèle un lien de cause à effet entre les écroulements et l'arrêt des fréquentations animales. Il est donc possible d'écarter la possibilité d'une intrusion humaine postérieure à cette date confirmant, si besoin était, du même coup l'ancienneté de l'art présent dans la grotte Chauvet (Sadier *et al.* 2012).

9.4.3.2. Reconstitution de la fermeture du porche d'entrée.

Un scénario chronologique et géométrique de la fermeture de la grotte Chauvet peut maintenant être proposé depuis le début des fréquentations humaines et animales jusqu'à l'Actuel. Cette reconstitution est construite à partir d'indices géomorphologiques (Delannoy *et al.*, 2010) et chronologiques (Sadier *et al.*, 2012).

Le premier temps se situe depuis environ 45ka (âges radiocarbone les plus anciens) jusqu'à 34.5ka, l'âge auquel le pilier d'Abraham a été mis au jour par un écroulement de grande ampleur. A cette époque, la cavité était déjà recoupée par l'érosion régressive mais la lèvre supérieure du porche devait s'avancer d'une dizaine de mètres plus en avant que la position actuelle de la paroi (figure 9.14). L'altitude du paléo porche d'entrée, contrainte par l'identification de formations endokarstique faisant référence à la genèse de la cavité scellé eux-mêmes par des dépôts carbonatés, se situait à environ



184 mètres NGF à l'extrémité du versant, à 187 mètres au niveau de la salle des Bauges et à 189 m NGF à l'aplomb de l'entrée correspondant à l'apex du cône d'éboulis alimenté par les blocs provenant de la zone de broyage (zone occidentale de «la» niche d'arrachement»). Ses limites latérales correspondaient aux limites de parois actuelles. La géométrie a été reconstruite sur la base d'indice géomorphologiques ainsi qu'en reliant les contacts géologiques visibles sur le dépôt d'écroulement. Si les limites topographiques du porche d'entrée lui confère une large ouverture directement à l'aplomb de l'escarpement (figure 9.16), les importants pendants de voûtes et piliers stalagmitique présents dès les premiers mètres de la cavité, réduisaient l'amplitude du porche dès les premiers pas dans la cavité. Ces caractéristiques géométriques devaient ainsi empêcher la lumière d'entrer trop profondément dans la cavité et ne permettait certainement pas aux Hommes qui l'ont fréquentée de voir clair au-delà des premiers rideaux de pendants de voûtes.

Enfin l'accès à la grotte devait se faire uniquement par l'entrée donnant directement sur la salle des Bauges. En effet, un ressaut de trois mètres environ existait au niveau de l'entrée dans la galerie dite des Passerelles (figure 8.16). Ainsi, bien que la lumière

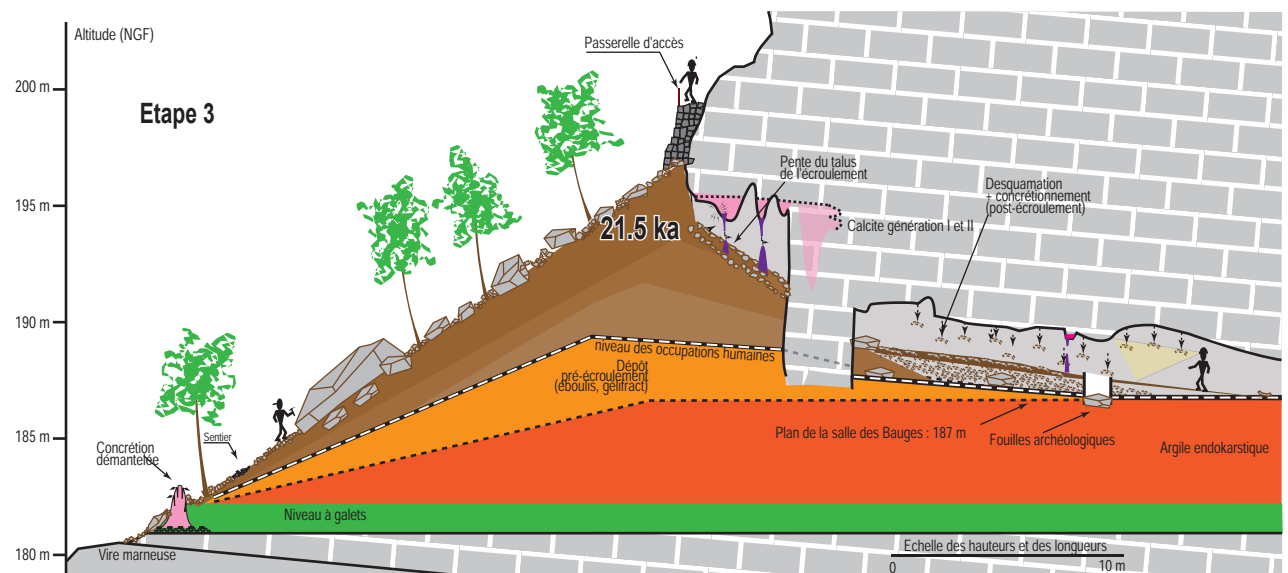
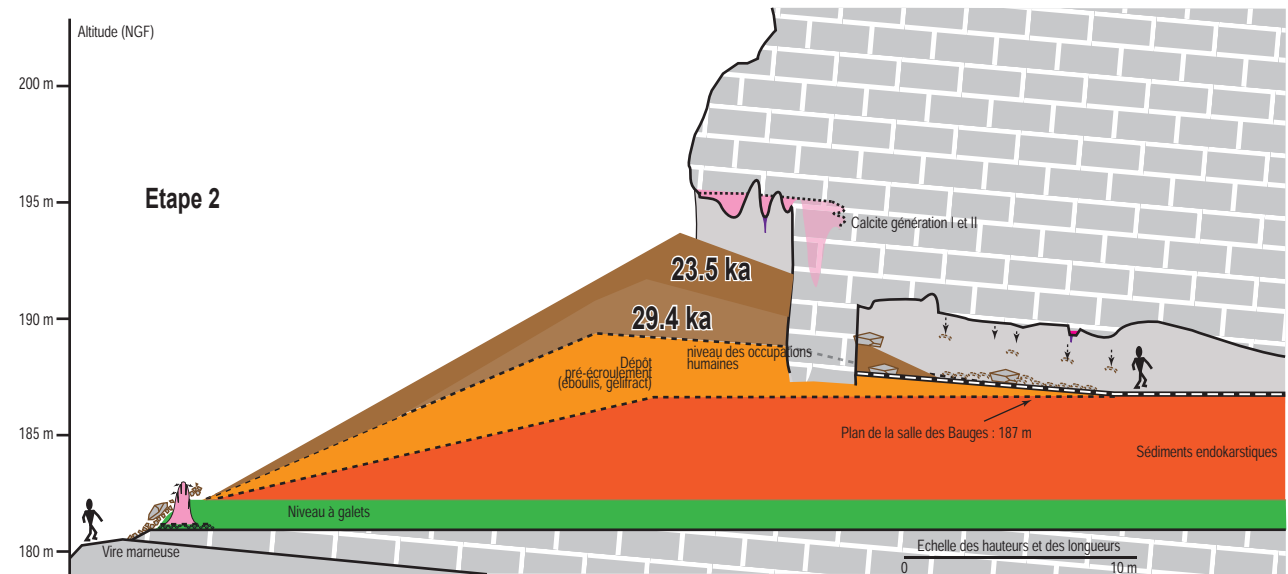
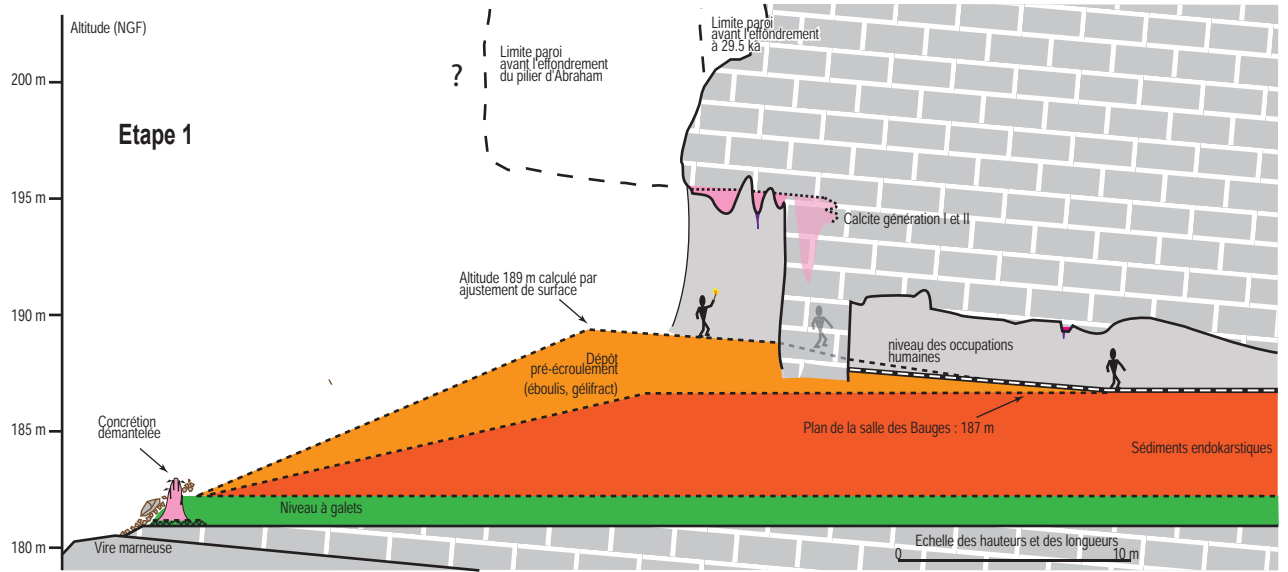
Figure 9.15
 Courbe de densité de probabilités des âges d'exposition ^{36}Cl et des âges ^{14}C calibrés (Intcal09, Reimer et al., 2009) des fréquentations humaines et animales. On note la bonne concordance entre la fin de la période de fréquentation animale et les âges des derniers écroulements, E2 et E3. «A» représente l'évènement qui a mis au jour la paroi du pilier d'Abraham, E1, E2 et E3 correspondent aux trois niches d'arrachement.

de l'extérieur pénétrait par cette ouverture, l'entrée pour les Hommes devait y être plus compliquée. La fin de cette période se marque par un écroulement qui met au jour la face actuelle du pilier d'Abraham. Il ne reste aucune trace visible de cet événement aujourd'hui dans le paysage mais c'est aussi à cette date que correspond statistiquement (Quilès *et al.*, 2012) la fin de la première période de fréquentation (figure 9.16). Il conviendra à l'avenir de mieux réfléchir aux relations de causalité entre ces différents événements.

La deuxième étape (figure 9.16) correspond au premier écroulement daté à 29.4 ka, provenant de la niche d'arrachement E1, positionnée le long d'une zone de broyage correspondante à une faille décrochante senestre. Il est probable que ce soit le délitement de la paroi au niveau de cette zone de broyage qui ait entraîné la déstabilisation du compartiment E1. La surface de réception étant alors une vaste plateforme correspondant à l'entrée de la grotte, le volume relativement modeste (500m³) de cet écroulement pouvait être entièrement stocké devant l'entrée de la grotte. Les dimensions importantes du porche ont favorisé la dispersion de certains blocs assez loin à l'intérieur de la cavité. Cet événement correspond statistiquement (Quilès *et al.*, 2012) à la fin de la deuxième période de fréquentation humaine (figure 9.15) mais pas animale. Cette dernière (mammifères de grande taille) prend fin consécutivement à l'écroulement correspondant à l'âge de la niche d'arrachement E2 à 23.5 ka. En effet, il est possible que le volume important de cet écroulement, évalué à 1300m³ ait réduit très significativement l'entrée de la grotte, sans toutefois la fermer totalement. La réduction du gabarit de l'entrée est liée à l'accumulation des blocs au niveau des piliers et des pendants de voûtes au niveau de l'entrée qui ont eu un effet barrière.

Enfin la dernière étape (figure 9.16), correspond à l'obstruction complète et donc à la fermeture définitive de la grotte consécutivement à l'écroulement qui eut lieu à 21.5 ka. Cet écroulement correspond à la surface E3 dont le dépôt est aujourd'hui scellé par des concrétions dont les âges varient entre 13 ka (Genty, 2010 ; Sadier *et al.*, 2012) et l'actuel (Genty *et al.* 2004). Depuis, le dépôt d'écroulement n'a pas connu de nouvelle phase de croissance comme le montre l'absence de matériel cryoclastique sur sa partie superficielle à l'extérieur de la cavité et l'absence d'âge significativement plus jeune sur la paroi. De plus, la présence de stalagmites déconnectées de leur point d'alimentation (cf. supra) montre plutôt que le dépôt d'écroulement est, depuis plusieurs milliers d'années dans une phase de compaction, et de fluage de la surface, traduisant donc une réduction de la surface et non une accréation du toit du dépôt.

*Figure 9.16 (ci-contre)
Evolution géomorphologique du porche d'entrée de la grotte Chauvet. Les cotes altitudinales sont rattachées au système de nivellement Français (NGF). Les limites topographiques sont basées sur les relevés LiDAR.*



CONCLUSIONS

L'utilisation combinée des outils modernes de recherches géomorphologiques (LiDAR, isotopes cosmogéniques) a permis ici de contraindre les différentes étapes de la fermeture de la grotte Chauvet. Et c'est tout d'abord le processus d'écroulement qui a été mieux compris dès lors que les âges des écroulements ont été précisés. En retour, il a été possible d'affiner les hypothèses de reconstruction topographique de la paléo entrée de la cavité.

Le cadre géométrique et temporel proposé dans ce chapitre sur les conditions d'accès à la grotte par les hommes préhistoriques permet d'affirmer qu'aucun homme ou animal n'a pu pénétrer et circuler dans la grotte après 21.5 ka. Ce résultat est significatif et contribue à la clôture du débat sur l'ancienneté de l'art présent dans la grotte Chauvet. Ce débat, ouvert depuis la publication des âges radiocarbone (Clottes *et al.*, 1995) en pleine contradiction avec les cadres de référence dans le domaine de l'art préhistorique fondés sur l'analyse stylistique (Leroi Gourhan, 1965), demandait donc de construire un raisonnement destiné à établir un cadre chronologique suffisamment solide pour qu'une grotte ornée puisse constituer un point de référence fiable en l'absence d'équivalents comparables (Chippindale *et al.*, 1998 ; Moro Abadia, *et al.*, 2007).

Le modèle chronologique (Sadier *et al.*, 2012) et géométrique (figures 9.15 et 9.16), ici proposé et dans lequel convergent des résultats issus de trois ensembles de données méthodologiquement indépendants (14C, U/th et 36Cl) visent à répondre à ces attentes.

La cohérence de ces résultats, tient aussi à l'importance des choix méthodologiques et de la stratégie d'échantillonnage sur le terrain. Une bonne connaissance géomorphologique associée à un cadre topographique précis ont permis de réduire de façon conséquente les incertitudes associés aux calculs d'âge d'exposition (coefficient d'écrantage et concentration héritée). Enfin, la reconstitution d'un cadre paléotopographique (figure 8.17) précise directement l'environnement des hommes de la Préhistoire. C'est donc un grand porche au sol assez plan qu'on connu les hommes de la Préhistoire. Toutefois un rétrécissement important au moment de pénétrer dans la grotte devait probablement laisser assez peu de lumière pénétrer en son sein. Cela ouvre des perspectives nouvelles et prometteuses sur l'étude de l'art pariétal en offrant maintenant la possibilité de modéliser le contexte endokarstique dans lequel évoluaient les hommes du Paléolithique et d'analyser les interactions qui pouvaient exister entre l'homme et la grotte (Pastoors, 2011). A ces perspectives sur les paléo-fréquentations s'ajoute la possibilité de mieux cerner les relations de causalité déterministe ou non entre contraintes naturelles (écroulement, dimensionnement de l'entrée) et choix des hommes de pénétrer ou non le monde souterrain.

CONCLUSIONS DE LA PARTIE III

Cette partie avait pour objet de montrer qu'il était fécond de combiner l'approche géomorphologique, des supports de relevés et d'analyse 3D et des outils géochronologiques pour répondre à des questionnements archéologiques.

Il a tout d'abord été montré (chapitre 7) que l'approche géomorphologique de terrain par le biais de la cartographie géomorphologique constituait un préalable indispensable à (1) l'identification des problématiques et (2) à l'élaboration d'une stratégie de recherche pertinente et efficace. Dans l'exemple présenté dans cette thèse, l'étude géomorphologique a permis d'identifier le processus d'écroulement qui obtura l'entrée naturelle de la grotte Chauvet, de délimiter spatialement la zone d'intérêt, à l'intérieur comme à l'extérieur de la cavité, et de poser les premières hypothèses à propos de la physionomie de la paléo entrée.

A partir de ces hypothèses, et face aux limites méthodologiques de la cartographie 2D, le modèle 3D global de la zone d'étude a été construit (chapitre 8). A partir de celui-ci, il a été possible d'étudier en détail la paroi rocheuse surplombant la zone d'étude et d'identifier distinctement trois cicatrices d'arrachement donnant des informations capitales sur le nombre d'événement gravitaire qui ont contribué à la fermeture de la grotte. De plus, à partir de la reconstruction 3D des surfaces géomorphologiques de l'écaille rocheuse et du porche d'entrée, il a été possible de comparer les différents volumes de roches écroulés et déposés ce qui a permis de démontrer que la fermeture s'est effectuée au cours d'un écroulement.

Enfin, il a été possible de recaler l'ensemble de ces trois événements gravitaires dans le temps absolu en utilisant l'isotope cosmogénique du ^{36}Cl comme géo-chronomètre. Les âges d'exposition ont ainsi confirmé la succession de trois écroulements entre 29 et 21.5 ka et ces résultats ont permis tout d'abord de confirmer l'existence d'un porche d'entrée de dimension importante, probablement visible depuis le fond du méandre de la combe d'Arc mais aussi de confirmer l'ancienneté de l'art de la grotte Chauvet en démontrant que la cavité était inaccessible pour les hommes et les animaux depuis au moins 21.5 ka.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au terme de ce travail, il convient de mettre en avant les points saillants de notre démarche, les limites rencontrées et les perspectives qu'ouvrent la géomorphologie 3D dans différents champs de recherche. Ce travail avait pour principal objet de (dé)montrer la pertinence de l'outil 3D comme support d'études et d'analyses multi-échelles dans les recherches actuelles en géomorphologie du karst et ses applications. Plusieurs objectifs étaient visés : (1) approfondir les démarches déjà mise en places autour de l'analyse 3D des systèmes karstiques (Filipponi *et al.*, 2009) ; (2) explorer de nouvelles pistes de recherche ouvertes avec l'apparition d'outils performants de levés topographiques 3D (lasergrammétrie) d'objets naturels ; de souligner leur application et implication dans différents champs de recherche (spéléogénèse, morphogénèse karstique, paléogéographie, archéologie...). Ces objectifs reposent sur les outils existants et sur les développements méthodologiques que nous avons mis en œuvre. Dans le cadre de la bourse CIFRE, nous avons bénéficié d'un double environnement : celui de la recherche (EDYTEM) et de la recherche et développement (Cabinet G. Perazio). Cet environnement a permis de développer et proposer des approches 3D qui complètent les méthodes plus classiques, jusqu'alors utilisées en géomorphologie karstique.

La représentation 3D et les analyses qui ont pu être réalisées à partir des données recueillies ont ici permis d'augmenter la capacité d'observation (visibilité, accessibilité, complétude, etc.) et de proposer de nouvelles approches et visions géométriques d'organisation et d'évolution du karst. Ces approches construire autour de questionnements précis ont permis d'avancer dans les connaissances morphogéniques, spéléogéniques et paléogéographiques de la région étudiée. Le choix du secteur d'étude était un élément majeur pour construire notre travail : avoir accès à un socle de connaissances déjà acquises pour souligner l'apport de la géomorphologie 3D, disposer de données 3D suffisantes pour avancer le plus rapidement possible dans la démonstration et répondre par une même démarche à différents questionnements et problématiques de recherche. Les plateaux calcaires du bas-Vivarais et les gorges de l'Ardèche répondaient à ces différentes exigences. C'est un secteur déjà bien étudié où les limites des méthodes utilisées avaient été soulignées par leurs auteurs (Delannoy *et al.*, 2007, 2008) et pour lesquelles la géomorphologie 3D pouvait répondre pour partie voire plus. A valeur d'exemple, un des apports marquants de notre travail a été la reconstitution morphogénique calée dans le temps de la zone d'entrée de la grotte Chauvet-Pont d'Arc. En répondant de façon pragmatique aux questionnements archéologiques (Clottes, 2001 ; Geneste, 2008, 2009, 2010) et anthropo-géomorphologique (Delannoy *et al.*, 2013), les outils de représentation et de modélisation 3D se sont révélés particulièrement pertinents. En effet, le couplage géomorphologie et 3D a permis de proposer un scénario d'évolution géomorphologique

et paléo topographique très bien contraint qui, enrichi de datations cosmogéniques, a permis de valider les hypothèses sur les fréquentations humaines et animales dans la grotte Chauvet. Ce scénario robuste permet à présent de développer de nouvelles pistes de recherches interdisciplinaires.

Nous détaillons ci après trois domaines essentiels où les apports de la 3D ont été, à nos yeux, significatifs et ouvrant de nouvelles perspectives ..



APPORTS ET PERSPECTIVES DE L'OUTIL 3D À LA CONNAISSANCE DE LA MORPHOGENÈSE ENDOKARSTIQUE ET DE LA SPÉLÉOGENÈSE

L'utilisation d'outils de relevés 3D dans l'endokarst est apparue particulièrement pertinente pour analyser la structure géométrique et la répartition spatiale des morphologies endokarstiques sur lesquelles on peut construire des raisonnements karstogéniques. L'utilisation des relevés topographiques par lasergrammétrie a permis de dépasser les limites qui étaient jusqu'à présent rencontrées pour étudier des formes situées sur les parois ou à la voûte des cavités. A partir des données disponibles en 3D, il a été possible d'élaborer des supports cartographiques inédits telles que des topographies des voûtes de cavité. Ce type de modèle 3D permet, par exemple, de comprendre les processus à l'origine de morphologies particulières en les replaçant dans leur contexte spatial et géo-



métrique (paragénéisme) ou d'appréhender les processus de remobilisation et de fluage de dépôts endokarstiques liés à des soutirages, eux mêmes engendrés par la dynamique karstique actuelle. En utilisant les modèles 3D comme support de travail, il a été possible de distinguer différentes dynamiques de creusement qui dans le temps se sont succédées en fonction des moteurs géodynamiques et/ou eustatiques. L'approche 3D permet de discriminer à la fois des morphologies épinoyées, noyées et paragénéiques au sein d'un même drain ou système de conduits ayant participé au drainage du karst. Ces résultats apportent des éléments de réflexion conséquents aux hypothèses portant sur le creusement paragénéiques des galeries (Lauritzen, 2000 ; Palmer, 2007 ; Pasini, 2009) ouvrent ainsi un nouveau champ d'investigation sur la morphogénèse paragénéique des cavités sur laquelle il existe encore un manque d'informations certain.

Ces nouvelles informations morphogéniques ont permis de construire et/ou de réviser des scénarios d'évolution spéléogéniques pour chacune des cavités étudiées. D'autre part, pour la première fois dans la littérature, la caractérisation géométrique en 3D de certaines morphologies paragénéique (banquettes limites de remplissage) a permis d'extraire des informations géométriques et dimensionnelles sur les flux hydrologiques à l'origine de leur creusement. Il a été possible à partir de ces informations quantitatives de proposer des hypothèses de reconstruction des paléo-débits. Enfin, l'utilisation de l'outil 3D dans l'étude du processus de soutirage a permis d'étudier la répartition spatiale des morphologies sédimentaires associés (stalagmites translitées identifiées en 3D) avec les caractéristiques morphologiques des cavités étudiées (géométrie des volumes souterrains) et les processus spéléogéniques responsables des volumes souterrains actuels (mise en charge et soutirage). L'aven d'Ornac s'est révélé à ce titre un site éloquent pour ce type de développement.

Enfin, la mise en œuvre inédite d'une cartographie des plafonds d'une cavité (grotte Chauvet) à partir des données 3D a permis d'étudier finement l'organisation des morphologies qui y sont présentes et de révéler le processus de creusement paragénéique d'inondation ce qui apporta (1) des éléments déterminants pour la compréhension de la spéléogénèse des cavités du secteur d'étude et (2) des éléments décrivant un phénomène encore très méconnu en géomorphologie karstique (Lauritzen, 2000 ; Palmer, 2007).

Ces résultats ouvrent des perspectives intéressantes dans le domaine de la géomorphologie endokarstique et pourraient aussi renforcer sa complémentarité avec d'autres domaines disciplinaires et en particulier l'hydrogéologie karstique. S'engager dans cette direction nécessiterait toutefois le développement d'applications spécifiques pour caractériser, cartographier et traiter l'information spatiale. En effet, l'identification manuelle (à l'œil) des morphologies investiguées directement sur le modèle 3D et l'extraction de mesures morphométrique peut se révéler extrêmement chronophage. Il serait alors judicieux de développer des applications spécifiques aux problématiques géomorphologiques à l'instar des algorithmes déjà développés au sein du laboratoire EDYTEM (Hajri *et al.*, 2010) pour le milieu souterrain mais uniquement dédiés pour l'instant à la reconnaissance automatique de stalagmites ou aux faces rocheuses. Les avancées que

permettraient de tels développements, seraient sans nul doute d'acquérir de nouvelles informations permettant de valider les hypothèses exposées dans les recherches sur la morphogenèse souterraine (Palmer, 2007).

APPORTS ET PERSPECTIVES DES OUTILS 3D À LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES GORGES DE L'ARDÈCHE

L'objectif de ce travail de recherche était aussi de montrer que la représentation en 3D d'un système karstique permettait d'acquérir des connaissances nouvelles sur les processus de karstogenèse à l'échelle de l'ensemble d'un système karstique.

Pour cela, l'étude de la structure géométrique des drains endokarstiques et de leur répartition spatiale, au sein du massif, a tout d'abord été réalisée en s'appuyant sur des supports de représentation cartographique et d'analyse 3D permettant de visualiser les galeries souterraines dans leurs contextes topographique et géologique. Cette approche a permis (1) d'identifier la part respectives des facteurs jugés majeurs dans le processus de karstification et (2) de relier (au sens spatial et altitudinal) différents objets endokarstiques présents dans différentes cavités afin d'identifier et/ou de reconstruire l'organisation originelle des anciennes structures de drainage karstique et ensuite de s'interroger sur leurs emboitements géomorphologiques et leurs moteurs.

L'ensemble des informations karstogéniques et géomorphologiques, assemblées et organisées dans un même modèle 3D, puis confrontées aux observations de terrain a permis de construire et proposer plusieurs scénarios d'évolution géomorphologique pour notre secteur d'étude et plus largement le Bas Vivarais. Deux niveaux de base karstique majeurs dans la structuration géomorphologique ont ainsi pu être identifiés. Le « premier » est à relier au cycle Messino-Pliocène et à la morphogenèse de la vallée du Rhône (Clauzon, 1996 ; Baumard, 2001 ; Loget, 2005) qui se sont traduites par une importante karstification (creusement messinien) suivies d'une longue période de dysfonctionnement du drainage karstique (colmatage intégral des réseaux souterrains lors du Pliocène). Le second moteur est à rattacher à l'incision de l'Ardèche qui a recoupé et décolmaté les paléo-karsts, provoquant un nouvel épisode de karstification et la genèse de nouveaux réseaux souterrains durant le Quaternaire.

Ces résultats qui reposent essentiellement sur l'intégration de l'outil 3D dans la construction de raisonnement géomorphologique, ont permis de proposer un scénario alternatif aux reconstitutions jusqu'alors proposées pour expliquer le creusement du canyon de l'Ardèche. Dans ce travail, nous proposons ainsi une chronologie dans laquelle une alternance entre creusement du canyon et karstification se succèdent sur plusieurs millions d'années depuis le début du Miocène jusqu'à l'Actuel, conséquence de l'adaptation du drainage de l'Ardèche en fonction des contraintes géodynamiques externes (surrection, eustatisme).

Ce scénario alternatif, construit à partir d'arguments géomorphologiques issus de l'utilisation de modèles 3D, ouvre de nouvelles perspectives pour la compréhension des morphologies associées aux gorges de l'Ardèche mais aussi, plus généralement, à propos des processus karstogéniques localisés sur le pourtour méditerranéen. Ces résultats soulignent encore une fois la spécificité de ce milieu naturel face à des ruptures de fonctionnement et son adaptation à de grandes crises géomorphologiques ayant pour moteur la géodynamique ou le climat (Delannoy, 1997 ; Palmer, 2007).

Des perspectives semblent possibles dans le domaine de la simulation numérique de l'évolution des reliefs. Certes, des investigations supplémentaires sur le terrain sont toujours nécessaires, par exemple pour rechercher le paléo canyon de l'Ardèche au niveau de la confluence Ardèche/ Rhône qui doit subsister sous les remplissages pliocènes et quaternaires. Mais, il serait intéressant de procéder à de telles simulations informatiques de la karstification et du creusement du canyon à l'échelle du Bas Vivarais pour tenter d'appréhender la réponse de la karstification et des écoulements superficiels en milieu calcaire face à des changements environnementaux et/ou géométriques brusques. Ces simulations existent sur des modèles probabilistes idéalisés, mais il doit être possible de les mettre en œuvre sur des modèles contraints. Il serait ainsi tout particulièrement intéressant de s'intéresser aux phases de transition et de basculement d'un fonctionnement à un autre tel que (1) les captures karstiques des écoulements ou bien (2) la reprise des écoulements aériens suite à une remontée du niveau de base. De telles simulations pourraient être complémentaires avec les travaux portant sur la simulation et la modélisation de la karstification (Collon-Drouaillet, 2012) et sur la systématique autour des notions de



rupture, d'auto-organisation et/ou de (ré)adaptation dans les morphologies qu'elles soient d'ailleurs karstiques ou non (Delannoy, 1997 ; Quinif, 1998)..

APPORTS ET PERSPECTIVES DES OUTILS 3D À LA CONNAISSANCE GÉOMORPHOLOGIQUE ET ARCHÉOLOGIQUE DE LA GROTTTE CHAUVET-PONT D'ARC

Les enjeux et les questionnements posés par la découverte de la grotte Chauvet et les recherches archéologiques ont montré la nécessité de bien connaître le contexte physique de la grotte et son évolution géomorphologique (Clottes, 1996, 2001 ; Zuchner 1996, 2003, 2009 ; Bahn, 2003 ; Alcolea *et al.*, 2007 ; Pettitt, 2008). La description et l'analyse géomorphologique détaillée, combinée à des supports de réflexion basé sur les relevés de terrain, la cartographie fine et la représentation 3D ainsi que des outils de datations, ont permis de répondre de façon pragmatique aux attentes de la communauté scientifique notamment archéologique. L'utilisation des outils 3D a permis d'apporter des éléments importants pour reconstituer les différentes étapes de la fermeture de l'entrée originelle de la grotte Chauvet. En particulier, une analyse sur modèle 3D a permis d'apporter de solides arguments géométriques et quantitatifs dans la reconnaissance des différents événements gravitaires qui ont contribué à fermer totalement la grotte, mais aussi de contraindre plus finement certains paramètres primordiaux dans le calcul



des âges d'exposition (héritage, coefficient d'écrantage) en utilisant les isotopes cosmogéniques. La combinaison de ce nouvel outil a ainsi permis de dépasser les limites posées (1) par les outils de cartographie traditionnels qui ne permettent pas d'étudier toute la complexité d'un site dont la géométrie est par nature tridimensionnelle et (2) de répondre au cahier des charges posés par la politique de conservation du site afin de préserver l'intégration du site.

Il a ainsi été mis en évidence que la fermeture de la cavité fût la conséquence de trois événements gravitaires (écroulements) dans un temps relativement court et ce à partir de l'identification sur le modèle 3D des cicatrices d'arrachement sur la paroi surplombant l'entrée préhistorique de la cavité. En calculant les volumes de roche tombés et déposés, il a été mis en évidence que la dimension de l'entrée originelle de la cavité fut extrêmement réduite après le second écroulement et que l'accès fut complètement obstrué après le troisième événement gravitaire. L'âge de chacun des trois écroulements, déterminé en mesurant la concentration de l'isotope cosmogénique du ^{36}Cl contenu dans des échantillons de roche prélevée dans chaque cicatrice d'arrachement ce qui a permis d'établir un cadre cohérent et absolu de l'évolution de l'entrée de la grotte Chauvet depuis 34 000 ans jusqu'à sa fermeture brutale et définitive il y a au moins 22 000 ans permettant ainsi de clore définitivement les doutes subsistant sur l'ancienneté de l'art pariétal dans la grotte Chauvet. L'ensemble de ces résultats a fait l'objet de plusieurs publications (Delannoy *et al.*, 2010, Sadier *et al.*, 2012 a et b, voir en annexe) et ont trouvé un certain écho au sein de la communauté scientifique.

L'approche développée sur la zone d'entrée de la grotte Chauvet-Pont d'Arc dans son contexte géométrique et morphogénique a permis de répondre à de nombreuses attentes disciplinaires (archéologique, paléontologique, aérologique, conservatoire...) portant sur la physionomie originelle (et son évolution) de l'entrée de cette cavités aux temps des fréquentations humaines et animales et lors de sa fermeture.

La restitution de ce modèle 3D ouvre des perspectives intéressantes dans le cadre des recherches interdisciplinaires menées à la grotte Chauvet et pourrait aussi trouver écho pour l'étude d'autres cavités aux problématiques similaires. Réalisée à l'échelle de la grotte, la paléotopographie 3D peut en effet servir de support à la modélisation des circulations thermiques et atmosphériques dans une cavité, à l'instar de ce qui a été effectué à la grotte de Lascaux (Lacanette *et al.*, 2010) pour répondre à des problématiques de conservation ou de paléo circulation des masses d'air. Pour la grotte Chauvet, en dehors des aspects très importants en lien avec la conservation, de telles simulations pourraient répondre aux questionnements portant sur (1) la propagation de la lumière dans la première partie de la cavité, (2) la lisibilité des panneaux ornés au sein de la cavité dans la morphologie contemporaine des fréquentations préhistoriques, (3) les effets (respirabilité ; zones enfumées) de feux au sein de la cavité, (4) etc.. La reconstruction de la paléo-topographie aux temps des occupations ouvrent aussi des perspectives intéressantes pour différentes problématiques archéologiques (Delannoy *et al.*, 2012, 2013). En utilisant les modèles 3D, il devrait être possible de simuler et d'analyser la géographie de la luminosité pénétrant dans la cavité ou encore de proposer des expé-

riences d'archéologie expérimentale en lien avec la progression spéléologique en grotte virtuelle 3D, aux temps des fréquentations humaines. Au-delà de expériences de ces simulations de recherches, le modèle 3D de la grotte Chauvet pourrait aussi constituer la base géométrique d'un futur SIG 3D (Boche *et al.*, 2012), voire 4D (incluant le temps).

Enfin, la méthodologie mise en place dans ce travail de recherche pourrait être appliquée à d'autres sites ornées, en milieu karstique ou non, pour répondre aux questionnements posés en archéologie sur l'occupation, l'utilisation et l'aménagement des sites préhistoriques (Delannoy *et al.*, 2012, 2013).

Enfin, des perspectives et d'importantes applications sociétales s'ouvrent à partir de ces travaux de recherches. L'intégration et la combinaison de l'approche géomorphologique et des supports de représentations et de modélisation 3D permet enfin d'envisager la restitution d'objets à très forte valeur patrimoniale, que les conditions de conservations ne permettaient pas apparemment. En effet, ce support de recherche, appliqués dans le domaine culturelle, de la scénographie et architecturale permet de concevoir des projets à l'envergure des sites appartenant au patrimoine mondial de l'humanité que leur fragilité interdisait jusqu'à alors l'accès. À ce jour, sans ce support de réflexion en 3D permettant une très grande liberté de travail et étant donné la dimension de la grotte Chauvet, il est évident que le projet culturel de l'Espace de Restitution de la Grotte Chauvet n'aurait pas pu voir le jour privant ainsi nos sociétés de ce joyau de l'humanité. Ces projets trouvent d'ailleurs écho sur d'autres sites puisque le nouveau projet de restitution de la grotte de Lascaux (Lascaux IV) est quasiment construit à partir de l'étude du modèle 3D en cours de réalisation. Il est aussi possible de citer d'autres projets de restitution culturelle internationaux et notamment sur des sites Aborigènes (Australie) ou le modèle 3D de sites ornés parmi les plus vieux du monde permettra de dépasser les limites d'études liés aux conditions d'accès très difficile du fait de leur situation géographique

DEMAIN LA GÉOMORPHOLOGIE 3D ET SES APPLICATIONS

Le karst, par définition objet tridimensionnel et porteur de problématiques issues de nombreux champs de recherche, constitue un excellent support aux développements méthodologiques engagés ici. Le vaste domaine de la géomorphologie quantitative et des simulations d'évolution du relief en 3D constitue aussi un champ d'application et d'évolution passionnant de ces méthodes 3D.

Mais quand ce domaine touche à l'homme, à son histoire, à la trace de son passage à la surface de la terre et à la reconstitution de paysages anciens, la géomorphologie prend une dimension plus riche encore. Et c'est dans cette dimension, celle des reliefs et des hommes, que nous souhaitons nous investir à l'avenir.

BIBLIOGRAPHIE

A

- Alcolea, J. and R. de Balbin**, 2007 - C14 and style - The chronology of the Upper Paleolithic art at present. *L'anthropologie*, n° 111, pp. 435 - 466.
- Ambert, M. and P. Ambert**, 1995 - Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas). *Géologie de la France*, n° 4, pp. 37-50.
- Ambert, P., J.-L. Guendon, P. Galant, Y. Quinif, A. Gruneisen, A. Colomer, D. Dainat, B. Beaumes and C. Requirand**, 2005 - Attribution des gravures paléolithiques de la grotte d'Aldène (Cesseras, Hérault) à l'Aurignacien par la datation des remplissages géologiques *Comptes Rendus Palevol*, n° 4, 3, pp. 275 - 284.
- André, M. F., S. Etienne, D. Mercier, F. Vautier and O. Voldoire**, 2008 - Assessment of sandstone deterioration at Ta Keo temple (Angkor) : first results and future prospect. *Environnemental geology*, n° 56, pp. 677 - 688.
- Arnaud, H.**, 1979 - Paleogeography of the Urgonian limestones of the southern France. *Géobios*, n° Mémoire spécial 3, pp. 363 - 383.
- Astrade, L., E. Ployon and S. Veyrat-Charvillon**, 2011 - Les données laser terrestre à haute résolution pour le suivi de charge de fond dans les tronçons torrentiels : retours d'expériences. *Images et Modèles 3D en milieux naturels*, n° 12, pp. 107 - 116.
- Astruc, J. G.**, 1987 - Le paleokarst quercynois au paléogène, altérations et sédimentations associées, Université de Toulouse, 137 p.
- Audra, P.**, 1994 - Karsts alpins, Genèse de grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'île de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France), *Karstologia mémoires* n°5, 280 p.
- Audra, P.**, 1997 - Les indicateurs morphologiques des mises en charge dans les réseaux karstiques. *Les Rencontres d'Octobre*. 7, pp. 20 - 26.
- Audra, P.**, 1997 - Les réseaux noyés profonds français et leur origine. *Les rencontres d'Octobre*. 7, pp. 27 - 31.
- Audra, P.**, 2007 - Karsts et spéléogénèse épigènes, hypogènes, recherches appliquées et valorisation, Université de Nice, 278 p.
- Audra, P. and J. Y. Bigot**, 2005 - La grotte de Saint-Benoît : un modèle de cavité épinoyée. Méailles et la région d'Annot. d. d. g. Università di Padova, and Institut raziskovanje krasa ZRC SAZU, pp. 65 - 70.
- Audra, P. and J. Y. Bigot**, 2005 - Processus de spéléogénèse : réseaux de contact et épinoyés. Méailles et la région d'Annot. d. d. g. Università di Padova, and Institut raziskovanje krasa ZRC SAZU, pp. 53 - 60.
- Audra, P., A. Bini, F. Gabrovsek, P. Hauselmann, P.-Y. Jeannin, J. Kunaver, P. Tognini, H. Trimmel and A. Wildberger**, 2006 - Cave genesis in the Alps between the miocen and today : a review. *Zeitschrift für geomorphologie, Annals of geomorphology*, n° 50 - 2, pp. 153-176.
- Audra, P., H. Camus and P. Rochette**, 2001 - Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quaternaire (aven de la combe Rajeau). *Bulletin de la société géologique de France*, n° 172, (1), pp. 121-129.
- Audra, P., L. Mocochain, H. Camus, E. Gilli, G. Clauzon and J.-Y. Bigot**, 2004 - The effect of Messinian deep stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, n° 17, pp. 27-38.
- Audra, P. and A. Palmer**, 2011 - The pattern of caves: controls of epigenic speleogenesis. *Géomorphologie : relief, processus, environnement.*, n° 4 / 2011, pp. 359 - 378.
- Aunay, B., P. Le Strat, C. Duvail, N. Dörfliger and B. Ladouche**, 2003 - Méthodes d'analyse géologique sur la karstification des corbières orientales et influence des événements néogènes (Tortonno - messiniens). *Hydrology of the mediterranean and semi arid regions (proceedings of an international symposium held at Montpellier)*. 278, pp.
- Azzoni, A., L. B. G. and Z. A.**, 1995 - Analysis and prediction of raockfalls using a mathematical model. *International Journal rock Mechanics Minerals Sciences and Geomechemistry Abstract* n° 32, pp. 709 - 724.

B

- Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer and B. Klein**, 2002 - Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum geology*, n° 19, pp. 445-467.
- Bailly, D.**, 2009 - Vers une modélisation des écoulements dans les massifs très fissuré. Toulouse, Université de Toulouse, Institut national polytechnique de Toulouse, 189 p.
- Bakalowicz, M.**, 1979 - Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. PARIS, Université de Paris -, 250 p.
- Balazuc, J.**, 1986 - Spéléologie du département de l'Ardèche, Editions de la Bouquinerie ardéchoise, 189 p.
- Balco, G., J. O. Stone, N. A. Lifton and T. J. Dunai**, 2008 - A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, n° 3, pp. 174 - 195.
- Barton, C. M., J. Bernabeu, J. Emili Aura, O. Garcia and N. La Roca**, 2002 - Dynamic landscapes, artifact taphonomy, and landuse modelling in the western Mediterranean. *Geoarchaeology*, n° 17, (155 - 190).
- Baulig, H.**, 1928 - Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne., Arman Colin, 625 p.
- Baumard, B.**, 2001 - Valorisation de données pour l'étude de la crise messinienne dans le gard rhodanien et la moitié Est de la France, Ecoles des Mines de paris, 260 p.

- Bayle Des Hermens, R.**, 1973 - Le Magdalénien de la grotte du Colombier (Ardèche) : Fouilles de l'Abbé A. Glory 1947-49. *Etudes Préhistoriques*, n° 5, pp. 15 - 24.
- Bazile, F. and E. Bazile-Robert**, 1979 - Le solutréen à pointes à cran de la Baume d'Oullins (Le Garn, Gard et Labastide-de-Virac, Ardèche) : Position chronostratigraphique. *Etudes Préhistoriques*, n° 15, pp. 1 - 6.
- Becker, A., A. D. Colin, E. Urs, E. Gilli, P.-Y. Jeannin and C. Lacave**, 2006 - Speleoseismology : a critical review. *Journal of Seismology*, n° 10, pp. 371 - 388.
- Belleville, L.**, 1985 - Hydrogéologie karstique géométrie, fonctionnement et karstogénèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche (Ardèche, Gard) Université de Grenoble I, 228 p.
- Bellier, O. and P. Vergely**, 1987 - États de contraintes et tectogénèse cénozoïque du plateau calcaire de Basse Ardèche (France). *Comptes rendus de l'académie des sciences (mécanique - physique - chimie - sciences de l'univers - sciences de la terre)*, n° 305 série II, (17), pp. 1379 - 1382.
- Benedetti, L., R. Finkel, D. Papanastassiou, G. King, R. Armijo, F. Ryerson, D. Farber and F. Flerit**, 2002 - Post glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ³⁶Cl cosmogenic dating : Evidence for non-periodic earthquake. *Geophysil Research Letters*, n° 29, (8), pp. 87.1 - 87.4.
- Bertrand, H.**, 2000 - Le volcanisme quaternaire du Vivarais, Livret guide d'excursion de l'AFEQ, sous la direction de DEBARDE E., pp. 99-108.
- Besl, P. J. and N. D. McKay**, 1992 - A method for registration of 3D shapes. *IEEE Pattern Analysis and Machine Intelligence (PAMI)*, n° 14, (12), pp. 239 - 256.
- Bettis III, E. A. and R. D. Mandel**, 2002 - The effects of temporal and spatial patterns of Holocene erosion and alluviation on the archaeological record of the central and eastern Great Plains, U.S.A. *Geoarchaeology*, n° 17, pp. 141 - 154.
- Bigot, J. Y.**, 2002 - Conduits ascendants dans les gorges de l'Ardèche : les avens Cordier, Rochas et de Noël. *Actes de la douzième rencontre d'Octobre, Spéléo club de Paris*, n° 12, pp. 15 - 19.
- Bird, A. J., G. S. Springer, R. F. Bosch and R. L. Curl**, 2009 - Effects of surface morphologies on flow behavior in karst conduits. *15th International Congress of Speleology*, pp. 1417 - 1421.
- Blanc, J.**, 1976 - recherches géologiques à la grotte de Saint Marcel d'Ardèche (Ardèche, France). *Géologie Méditerranéenne*, n° 4, pp. 227 - 236.
- Blanc, J.-J.**, 1992 - Signification géodynamique des réseaux karstiques étagés du canyon de Baudinard (moyennes gorges du Verdon, France). *Karstologia*, n° 20, pp. 37-48.
- Blanc, J.-J.**, 1995 - Etapes et facteurs de la spéléogénèse dans le sud est de la France. *Karstologia*, n° 26, pp. 13-26.
- Blanc, J.-J.**, 1997 - Géodynamique et histoire du karst. Application au sud est de la France. *Quaternaire*, n° 8, pp. 91-105.
- Blanc, J.-J. and R. Monteau**, 1997 - Interprétation morphométrique et spéléogénèse: exemples de réseaux karstiques de Basse provence (directions de galeries, modèle et maillage structural). *Karstologia*, n° 30, pp. 25-40.
- Blanc, P. L.**, 2002 - The opening of the Plio Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *geodinamica Acta*, n° 15, pp. 303-317.
- Blavoux, B.**, 2010 - Le karst de la fontaine de Vaucluse. *karstologia mémoires n°19, Karsts de France*, pp. 232 - 233.
- Boaretto, E., D. Berkovits, M. Hass, S. K. Hui, A. Kaufman, M. Paul and S. Weiner**, 2000 - Dating of prehistoric caves sediments and flints using ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz from Tabun Cave (israel): Progress report. *Nuclear Instruments and methods in Physics Research*, n° B 172, pp. 767-771.
- Bocherens, H., D. Drucker, D. Billiou, P. Fosse, B. Gely, J. M. Geneste, B. Kervazo and M. Philippe**, 2005 - Etat de conservation des ossements dans la grotte Chauvet (Vallon pont d'Arc, Ardèche, France) : implications pour la biogéochimie isotopique (paléodiètes, paléoenvironnements, datations au radiocarbone). *Bulletin de la société préhistorique française*, n° 102, pp. 77 - 87.
- Bocherens, H., D. Drucker, D. Billiou, J. M. Geneste and J. van der Plicht**, 2006 - Bears and humans in Chauvet cave (Vallon pont d'arc, Ardèche, France): insights from stable isotopes and radiocarbon dating of bone collagen. *Journal of Human Evolution*, n° 50, pp 370 - 376.
- Bodin, J. and F. Hoblea**, 1998 - Macrofracturation et directions des galeries spéléologiques: cas du mont Granier (Chartreuse, France) traité par le logiciel LINEAM. *Speleochronos hors série*, pp. 9-12.
- Bodin, X., S. Jaillet and P. Schoeneich**, 2008 - High resolution DEM extraction from terrestrial LiDAR topometry and surface kinematics of the creeping Alpine permafrost : the laurichard rockglacier case study (French Southern Alps). *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, n° 1 pp. 137 - 142.
- Boinet, N.**, 1999 - Exploitation de la fracturation d'un massif par la karstification : exemple du causse de l'Hortus (Hérault, France). *Geodinamica Acta*, n° 12, pp. 237-247.
- Bon, C., V. Berthonaud, P. Fosse, B. Gély, F. Maksud, R. Vitalis, M. Philippe, J. van der Plicht and J. M. Elalouf**, 2011 - Low regional density of late cave bears mitochondrial DNA at the time of Chauvet cave aurignacian paintings. *Journal of Archeological science*, n° 38, pp. 1886 - 1895.
- Bon, C., N. Caudy, M. de Dieulevaut, P. Fosse, M. Philippe, F. Maksud, E. Beraud Colomb, E. Bouzaid, R. Kefi, C. Laugier, B. Rousseau, D. Casane, J. van der Plicht and J. M. Elalouf**, 2008 - Deciphering the complete mitochondrial genome and phylogeny of the extinct cave bear in the paleolithic painted cave of Chauvet. *Proceedings natural Academy of Sciences U.S.A.*, n° 105, pp. 17447 - 17452.
- Borghini, A., P. Renard and S. Jenni**, 2012 - A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Journal of Hydrology*, n° 414 - 415, pp. 516 - 529.
- Bourrier, F.**, 2008 - Modélisation de l'impact d'un bloc rocheux sur un terrain naturel. Application à la trajectographie des chutes de blocs. Grenoble, institut polytechnique de Grenoble, 244 p.

- Bozzolo, D., R. Pamini and K. Hutter**, 1988 - Rockfall analysis : a mathematical model and its test with field data landslides. *Proceedings of the fifth international symposium on landslides* n° 1, pp. 555 - 563.
- Braucher, R., L. Siame, D. Bourlès and F. Colin**, 2000 - Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in situ pour l'étude de la dynamique et de l'évolution des sols en milieux latéritiques. *Bulletin de la société géologique de France*, n° 171, (5), pp. 511-520.
- Bretz, J. H.**, 1942 - Vadose and phreatic features of limestones caves. *Journal of Geology*, n° 50, pp. 675-811.
- Bridgland, D., R. Westaway and S. Cordier**, 2009 - Les causes de l'étagement des terrasses alluviales à travers le monde. *Quaternaire*, n° 20, pp. 5 - 23.
- Brodu, N. and D. Lague**, 2012 - 3D Terrestrial LiDAR data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion : applications in geomorphology. *ISPRS journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, n° 68, pp. 121-134.
- Brown, A. G.**, 1997 - Alluvial Geoarchaeology. Cambridge, 404 p.
- Brown, A. G.**, 2008 - Geoarchaeology, the 4D fluvial matrix and climatic causality. *Geomorphology*, n° 101, pp. 278 - 298.
- Brown, R., K. A. Chalmers, A. Saigol, T. Green and C. D'Errico**, 2001 - An automated laser scan survey of the Upper Palaeolithic rock shelter of Cap Blanc. *Journal of Archaeological Science*, n° 28, pp. 283 - 289.
- Bruxelles, L.**, 1997 - Karsts et paléokarsts du bassin du Mialet (bordure cévenole, Gard): formation et évolution d'un karst démantelé. *Karstologia*, n° 30, pp. 15-24.
- Bruxelles, L. and M. Jarry**, 2011 - Climatic conditions, settlement patterns and cultures in the paleolithic : The exemple of the Garonne (southwest France). *Journal of Human Evolution*, n° 61, (5), pp. 538-548.
- Bruxelles, L., M. Jarry and R. Bevilacqua**, 2008 - Un nouveau jalon pour l'approche contextuelle du Paléolithique moyen en Midi toulousain: Bel-Soleil à Cornebarrieu (Haute-Garonne, France). Les Sociétés du Paléolithique dans le Grand-Sud-Ouest de la France: Nouveaux Gisements, Nouveaux Résultats, Nouvelles Méthodes. Journées SPF, Université de Bordeaux 1, Talence, 24–25 Nov. 2006. J.-G. B. J. Jaubert, I. Ortega (Eds., Société Préhistorique Française, "Mémoires" vol. XLVII, pp. 174 - 188.
- Budaj, M. and S. Mudrák**, 2008 - Therion : Digital Cave Maps. *4th European Speleological Congress*, n° (http://therion.speleo.sk/download.php). pp. 6.
- Burens, A., P. Grussenmeyer, S. Guillemin, L. Carozza, R. Bourrillon and S. Petrognani**, 2011 - Numérisation 3D de la grotte ornée des Fraux (Saint Martin de Fressengeas, Dordogne, France). *Images et Modèles 3D en milieux naturels*, n° 12, pp. 183 - 189.
- Butscher, C. and P. Huggenberger**, 2007 - Implications for karst hydrology from 3D geological modeling using the aquifer base gradient approach. *Journal of Hydrology*, n° 184, pp. 184-198.
- Butzer, K.**, 1960 - Archaeology and geology in ancient Egypt. *Science*, pp. 1617 - 1624.
- Butzer, K.**, 1973 - Geology of Nelson Bay Cave, Robberg, South Africa. *South African Archaeological Bulletin*, n° 28, pp. 97 - 110.
- Butzer, K.**, 1977 - Environment, culture and human evolution. *American Scientist*, n° 65, (572 - 584).
- Butzer, K.**, 1977 - Geomorphology of the lower Illinois Valley as a spatial-temporal context for the Koster Archaic site. *Illinois State Museum Reports of Investigations*, n° 34, pp. 1 - 60.
- Butzer, K.**, 1982 - Archaeology as Human Ecology: Method and Theory for a Contextual Approach. Chicago.
- Butzer, K.**, 2008 - Challenges for a cross-disciplinary geoarchaeology: The intersection between environmental history and geomorphology. *Geomorphology*, n° 101, (1 - 2), pp. 402 - 411.

C

- Callot, Y.**, 1974 - Les rapports entre formes de fond et formes de surface dans les paysages calcaires. MELANGES, Aspects de l'influence de la perméabilité dans le modelé des roches cohérentes dites perméables, Travaux de l'institut de géographie de Reims, université de Reims, UFR lettres et sciences humaines. 17, pp. 3 - 11.
- Callot, Y.**, 1979 - A propos des plateaux ardèchois : Etude géomorphologique du karst des relations fond-surface et des paysages calcaires Université de Reims, 384 p.
- Camus, H.**, 1997 - Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées : l'exemple du Larzac méridional, Hérault, France. *Karstologia*, n° 29, pp. 23-42.
- Camus, H.**, 1997 - Significations des concrétionnements exogènes noyés : l'exemple du travertin noyé de Gourneyras. *Les rencontres d'Octobres*. n° 7, pp. 38 - 43.
- Camus, H.**, 1999 - L'organisation des réseaux de drainage à différents stades de l'évolution du paysage karstique de la bordure carbonatée sub-cévenole (de l'Aigoual à la basse vallée de l'Hérault). *Livret guide des excursions Karst 99 (grands Causses - Vercors 10-15 septembre 1999) - Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrements karstiques*, Cahiers savoisiens de géographie, pp. 55-73.
- Carter, C. L. and R. S. Anderson**, 2006 - Fluvial erosion of physically modeled abrasion slot canyons. *Geomorphology*, n° 81, pp. 89-113.
- Cavalera, T., B. Arfib and E. Gilli**, 2010 - Port Miou et le Bestouan, les plus longs fleuves souterrains d'Europe. *Karstologia mémoires n°19, Karsts de France*, pp. 246 - 247.
- Chabot, G.**, 1927 - Les plateaux du Jura central. Etude morphogénique, Université de Strasbourg, 350 p.
- Chau, K. T.**, 1998 - Shape effects on the coefficient of restitution during rockfall impacts. *Proceedings of the 9th international congress on rock mechanics, international Society for rock mechanics*, n° 1, pp. 541 - 544.

- Chauvet, J. M., E. Brunel Deschamps and H. C.**, 1996 - Chauvet cave : The discovery of the world's Oldest paintings. London, Thames and Hudson, p.
- Chen, C., Y. Hung and J. Cheng**, 1999 - RANSAC - based DARCES : a new approach to fast automatic registration of partially overlapping range images. *IEEE Pattern Analysis and Machine Intelligence (PAMI)*, n° 24, (6), pp. 381 - 395.
- Chevalier, P.**, 1944 - Distinction morphologique entre deux types d'érosion souterraine. *Revue de géographie Alpine*, n° XXXII, (3), pp. 475 - 492.
- Chevalier, P.**, 1944 - Problèmes et hypothèses d'hydrologie souterraine. *Les études rhodaniennes*, n° 19, (3 - 4), pp. 228 - 234.
- Chippindale, C. and P. Tacon**, 1998 - The archeology of rock art. The archeology of rock art
C. a. T. Chippindale, P., CUP, Cambridge, pp. 90 - 111.
- Choppy, J.**, 1997 - Le creusement karstique fut long. *Les rencontres d'Octobre*. n° 7, pp. 44 - 48.
- Clauzon, G.**, 1982 - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du «dessicated deep-bassin model» [Hsü, Cita et ryan, 1973]. *Bulletin de la société géologique de France*, n° XXIV, (3), pp. 597-610.
- Clauzon, G.**, 1996 - Limites de séquences et évolution géodynamique (sequence boundaries and geodynamic evolution). *Géomorphologie : relief, processus, environnement.*, n° 1, pp. 3-22.
- Clottes, J.**, 1999 - The Chauvet Cave Dates. In Experiment and Design. Archaeological Studies in Honour of John Coles. Oxford, Harding A. F, pp. 13 - 19.
- Clottes, J., Ed. (2001). L'art des origines, Edition du seuil.
- Clottes, J.**, 2003 - Return to the Chauvet cave : Excavating the Birthplace of art. London, Thames and Hudson.
- Clottes, J., J. M. Chauvet, E. Brunel Deschamps, C. Hillaire, J. P. Dugas, M. Arnold, H. Cachier, J. Evin, P. Fortin, C. Oberlin, N. Tisnérat and H. Valladas**, 1995 - Les peintures paléolithiques de la grotte Chauvet à vallon pont d'arc (Ardèche, France) ; datations directes et indirectes par la méthode du radiocarbone. *C.R. Académie des sciences Paris*, n° 320, (II a), pp. 1133 6 1140.
- Collon - Drouaillet, P., V. Henrion and J. Pellerin**, 2012 - An algorithm for 3D simulation of branchwork karst networks using Horton parameters and A-star. Application to a synthetic case. *Geological Society of London - special publication*, n° 370, pp. 1 - 12.
- Combiér, J.**, 1967 - Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique. Bordeaux, mémoire 4. Éd., Delmas.
- Combiér, J.**, 1984 - Grottes ornées de l'Ardèche. *Les Dossiers Histoire et Archéologie*, n° 87, pp. 80 - 86.
- Conard, N. J.**, 2009 - A female figurine from basal Aurignician of Holhe Fels Cave in southwestern Germany. *Nature*, n° 459, pp. 248 - 252.
- Cornet, C.**, 1988 - Evolution géomorphologique et néotectonique de Vivarais calcaire du Pontien à l'infra quaternaire. *Géologie de la France*, n° 4, pp. 55 - 66.
- Couchoud, I.**, 2008 - Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans les spéléothèmes : des archives paléoenvironnementales. *Quaternaire*, n° 19, (3), pp. 275 - 291.
- Couchoud, I.**, 2008 - Les spéléothèmes, archives des variations paléoenvironnementales. *Quaternaire*, n° 19, (4), pp. 255 - 274.
- Crochet, J. Y., J. Gence, N. Boulbes, P. Boutié, C. Cretin, E. Crégut-Bonnoure, D. Duzer, D. Jolly, F. Laudet, D. Lefevre, C. Mourer-Chauviré, F. Rousselière and E. Thouand**, 2007 - Nouvelles données paléoenvironnementales dans le Sud de la France vers 30000 ans 14C BP : le cas de la grotte Marie (Hérault). *C.R. Académie des sciences Paris (Palevol)*, n° 6, pp. 241 - 251.
- Cundall, P.**, 1988 - Formulation of the three diemsional distinct element model - part I : a scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, n° 25, pp. 107 - 116.
- Cundall, P. and O. Strack**, 1979 - A discret numerical model for granular assemblies. *Géotechnique*, n° 29, pp. 47 - 65.
- Curl, R. L.**, 1966 - Scallops and flutes. *The transactions of Cave Research group of GB*, n° 7, (2), pp. 121 - 160.
- Curl, R. L.**, 1974 - Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. *The NSS Bulletin*, n° 36, (2), pp. 1 - 5.
- Curry, A. M. and C. J. Morris**, 2004 - Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology*, n° 58, pp. 85 - 106.
- Cuzange, M. T., E. Delqué-Kolic, T. Goslar, P. M. Grootes, T. Higham, E. Kaltnecker, M. J. Nadeau, C. Oberlin, M. Paterne, J. van der Plicht, C. Bronk Ramsey, H. Valladas, J. Clottes and J. M. Geneste**, 2007 - Radiocarbon intercomparison program for Chauvet cave. *Radiocarbon*, n° 49, (2), pp. 339 - 347.
- Cvijic, J.**, 1893 - Das KArstphänomen. *Geographische Abhandlungen herausgegeben von A. Penck*, n° 5, pp. 218-329.

D

- Daëron, M., L. Benedetti, P. Tapponier, A. Sursock and R. Finkel**, 2004 - Constraints on the post 25-ka slip rate of the Yammouneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ³⁶Cl dating of offset limestone-clast fan. *Earth and planetary Science Letters*, n° 227, pp. 105 - 119.
- Daëron, M., Y. Klinger, P. Tapponier, A. Elias, E. Jacques and A. Sursock**, 2005 - Sources of the large A.D. 1202 and 1759 near Eastquakes. *Geological Society of America*, n° 33, (7), pp. 529 - 532.
- Daëron, M., Y. Klinger, P. Tapponier, A. Elias, E. Jacques and A. Sursock**, 2007 - 12.000 Year long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammouneh fault, Levant fault System, Lebanon. *Bulletin of the Seismological Society of America*, n° 97, (3), pp. 749 - 771.

- Darawcheh, R., M. Sbeinati, C. Margottini and S. Paolini**, 2000 - The 9 July A.D. 551 Beirut earthquake, Eastern Mediterranean region. *Journal of Earthquake Engineering*, n° 4, (4), pp. 403-414.
- De waele, J., L. Plan and P. Audra**, 2009 - Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology : an introduction. *Geomorphology*, n° 106, (1 - 2), pp. 1 - 8.
- Debard, E.**, 1997 - Les remplissages karstiques du bas vivarais: karstogénèse, sédimentogénèse et archéologie. *Quaternaire*, n° 8, pp. 305-317.
- Debard, E., J. J. Delannoy, C. Ferrier, B. Kervazo, Y. Perrette and A. S. Perroux**, 2002 - Les études karstogéniques menées dans la grotte Chauvet. Premiers résultats et implications paléoenvironnementales. *Bulletin de la société préhistorique française*, n° 62, pp. 29 - 52.
- Delannoy, J. J.**, 1981 - Le Vercors septentrional : le karst de surface et le karst souterrain, Institut de géographie alpine, Grenoble.
- Delannoy, J. J.**, 1981 - Pour une cartographie morphologique du karst de profondeur. *Spelunca*, n° 4, pp. 16-20.
- Delannoy, J. J.**, 1997 - Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst, Université de Grenoble I, 678 p.
- Delannoy, J. J.**, 2007 - La cartographie géomorphologique des sols. *Cahier de géographie - collection EDYTEM*, n° 5, (L'aven d'Orgnac, valorisation touristique, apports scientifiques), pp. 156 - 157.
- Delannoy, J. J. and S. Caillault**, 1998 - Les apports de l'endokarst dans la reconstitution morphogénique d'un karst. Exemple de l'ancre de Vénus (Vercors, France). *Karstologia*, n° 31, pp. 27-41.
- Delannoy, J. J., E. Debard, C. Ferrier, B. Kervazo and Y. Perrette**, 2001 - Contribution de la cartographie souterraine dans l'étude spéléogénique de la grotte Chauvet. Premiers éléments spéléogéniques et implications paléogéographiques, préhistoriques et paléontologiques. *Quaternaire*, n° 12, pp. 235-248.
- Delannoy, J. J., S. Jaillet, S. Fudral, D. Gasquet, O. Kaufmann, M. Sabaud and E. Ployon**, 2007 - L'aven d'Orgnac, un jalon karstique pour la reconstitution paléogéographique de l'interfluve Ardèche/Cèze. *Cahier de géographie - collection EDYTEM*, n° 5, (L'aven d'Orgnac, valorisation touristique, apports scientifiques), pp. 117-148.
- Delannoy, J. J., Y. Perrette, E. Debard, C. Ferrier, B. Kervazo, A. S. Perroux, S. Jaillet and Y. Quinif**, 2004 - Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale : la grotte Chauvet (Ardèche). *Karstologia*, n° 44, pp. 25-42.
- Deline, P., C. Grange, S. Jaillet and A. Tamburini**, 2011 - Sept ans de suivi de la dynamique de la falaise de galce du Miage (massif du Mt Blanc) par scanner laser terrestre. *Images et Modèles 3D en milieux naturels*, n° 12, pp. 95 - 105.
- Delluc, B. and G. Delluc**, 1991 - L'art pariétal archaïque en Aquitaine. *XXVIIIe supplément à Gallia Préhistoire*.
- Demarcq, G.**, 1984 - Néogène. Evolution paléoclimatique. Synthèse géologique du Sud Est de la France. *Mémoire BRGM*, n° 125, pp. 509 - 510.
- Despagne, W.**, 2006 - Méthodes géostatistique pour l'interpolation et la modélisation en 2D/3D des données spatiales. Vannes, IUP Informatique et Statistique, 68 p.
- Devos, A., S. Jaillet and P. Gamez**, 1999 - Structures tectoniques et contraintes de cheminement des eaux dans les aquifères karstiques du Barrois (Lorraine/Champagne, France); *Geodynamica Acta*, n° 12, pp. 249-257.
- Dodge, D.**, 1983 - Répartition quantitative des phénomènes karstiques superficiels et souterrains en fonction de la lithologie sur le causse comtal (Aveyron, France). *Karstologia*, n° 1, pp. 25 - 32.
- Dorren, L. K. A., F. Berger and U. S. Putters**, 2006 - Real size experiments and 3D simulation of rockfall on forest and non forested slope. *Natural Hazard Earth System Science*, n° 6, pp. 145-153.
- Dreybrodt, W.**, 1996 - Principles of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numerical models. *Water Resour. Res.*, n° 32, pp. 2923-2935.
- Dreybrodt, W. and F. Gabrovšek**, 2000 - Dynamics of the evolution of single karst conduits. Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. A. B. Klimchouk, Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.). New York, National Speleological Society, pp. 184 - 193.
- Dunai, T. J.**, 2010 - Cosmogenic Nuclides - Principles, concepts and applications in the Earth Surface Sciences. New York, Cambridge University Press.
- Dunne, J., D. Elmore and P. Muzikar**, 1999 - Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, n° 27, pp. 3 - 11.
- Duval, M.**, 2007 - Dynamiques spatiales et enjeux territoriaux des processus de patrimonialisation et de développement touristique. Etude comparée des gorges de l'Ardèche et du Karst slovène., Université de Savoie, 514 p.

E

- El-Hakim, S. F., J. G. Fryer and M. Picard**, 2004 - Modelling and visualization of aboriginal rock art in the Baiame cave. *International Archives of Photogrammetry and remote Sensing*, n° 35, (5), pp. 990 - 995.
- Ewers, R. O.**, 1966 - Bedding planes anastomoses and their relation to cavern passages. *Bulletin of the national Speleology society*, n° 28, (3), pp. 133 - 141.
- Ewers, R. O.**, 1982 - Cavern development in the Dimensions of length and breadth, Phd Thesis, University Hamilton, Ontario, 398 p.

F

- Fabre, G.**, 1980 - Les Karsts du Languedoc oriental, recherches hydrogéomorphologiques, 446 p.
- Faivre, S. and J. f. Bocquet**, 1999 - Variation spatiale des contraintes tectoniques calculées à partir des dolines, montagnes de Velebit, Croatia. *colloque européen KARST 99*, Université de provence. Etude de géographie physique, supplément n°XXVIII, pp. 83-88.
- Falaise, G.**, 2001 - Prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises - Confrontations des méthodes d'études des éboulements rocheux dans l'arc alpin. *Programme INTERREG II C - «Falaises» Méditerranée Occidentale et Alpes latines*.
- Farrant, A. R.**, 2004 - Paragenesis. Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy Dearborn. J. G. (ed.). New York - London, pp. 569 - 571.
- Farrant, A. R. and P. L. Smart**, 2011 - Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*, n° 134, (1), pp. 79 - 93
- Faucher, M. and A. Mautref**, 1991 - Spéléographie, 127 p.
- Ferrier, C., E. Debard, B. Kervazo, A. S. Perroux, J. J. Delannoy and Y. Perrette**, 2005 - Grotte Chauvet, salle hillaire et salle du crâne : contexte sédimentologique des vestiges d'origine humaine et animale. *Bulletin de la société préhistorique française*, n° 102, pp. 35 - 42.
- Filipponi, M. and P. Y. Jeannin**, 2006 - Is it possible to predict karstified horizons in tunneling ? *Austrian Journal of Earth Science*, n° 99, pp. 24 - 30.
- Filipponi, M., P.-Y. Jeannin and L. Tacher**, 2009 - Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, n° 106, pp. 86 - 99.
- Ford, D.**, 2000 - Cave branch, Belize and the Baradla-Domica System, Hungary and Slovakia. Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers. A. Klimchouk, D. Ford, A. Palmer and W. Dreybrodt. Huntsville, Alabama, National Speleological society, pp. 391 - 396.
- Ford, D. C.**, 2006 - Karst geomorphology, caves and cave deposits: a review of North American contributions during the past half century. Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology, and Geochemistry. Geological Society of America Special Paper. R. S. In: Harmon, Wicks, C.M. (Eds.). 404, pp. 1-13.
- Ford, D. C. and P. W. Williams**, 1989 - Karst Geomorphology and Hydrology. London, UK., Unwin Hyman, p.
- Fosse, P. and M. Philippe**, 2005 - La faune de la grotte Chauvet : paléobiologie et anthropozoologie. *Bulletin de la société préhistorique française*, n° 102, (1), pp. 89 - 102.
- Frayssines, M. and D. Hantz**, 2006 - Failure mechanics and triggering factors in calcareous cliff of the subalpine Ranges (French Alps). *Engineering Geology* n° 86, pp. 256 - 270.
- Frayssines, M. and D. Hantz**, 2009 - Modelling and back analysing failures in steep limestone cliffs. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, n° 46, pp. 1115 -1123.

- Furlani, S., F. Cucchi, F. Forti and A. Rossi**, 2009 - Comparison between coastal and inland Karst limestone lowering rates in the northeastern Adriatic region (Italy and Croatia). *Geomorphology*, n° 104, pp. 73 - 81.

G

- Gabrovsek, F., W. Dreybrodt and D. Romanov**, 2005 - Processes of Speleogenesis : a modelling approach. Ljubjana, Slovenia.
- Galera, C., C. Bennis, I. Moretti and J. L. Mallet**, 2003 - Construction of coherent 3D geological blocks. *Computers and Geosciences*, n° 29, pp. 971 - 984.
- Gamez, P.**, 1992 - Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Lorraine septentrionale), Thèse université de metz, CEGUM, 397 p.
- Garnier, J.-J.**, 2008 - Grotte de la Luire, 1896-1996, un siècle d'exploration, 512 p.
- Gauchon, C.**, 1997 - Grottes et gouffres des montagnes françaises : essai de géographie culturelle et patrimoniale du karst profond (Des cavernes et des hommes), Université de Grenoble I, 248 p.
- Gely, B.**, 2000 - Grottes ornées de l'Ardèche : l'art des cavernes, Ed. Le Dauphiné libéré. Collection : Les Patrimoines, 50 p.
- Gély, B.**, 2005 - De Chabot à Chauvet : 130 années de découvertes d'Art paléolithique dans les Gorges de l'Ardèche. 150 ans de Préhistoire autour de Lyon. P. e. M. é. In Evin J. Lyon, Cahiers scientifiques - Centre de conservation et d'étude des collections. Hors série, 3, pp. 117 - 122.
- Geneste, J. M.**, 2010 - Entre naturel et culturel, un bilan interdisciplinaire des datations d'événements naturels et d'activités humaines dans la grotte Chauvet. *Congrès de l'IFRAO, septembre 2010 – Symposium : Datation et taphonomie, communication orale*.
- Genty, D., Y. Dauphin, G. Deflandre and Y. Quinif**, 1997 - Exemples de particules d'origine anthropique piégés dans les lamines de croissance de stalagmites - intérêt pour la reconstitution des environnements humains anciens. *Quaternaire*, n° 8, (2), pp. 149 - 157.
- Genty, D., B. Ghaleb, V. Plagnes, C. Causse, H. Valladas, D. Blamart, M. Massault, J. M. Geneste and J. Clottes**, 2004 - Datations U/th (TIMS) et 14C (AMS) des stalagmites de la grotte Chauvet (Ardèche, France) : intérêt pour la chronologie des événements naturels et anthropiques de la grotte. *C.R. Palevol*, n° 3, pp. 629 - 642.
- Gilli, E. and P. Audra**, 2004 - Les lithophages pliocènes de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France). un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France). *C.R. Géoscience*, n° 336, pp. 1481 - 1489.
- Gilli, E., A. Levret, P. Sollogoud and P. Delange**, 1999 - Research on the february 18, 1996 earthquake in the caves of Saint paul de Fenouillet area (eastern Pyrénées, France). *Geodinamica Acta*, n° 12, pp. 143-158.

- Gladfelter, B. G.**, 1981 - Developments and directions in geoarchaeology. *Advances in Archaeological Method and Theory*, n° 4, pp. 343 - 364.
- Gladfelter, B. G.**, 1985 - On the interpretation of archaeological sites in alluvial settings. *Archaeological Sediments in Context*. W. F. E. J. Stein. Center for the Study of Early Man, Orono University of Maine, pp. 41 - 52.
- Goldberg, P. and R. Macphall**, 2006 - Practical and Theoretical Geoarchaeology. London, Sage.
- Gombert, P.**, 1988 - Hydrogéologie et karstogenèse du Bas-vivarais calcaire (Ardèche- France), Université de Montpellier II (université des sciences et techniques du Languedoc), 483 p.
- Gombert, P. and P. Audra**, 2010 - Bordure Cévenole Jurassique Ardéchoise : ressources et évolution de l'aquifère. *Karstologia mémoires*, n° 19, pp. 296 - 297.
- Gosse, J. C. and F. M. Phillips**, 2001 - Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science reviews*, n° 20, pp. 1475 - 1560.
- Grange, C., T. Villemin, S. Jaillet, P. Deline, E. Ployon and A. Tamburini**, 2011 - Consolidation par optimisation en vue d'une analyse diachronique par scanner laser terrestre de la falaise de glace du Miage (Massif du Mt Blanc). *Images et Modèles 3D en milieux naturels*, n° 12, pp. 85 - 94.
- Granger, D. E., D. Fabel and A. N. Palmer**, 2001 - Plio-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, from radioactive decay of cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be in Mammoth Cave sediments. *GSA Bulletin* 113, n° 7, pp. 825-836.
- Granger, D. E. and P. F. Muzikar**, 2001 - Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, n° 188, pp. 269 - 281.
- Grebby, S., D. Cunningham, J. Naden and K. Tansey**, 2010 - Lithological mapping of the Troodos ophiolite, Cyprus, using airborne LiDAR topographic data. *Remote Sensing of Environment*, n° 114, pp. 713 - 724.
- Grussenmeyer, P. and T. Landes**, 2011 - Lasergrammétrie terrestre. *Images et Modèles 3D en milieux naturels*, n° 12, pp. 11 - 28.
- Guerey, P.**, 2003 - Instabilité climatique, variations du niveau de la mer et géomorphologie au cours du dernier interglaciaire : état de la question. *géomorphologie : relief, processus, environnement.*, n° 2, pp. 63-82.
- Guérin, G. and P.-Y. Gillot**, 2007 - Nouveaux éléments de chronologie du volcanisme Pléistocène du bas Vivarais (Ardèche, France) par thermoluminescence. *C.R. Geoscience*, n° 339, pp. 40-49.
- Guillard, S.**, 1998 - Etude du système hydrogéologique du rieu souterrain (commune de Salavas - 07 - Basse Ardèche), Jury final du Brevet d'état d'éducateur sportif 1 degré option spéléologie, 33 p.
- Guiot, J., J. L. de Beaulieu, F. Cheddadi, F. David, P. Poncelet and M. Reille**, 1993 - The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n° 103, pp. 73 - 93.
- Guzzetti, F., G. Crosta, R. Detti and F. Agliardi**, 2002 - STONE : a computer program for the three dimensional simulation of rock-falls. *Computer and Sciences*, n° 28, pp. 1079-1093.

H

- Hajri, S., B. Sadier, S. Jaillet, E. Ployon, E. Boche, A. Chakroun, G. M. Saulnier and J. J. Delannoy**, 2009 - Analyse spatiale et morphologique d'une forêt de stalagmites par modélisation 3D dans le réseau d'Organc. *Karstologia*, n° 53, pp. 1 - 14.
- Hantz, D. and M. Frayssines**, 2007 - Contribution à l'évaluation de la durée de vie d'un compartiment rocheux susceptible de s'effondrer. *Revue française de géotechnique*, n° 119, pp. 65 - 72.
- Haq, B. U., J. Hardenbol and P. R. Vail**, 1987 - Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science*, n° 235, pp. 1156-1167.
- Häuselmann, P.**, 2002 - Cave genesis and its relationship to surface processes : investigations in the Siebenhengste region (BE, Switzerland), Université de Fribourg, 168 p.
- Häuselmann, P., M. Fiebig, P. W. Kubik and H. Adrian**, 2007 - A first attempt to date the original "Deckenschotter" of Penck and Brückner with cosmogenic nuclides. *Quaternary International*, n° 164-165, pp. 33-42.
- Häuselmann, P. and D. E. Granger**, 2005 - Dating of caves by cosmogenic nuclides : method, possibilities, and the siebenhengste example (Switzerland). *Acta Carsologica*, n° 34, (1), pp. 43-50.
- Häuselmann, P., D. E. Granger, P. Y. Jeannin and S. E. Lauritzen**, 2007 - Abrupt glacial valley incision at 0.8 My dated from cave deposits in Switzerland. *Geology*, n° 35, (2), pp. 143 - 146.
- Häuselmann, P., P.-Y. Jeannin, M. Monbaron and S.-E. Lauritzen**, 2002 - Reconstruction of Alpine Cenozoic paleorelief through the analysis of caves at Siebenhengste (BE, Switzerland). *Geodinamica Acta*, n° 15, pp. 261-276.
- Hearty, P. J., S. L. Olson, D. S. Kaufman, R. L. Edwards and H. Cheng**, 2004 - Stratigraphy and geochronology of pitfall accumulations in caves and fissures, Bermuda. *Quaternary Science Review*, n° 23, pp. 1151-1171.
- Heller, M.**, 1983 - Toporobot, Höhlenkartographie mit Hilfe des Computers. *Stalactite*, n° 33, pp. 9 - 27.
- Henshilwood, C. S. e. a.**, 2002 - The emergence of modern human behavior: Middle Stone Age engravings from South Africa. *Science*, n° 295, pp. 1278 - 1280.
- Heritage, G. L. and D. Hetherington**, 2007 - Towards a protocol for laserscanning in fluvial geomorphology. *Earth surface processes and landforms*, n° 32, (1), pp. 66 - 74.
- Hoblea, F.**, 1999 - Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards : études savoyardes., université Lumière - Lyon 2, 995 p.

Hoblea, F., P. Häuselmann and P. W. Kubik, 2011 - Cosmogenic nuclide dating of cave deposits of Mount Granier (Hauts de Chartreuse Nature Reserve, France): morphogenic and palaeogeographical implications. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 4.

Hoblea, F., S. Jaillet, R. Maire and U. p. team, 2001 - Erosion et ruissellement sur karst nu en contexte subpolaire océanique : les îles calcaires de Patagonie. *Karstologia*, n° 38, pp. 13 - 18.

Horoi, V., 2001 - L'influence de la géologie sur la karstification. Etude comparative entre le Massif d'Obarsia Closani - Piatra Mare (Roumanie) et le Massif d'Arbas (France). Thèse Université de Toulouse 3, 165 p p.

Hsu, K. J., M. B. Cita and W. Ryan, 1973 - The Origin of the Mediterranean Evaporites. In *Ryan, W.B.F, Hsu, K. J., et al., Init.Repts. DSDP, 13, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, pp. 1203 - 1231.

I

Inkpen, R. J., W. J. Stephenson, R. M. Kirk, M. A. Hemmingsen and S. A. Hemmingsen, 2010 - Analysis of relationships between micro-topography and short and long term erosion rate on shore platforms at kaikoura Paeninsula, Souyth island, New Zealand. *Geomorphology*, n° 121, pp. 266 - 273.

J

Jaboyedoff, M., F. Philippossian, M. Mamin, C. Marro and J.-D. Rouiller, 1996 - Agencement structural des discontinuités dans un massif rocheux. Approche statistique et probabiliste. *Annales du PNR* n° 31.

Jaillet, S., 2000 - Le Barrois et son karst couvert, Structure, Fonctionnement, Evolution, Université de Bordeaux, 336 p.

Jaillet, S., J. J. Delannoy, J. L. Bersihand, M. Noury, B. Sadier and S. Tocino, 2007 - L'aven d'Orgnac, un grand réseau paragénetique, étude spéléogénétique. *Cahier de géographie - collection EDYTEM*, n° 5, (L'aven d'Orgnac, valorisation touristique, apports scientifiques), pp. 57-78.

Jaillet, S., R. Maire, F. Brehier, J. Despain, B. Lans, L. Morel, J. F. Pernette, E. Ployon and B. Tourte, 2008 - Englacement, eustatisme et réajustements karstiques dans l'archipel de madre de dios (Patagonie, Chili). *Karstologia*, n° 51, pp. 1 - 24.

Jaillet, S., B. Sadier, S. Hajri, E. Ployon and J. J. Delannoy, 2011 - Une analyse 3D de l'endokarst : applications lasergrammétriques sur l'aven d'Orgnac. *Géomorphologie : relief, processus, environnement.*, n° 4, pp. 379 - 394.

Jaquet, O., P. Siegel, G. Klubertanz and H. Bénédderrhamane, 2004 - Stochastic discrete model of karstic networks. *Advances in water resources*, n° 27, pp. 751 - 760.

Jeannin, P.-Y., 1992 - Géométrie des réseaux de drainage karstique : approche structurale, statistique et fractale. *Annales scientifiques de l'université de Besançon*, n° hors série 11, pp. 1-9.

Jeannin, P.-Y., 1996 - Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques, Université de Neuchâtel (Suisse), 237 p.

Jeannin, P. Y., T. Bitterli and P. Häuselmann, 2000 - Genesis of a large cave system: the case study of the North of Lake Thun system (Canton Bern, Switzerland). Speleogenesis, evolution of karst aquifers. A. B. Klimchouk, Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.). Huntsville (Alabama), pp. 338 - 347.

Jolivet, J. and C. Martin, 2008 - La morphologie karstique dans le canyon de la cèze et sur le plateau de Méjannes-le-clap (Garrigues nord, Gard, France) - Rapports avec l'évolution paléogéographique mio-pliocène. *Physio-géo - Géographie Physique et Environnement*, n° II, pp. 53-75.

K

Kaplan, M. R., J. M. Schaefer, G. H. Denton, D. J. A. Barrel, T. J. H. Chinn, A. E. Putnam, B. G. Andersen, R. C. Finkel, R. Schwartz and A. M. Doughty, 2010 - Glacier retreat in New Zealand during the younger Dryas stadial. *Science*, n° , pp. 467 - 469.

Kaufmann, G., 2002 - Karst conduit evolution / Carsologica Evolution of Karst: From Prekarst to Cessation. ZRC SAZU, Postojna-Ljubljana,, Gabrovšek, F. (Ed.), pp. 327 - 338.

Kaufmann, G., 2009 - Modelling karst geomorphology on different time scales. *Geomorphology*, n° 106, pp. 62 - 77.

Kaufmann, O., A. Bini, Y. Quinif and P. Tognini, 1999 - Etude microscopique d'une altérite de type fantôme de roche. *Karst 99*, Etudes de géographie physique, supplément n°XXVIII, CAGEP, université de Provence, pp. 129 - 135.

Kaufmann, O. and T. Martin, 2008 - 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storage in coal mines. *Computer and Geosciences*, n° 34, pp. 278 - 290.

Kiraly, L., 1978 - La notion d'unité hydrogéologique. *Bulletin du centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchatel*, n° 2, pp. 83 - 220.

Knez, M., - The influence of bedding-planes on the development of karst caves (a study of Velika Dolina at Škocjanske Jame, Slovenia). *Carbonates and Evaporites* n° 13, pp. 121 - 131.

Knez, M., 1997 - Speleogenesis of phreatic channels in bedding-planes in the frame of karst aquifer (Skocjanske Jame Caves, Slovenia). *Proceedings of the 12th Int. Congress of Speleology*, n° 2, pp. 279 - 282.

- Koch, A. and C. Heipke**, 2006 - Semantically correct 2.5D GIS data - The integration of a DTM and topographic vector data. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, n° 61, (1), pp. 23 - 32.
- Kudelski, D.**, 2011 - Detection automatique d'objets géologiques à partir de données numériques d'affleurements 3D, Université de Provence, 123 p.
- Kupper, M.**, 1985 - Les vitesses d'érosion du calcaire dans l'eau : étude de phénomènes actuels. *Annales de la société Géologique de Belgique*, n° 108, pp. 261 - 265.
-
- ## L
-
- Lacave, C.**, 1999 - A la recherche des paléo-séismes... *Spéléo*, n° 31, pp. 28-29.
- Lacave, C.**, 2001 - Traversée de la grotte de Milandre. *Spéléo*, n° 31, pp. 14-17.
- Lacave, C., J. J. Egozcue and G. Koller**, 2002 - Can broken - and unbroken - speleothem tell us something about seismic history ? *12th European Conference on Earthquake Engineering*, London, paper 349.
- Lacave, C., A. Levret and M. Koller**, 2000 - Measurement of natural frequencies and damping of speleothems. *Proceedings of the tenth world conference on earthquake engineering* Auckland, New Zealand. paper 2118.
- Lafarge, D.**, 1978 - Etude géologique du plateau de Saint remeze, Ardèche. Stratigraphie, cartographie, sédimentologie, tectonique. Université Claude Bernard - Lyon, 119 p.
- Lagmani, A.**, 1986 - Les vagues d'érosion, Université de Grenoble, 54 p.
- Lambeck, K.**, 1997 - Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n° 129, pp. 1 - 22.
- Landes, T., P. Grussenmeyer and H. Boulaassal**, 2011 - Les principes fondamentaux de la lasergrammétrie terrestre : acquisition, traitement des données et applications (partie 2/2). *XYZ*, n° 129, pp. 25 - 38.
- Langel, R. A.**, 1992 - International geomagnetic reference field : the sixth generation. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, n° 44, (9), pp. 679 - 707.
- Lauritzen, S.-E. and J. Lundberg**, 2000 - Solution and erosional morphology. Speleogenesis, evolution of karst aquifers. . A. B. Klimchouk, Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.). Huntsville (Alabama), National Speleological Society, pp. 408 - 426.
- Laville, H., J. P. Rigaud and J. Sackett**, 1980 - Rock Shelters of the Perigord: Geological Stratigraphy and Archaeological Succession. New York, Academic Press, 371 p.
- Le Guillou, Y.**, 2005 - Circulations humaines et occupation de l'espace souterrain à la grotte Chauvet. *Bulletin de la Société Préhistorique de France*, n° 102, (1), pp. 117 - 134.
- Lemeille, F., M. Cushing, D. Crabon, B. Grellet, T. Blitterli, C. Flehoc and C. Innocent**, 1999 - Co-seismic ruptures and deformations recorded by speleothems in the epicentral zone of the Basel earthquake. *Geodinamica Acta*, n° 12, pp. 179-191.
- Lerma, J. L., S. Navarro, M. Cabrelles and V. Villaverde**, 2010 - Terrestrial laser scanning and close range photogrammetry for 3D archeological documentation : the upper Palaeolithic Cave of Parpallo as a case study. *Journal of Archaeological Science*, n° 37, pp. 499 - 507.
- Lerma, J. L., B. Van Genechten, E. Heine and M. S. Quintero**, 2008 - Theory and practice on Terrestrial Laser scanning. 261 p.
- Leroi-Gourhan, A.**, 1965 - Préhistoire de l'art occidental. Paris, Mazenod.
- Leroi-Gourhan, A.**, 1968 - The art of Prehistoric Man in Western Europe. London, Thames and Hudson.
- Lhenaff, R.**, 1986 - répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. *Karstologia mémoires*, n° 1, pp. 5.24.
- Lindner, A. F.**, 1841 - Corso sotterraneo del fiume Recca, suo ritrovamento presso Trieste e progetto di trarne un canale a beneficio della città. *Giornale del Istituto di Scienze Lettere e Arti e Biblioteca Italiana*, pp. 116-121.
- Lismonde, B.**, 2000 - Corrosion des coupoles de plafond par les fluctuations de pression de l'air emprisonné. *Karstologia*, n° 35, pp. 39-46.
- Lismonde, B. and A. Lagmani**, 1987 - Les vagues d'érosion. *Karstologia*, n° 10, pp. 33 - 38.
- Losson, B.**, 2003 - Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions, Université de Metz, 509 p.
- Lowe, D. J.**, 1992 - The origin of limestone caverns: An inception horizon hypothesis, 512 p.
- Lowe, D. J.**, 2000 - Role of Stratigraphic Elements - Speleogenesis: The Speleo inception concept. . Speleogenesis - Evolution of Karst Aquifers. A. Klimchouk, D. Ford, A. Palmer and W. Dreybrodt, National Speleological Society, Huntsville, pp. 65 - 76.
-
- ## M
-
- Macedonio, G. and M. T. Pareschi**, 1991 - An algorithm for the triangulation of arbitrarily distributed points: Applications to volume estimate and terrain fitting. *Computer and Geosciences*, n° 17, (7), pp. 859 - 874.
- Maire, R.**, 1983 - Les karst de haute montagne et la notion d'étagements des karst en nouvelle Guinée. *Revue de géomorphologie dynamique*, n° XXXII/2, pp. 49 - 68.
- Maire, R.**, 1990 - La haute montagne calcaire. Karsts. Cavités. Remplissages. Quaternaire. Paléoclimats, *Karstologia mémoires* n°3, 731 p.

- Maire, R.**, 1994 - Point de vue sur l'évolution récente de la spéléologie. Conséquences sur l'exploration et la recherche scientifique. *Karstologia*, n° 24, pp. 1 - 12.
- Maire, R. and U. e. team**, 1999 - Les «glaciers de marbre» de Patagonie, Chili - un karst subpolaire de la zone australe. *Karstologia*, n° 33, pp. 25 - 40.
- Malgat, C., M. Duval and C. Gauchon**, 2012 - Donner à voir un patrimoine invisible. De l'original à la copie, le cas de l'espace de restitution de la grotte Chauvet-pont-d'Arc. *Collection EDYTEM*, n° 13, pp. 99-114.
- Mandier, P.**, 1979 - Essai de corrélation des formations quaternaires de la moyenne vallée du Rhône du Lyonnais au valentinois. *Bulletin du Laboratoire Rhodanien de géomorphologie*, n° 6, pp. 13 - 14.
- Mangeny, A.**, 2006 - Modélisation des effondrements gravitaires : développement, validation, limites et application des modèles numériques, Université de Paris 7, institut de Physique du Globe de Paris, 128 p.
- Mangin, A.**, 1975 - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, Université de Dijon, 175 p.
- Martin, P.**, 1991 - Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la sainte Baume (Bouche du Rhône, Var, France), UA 903, CNRS, Aix en Provence, 326 p.
- Martinez, L., J. Duplay, I. Suarez-Ruiz, J. R. Disnar, G. Farjanel, P. Larque and N. Liewig**, 2002 - Evolution thermique des séries sédimentaires de la marge Ardéchoise : étude pétrographique de la matière organique des argiles. *C.R. Geoscience*, n° 334, pp. 1021-1028.
- Martini, J.**, 2005 - Etude des paléokarsts des environs de Saint Remèze (Ardèche, France). *Karstologia*, n° 45/46, (1 - 18).
- Martini, J.**, 2007 - Contribution à l'étude de la formation des gorges de l'Ardèche et de son contrôle du développement des réseaux hypokarstiques associés. *Actes du 12ème congrès national de spéléologie*, n°, pp. 37 - 45.
- Matsuoka, N.**, 2008 - Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps : Long-term (1994-2006) observations. *Geomorphology*, n° 99, pp. 353 - 368.
- Matsushi, Y., K. Sasa, T. Takahashi, K. Sueki, Y. Nagashima and Y. Matsukura**, 2010 - Denudation rates of carbonates pinnacles in Japanese karst areas : estimates from cosmogenic ³⁶Cl in calcite. *Nuclear instruments and methods in physics Research B*, n° 268, pp. 1205 - 1208.
- Mc Pherron, S. P., T. Gernat and J.-J. Hublin**, 2009 - Structured light scanning for high-resolution documentation of in situ archaeological finds. *Journal of Archaeological Science*, n° 36, pp. 19 - 24.
- Mellars, P.**, 2009 - Origins of the female image. *Nature*, n° 459, pp. 176 - 177.
- Milan, D. J., G. L. Heritage and D. Hetherington**, 2007 - Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in proglacial river. *Earth surface processes and landforms*, n° 32, pp. 1657 - 1674.
- Milles, S. and J. Lagofun**, 1999 - Topographie et topométrie modernes, Eyrolles, 340 p.
- Miskovsky, J. C.**, 1997 - Paléoenvironnements de l'homme préhistorique d'après l'étude de karst et des remplissages de grottes et d'abris. *Quaternaire*, n° 8, pp. 319-327.
- Mithen, S.**, 1996 - The prehistory of the Mind, 288 p.
- Mocochain, L., P. Audra, G. Clauzon, O. Bellier, J. Y. Bigot, O. Parize and P. Monteil**, 2009 - The effect river dynamics induced by the messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves : Example of the lower Ardèche river (mid Rhône valley). *Geomorphology*, n° 106, pp. 46 - 61.
- Mocochain, L., J.-Y. Bigot, G. Clauzon, M. Faverjon and P. Brunet**, 2006 - La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, n° 48, pp. 33-50.
- Mocochain, L., G. Clauzon and J.-Y. Bigot**, 2006 - Réponses de l'endokarst Ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bulletin de la société géologique de France*, n° 1, pp. 27-36.
- Mocochain, L., G. Clauzon, J.-Y. Bigot and P. Brunet**, 2006 - Geodynamic evolution of the peri mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene : evidence from the Ardèche and Rhône valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary geology*, n° 188-189, pp. 219-233.
- Monney, J.**, 2012 - Et si d'un paysage l'on contait passé - Tissu de sens et grottes ornées le long des gorges de l'Ardèche. *Collection Edytem*, n° 13, pp. 21 - 42.
- Moro Abadia, O. and M. R. Gonzales Morales**, 2007 - Thinking about "style" in the Post stylistic Era : reconstructing the stylistic context of Chauvet Cave. *Oxford journal of Archeology*, n° 26, (2), pp. 109 - 127.

N

- Naulet, R., M. Lang, T. Ouarda, D. Coeur, B. Bobee, A. Recking and D. Moussay**, 2005 - Flood frequency analysis on the Ardèche river using French documentary sources from the last two centuries. *Journal of Hydrology*, n° 313, pp. 58-78.
- Nehlig, P., P. Boivin, A. Goer de Hervé (de), J. Mergoli, G. Prouteau and D. Thieblemont**, 2001 - Les volcans du massif central. *Géologues*, n° 130/131, (La géologie du massif central), pp. 66-91.
- Nicod, J.**, 1970 - Sur la vitesse d'évolution au cours du quaternaire de quelques formes karstiques superficielles. *Annales de Géographie*, n° 79, pp. 311 - 324.
- Nicod, J.**, 1972 - Pays et paysages calcaires. Paris, Presses Universitaires de France, 244 p.
- Nicod, J.**, 1982 - Canyons et grottes du plateau de Trigrad (Rhodope central, Bulgarie). *Revue de géographie Alpine*, n° LXX, (3), pp. 227 - 231.

- Nicod, J.**, 1997 - Les recoupements karstiques de méandres encaissés. *Karstologia*, n° n°30, pp. 41-48. **Nicod, J.**, 2002 - Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements. Panorama des recherches récentes en France (1992-2001). *Géomorphologie : relief, processus, environnement.*, n° 3, pp. 253-268.
- Norton, K. P. and V. Vanacker**, 2009 - Effects of terrain smoothing on topographic shielding correction factors for cosmogenic nuclide-derived factors for cosmogenic nuclide-derived estimates of basin-averaged denudation rates. *Earth surface processes and landforms*, n° 34, pp. 145 - 154.
- Novel, J. P., A. Dimadi, A. Zervopoulou and M. Bakalowicz**, 2007 - The Aggitis karst system, eastern Macedonia Greece : Hydrologic functioning and development of the karst structure. *Journal of Hydrology*, n° 334, pp. 477-492.
-
- ## O
-
- Osborne, R. A. L.**, 1999 - The inception horizon hypothesis in vertical to steeply dipping limestone: applications in New South Wales, Australia. *Cave and karst science*, n° 26, pp. 5-12.
- Osborne, R. A. L.**, 2001 - Halls and Narrows: network caves in dipping limestone examples from eastern Australia. *Cave and Karst Science*, n° 28, pp. 3-14.
-
- ## P
-
- Palmer, A.**, 1987 - Cave levels and their interpretation. *National Speleological Society*, n° 49, pp. 50 - 66.
- Palmer, A.**, 1989 - Stratigraphic and structural control of cave development and groundwater flow in the Mammoth Cave region. *Karst Hydrology, Concepts from the Mammoth Cave Area*. W. B. White, White, E.L. (Eds.). Von Nostrand Reinhold, New York, pp. 296 - 316.
- Palmer, A.**, 1991 - Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin* n° 103, pp. 1 - 21.
- Palmer, A.**, 2000 - Speleogenesis of the Mammoth Cave System, Kentucky, USA. *Speleogenesis, Evolution of Karst aquifer*. A. B. Klimchouk, Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.). Huntsville (Alabama), National Speleological Society. pp. 367 - 377.
- Palmer, A. and P. Audra**, 2004 - Patterns of cave. *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. J. E. Gunn. Fitzroy - Derbon, London, pp. 573 - 574.
- Palmer, A. N.**, 2007 - Cave geology, Cave books, 454 p.
- Palumbo, L., L. Benedetti, D. Bourlès, A. Cinque and R. Finkel**, 2004 - Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ³⁶Cl surface exposure dating : evidence for strong earthquakes over the holocene. *Earth and planetary Science Letters*, n° 225, pp. 163-179.
- Paradise, T.**, 1998 - Limestone weathering and rate variability, Great Temple of Amman, Jordanie. *Physical Geography*, n° 19, pp. 133 - 146.
- Pascal, M., S. Elmi, R. Busnardo, D. Lafarge, G. Truc, M. M. Valleron, J. Chedhomme and C. Glintzboeckel**, 1989 - Carte géol. France (1/50000), feuille Bourg saint Andéol (889), Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
- Pascal, M., D. Lafarge, J. Chedhomme and C. Glintzboeckel**, 1989 - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Bourg saint Andéol (889), Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 67 p.
- Pasini, G.**, 2009 - A terminological matter : paragensis, antigravitative erosion or antigravitational erosion ? *International journal of Speleology*, n° 38, (2), pp. 129 - 138.
- Pastors, A. and G. C. Weniger**, 2011 - Cave art in context : Method for the analysis of the spatial organisation of cave sites. *Journal of Archeological research*, n°, pp. 1 - 24.
- Peltier, W. R.**, 2002 - On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quaternary Science Reviews*, n° 21, pp. 377 - 396.
- Peltier, W. R. and R. G. Fairbanks**, 2006 - Globalglacialicevolume and LastGlacialMaximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Review*, n° 25, (23 - 24), pp. 3322 - 3337.
- Perrette, Y.**, 2000 - Etude de la structure interne des stalagmites : contribution à la connaissance géographique des évolutions environnementales du Vercors (France). Développement et application d'une approche multiparamètres des archives stalagmitiques., université de Savoie - laboratoire EDYTEM, 324 p.
- Perroux, A. S.**, 2005 - Les remplissages détritiques endokarstiques. Contribution méthodologique à la lecture des mémoires paléogéographiques et environnementales. Applications aux systèmes karstiques de Choranche (Vercors) et d'Orgnac (Bas-Vivarais). , université de Savoie, 418 p.
- Pettitt, P.**, 2008 - Art and the middle-to-upper Paleolithic transition in Europe : comments on the archeological arguments for an early Upper Paleolithic antiquity of the grotte Chauvet Art. *Journal of Human Evolution*, n° 55, pp. 908 - 917.
- Pettitt, P. and P. Bahn**, 2003 - Current problems in dating paleolithic cave art : Candamo and Chauvet. *Antiquity*, n° 77, pp. 134 - 141.
- Pettitt, P., P. Bahn and C. Züchner**, 2009 - The Chauvet cave conundrum : are claims for the "Birth place of art" premature ? An Enquiring mind. A.S.o.P.r.m. series, pp. 253 - 278.
- Pettitt, P. and A. Pike**, 2007 - Dating European Paleolithic Cave Art : Progress, Prospects, Problems. *Journal of Archeological Method and theory*, n° 14, (1), pp. 27 - 47.

Peulvast, J.-P. and V. C. Sales, 2005 - Surface d'aplanissement et géodynamique (planation surfaces and geodynamics). *Géomorphologie. Relief, Pocsessus, Environnement*, n° 4, pp. 249 - 274.

Pfeiffer, T. J. and T. D. Bowen, 1989 - Computer simulation of rockfalls. *Bulletin of the association of engineering geologists*, n° xx, VI, (1), pp. 135 - 136.

Phelan, P. L., 2002 - Public datasets integrated with GIS an 3-D visualization help expand subsurface conceptual method. *Journal of cave and karst studies*, n° 64, (1), pp. 77 - 81.

Plan, L., 2005 - Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian alps. *Geomorphology*, n° 68, pp. 201 - 212.

Plan, L., M. Filipponi, M. Behm, R. Seebaher and P. Jeutter, 2009 - Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology - A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern Calcareous Alps, Austria). *Geomorphology*, n° 106, pp. 118 - 119.

Q

Quinif, Y., 1983 - Elements d'une approche énergétique du karst. Application a quelques exemples réels de karsts. *Karstologia*, n° 1, pp. 47-54.

Quinif, Y., 1998 - Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, n° 31, pp. 1-11.

Quinif, Y., 1999 - Fantomisation, cryptoaltération et altération sur roche nue. Le triptyque de la karstification. *colloque européen Karst 99*, Université de Provence. Etude de géographie physique, supplément n°XXVIII, pp. 159-164.

Quinif, Y., 2005 - Rapport des datations de quatre stalagmites de l'aven d'Orgnac. *note de synthèse, inédit*.

Quinif, Y., S. Vandycke and A. Vergari, 1997 - Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarst crétacés du Hainaut (Belgique). *Bulletin de la société géologique de France*, n° 168, pp. 463-472.

Quinif, Y., A. Vergari, P. Doremus, M. Hennebert and J.-M. Charlet, 1993 - Phénomènes karstiques affectant le calcaire du Hainaut. *Bull.Soc.Belg.Géol.*, n° 102, pp. 379-394.

R

Rabatel, A., P. Deline, S. Jaillet and L. Ravanel, 2008 - Rockfalls in high Alpine rock walls quantified by terrestrial LiDAR measurements : a case study in the Mont Blanc area. *Geophysical Research letter*, n° 35.

Rapp, G. and C. L. Hill, 2006 - Geoarchaeology: The Earth-Science Approach to Archaeological Interpretation. New Haven, (Second Edition)Yale University Press.

Reimer, P. J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, G. S. Burr, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, I. Hajdas, T. J. Heaton, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, F. G. Mc Cormac, S. W. Manning, R. W. Reimer, D. A. Richards, J. R. Southon, S. Talamo, C. S. M. Turney, J. van der Plicht and C. E. Weyhenmeyer, 2009 - Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0 - 50000 years cal BP. *Radiocarbon*, n° 51, (4), pp. 1111 - 1150.

Renault, P., 1967 - Contribution à l'étude des actions mécaniques dans la spéléogénèse, Annales de spéléologie, tome 22 (1967) et tome 23 (1968), 600 p.

Renault, P., 1996 - Crues souterraines dans le saut de la Pucelle (Lot), la grotte aménagée de la Cocalière (Gard) et l'aven touristique d'Orgnac. *Actes de la 6ème rencontre d'octobre, OSSELLE 1996*, n°, pp. 83-85.

Reshetyuk, Y., 2009 - Terrestrial laserscanning : error sources, self calibration and direct georeferencing, 161 p.

Roering, J. J., B. H. Mackey, J. A. Marshall, K. Sweeney, N. I. Deligne, A. M. Booth, A. L. Handwerker and C. Cerovski-Darriau, 2013 - 'You are HERE': Connecting the dots with airborne lidar for geomorphic fieldwork. *Geomorphology*, in press.

Rouiller, J.-D., 1992 - Eboulement de Randa. *Strasse und Verkehr*, n° 5, pp. 373 - 376.

Rouzaud, F., 1997 - La paléospéologie ou l'approche globale des documents anthropiques et paléontologiques conservés dans le karst profond. *Quaternaire*, n° 8, (2/3), pp. 257 - 265.

Ruther, H., M. Chazan, R. Schroeder, R. Neeser, C. Held, S. J. Walker, A. Matmon and L. K. Horwitz, 2009 - Laser scanning for conservation and research of African cultural heritage sites: the case study of Wonderwerk Cave, South Africa. *Journal of Archeological Science*, n° 36, pp. 1847 - 1856.

S

Sabaut, M., 2005 - Géomorphologie de l'interfluve Ardèche/Cèze ; Cartographie et emboitements de surface., Université de Savoie, Edytem, 85 p.

Sadier, B., C. Lacave, J. J. Delanoy and S. Jaillet, 2011 - Relevés lasergrammétriques et calibration sur calcite de morphologies externes de Spéléothèmes pour une étude paléo-sismologique du liban. *Images et Modèles 3D en milieux naturels*, n° 12, pp. 137 - 144.

Sadier, B., A. S. Perroux, Y. Perette, J. J. Delanoy, Y. Quinif and O. Kaufmann, 2007 - L'aven d'Orgnac, étude des remplissages, mémoires des dynamiques spéléogéniques post paragénétiques. *Cahier de géographie - collection EDYTEM*, n° 5, (L'aven d'Orgnac, valorisation touristique, apports scientifiques), pp. 79-98.

- Saint Martin, J. P.**, 2003 - La méditerranée à sec. *La recherche*, hors série n°11, pp. 52-55.
- Saiyouri**, 1996 - Approche microstructurale et modélisation des transferts d'eau et du gonflement dans les argiles non saturées, Ecole centrale de Paris.
- Salomon, J. N.**, 2006 - Précis de karstologie. Bordeaux, Presses Universitaires de Bordeaux, 250 p.
- Sanchis, E. and M. Seranne**, 2000 - Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin : The tertiary Alès basin, Southern France. *Tectonophysics*, n° 322, pp. 219-242.
- Schimmelpfennig, I., L. Benedetti, R. Finkel, R. Pik, P. H. Blard, D. Bourlès, P. Burnard and A. Williams**, 2009 - Source of in situ ³⁶Cl in basaltic rocks. Implication for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology*, n° 4, (6), pp. 441 - 461.
- Schimmelpfennig, I., L. Benedetti, V. Garreta, R. Pik, P. H. Blard, P. Burnard, D. Bourlès, R. Finkel, K. Ammon and T. J. Dunai**, 2011 - Calibration of cosmogenic ³⁶Cl rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt Etna (38°N, Italy) and Payun Matru (36°S, Argentina). *Geochimica and Cosmochimica Acta*, n° 75, (10), pp. 2611 - 2632.
- Schindler, C., J.-D. Rouiller, J.-P. Tripet and Y. Cuenod**, 1993 - Les éboulements de Randa des 18 avril et 9 mai 1991. *Contribution au symposium FEANI*, n° 29 et 30 septembre 1993.
- Schlagenhauf, A., Y. Gaudemer, L. Benedetti, I. Manighetti, L. Palumbo, I. Schimmelpfennig, R. Finkel and K. Pou**, 2010 - Using *in situ* Chlorine-36 cosmonuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps : a reappraisal of methodology and interpretations. *Geophysical Journal research*, n° 182, (1), pp. 36 - 72.
- Schlagenhauf, A., I. Manighetti, L. Benedetti, Y. Gaudemer, R. Finkel, J. Malavieille and K. Pou**, 2011 - Earthquake supercycles in central Italy, inferred from ³⁶Cl exposure dating. *Earth and planetary Science Letters*, n° 307, pp. 487 - 500.
- Sebela, S.**, 1999 - Statistical evaluation between geological structural elements and cave passage directions, Postojnska Jama Cave system. *Colloque européen KARST 99*. Université de provence. Etude de géographie physique, supplément n°XXVIII, pp. 171-174.
- Sellier, D.**, 1997 - Utilisation des mégalithes comme marqueurs de la vitesse d'érosion des granites en milieu tempéré : enseignements apportés par les alignements de Carnac (Morbihan). *Zeitschrift für geomorphologie, Annals of geomorphology*, n° 41, pp. 256 - 319.
- Seranne, M., H. Camus, F. Lucazeau, J. Barbarand and Y. Quinif**, 2002 - Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de la société géologique de France*, n° 2, pp. 97-112.
- Shan, J. and C. K. Tot**, 2008 - Topographic Laser ranging and Scanning : Principles and processing London, 590 p.
- Shaw, T. R.**, 1992 - History of cave science. the exploration and study of limestones caves, 338 p.
- Siame, L., R. Braucher and D. Bourlès**, 2000 - Les nucléides cosmogéniques produit in-situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la société géologique de France*, n° 171, (4), pp. 383-396.
- Slabe, T.**, 1995 - Cave rocky relief ant its speleogenetical significance, Lubljana, 128 p.
- Smirnof, A., E. Boisvert and S. J. Paradis**, 2008 - Support vector machine for 3D modelling from sparse geological information of various origin. *Computer and Geosciences*, n° 34, pp. 127 - 143.
- Stock, G. M., D. E. Granger, I. D. Sasowsky, R. S. Anderson and R. C. Finkel**, 2005 - Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial method for dating caves : implications for landscape evolution studies. *Earth and Science Letters*, n° 236, pp. 388-403.
- Stock, G. M. and A. Uhrhammer**, 2010 - Catastrophic rock avalanche 3600 years BP from El Capitan, Yosemite Valley, California. *Earth surface processes and landforms*, n° 35, pp. 941 - 951.
- Stoffel, M., A. Wehrli, R. Kühne, L. K. A. Dorren, S. Perret and H. Kienholz**, 2006 - Assessing the protective effect of mountains forests rockfall using a 3D simulation model. *Forest Ecology Management*, n° 225, pp. 113-222.
- Stone, J. O.**, 2000 - Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical research*, n° 105, pp. 23753 - 23759.
- Stone, J. O., G. L. Allan, L. K. Fifield and R. G. Cresswell**, 1996 - Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, n° 60, (4), pp. 679 - 692.
- Stone, J. O., G. L. Allan, L. K. Fifield, J. M. Evans and A. R. Chivas**, 1994 - Limestone erosion measurement with cosmogenic chlorine-36 in calcite - preliminary results from Australia. *Nuclear Instruments and methods in Physics Research*, n° 92, pp. 311 - 316.
- Swinnerton, S. W.**, 1932 - Origin of limestone caves. *Geological Society of America*, n° 43, pp. 662 - 693.

T

- Tacon, S., F. Liébault and H. Piégay**, 2011 - Etudes des changements morphologiques d'une rivière en tresses par Lidar Aéroporté. *Images et Modèles 3D en milieux naturels*, n° 12, pp. 171 - 176.
- Teza, G., A. Galgaro, N. Zaltron and R. Genevois**, 2007 - Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields : a new approach. *International Journal of Remote sensing*, n° 28, pp. 3425 - 3446.
- Tscherter, E. and P. Monteil**, 2002 - La grotte de Louoï à Vallon Pont d'Arc. *Ardèche Archéologie*, n° 19, pp. 36 - 45.

V

- Valladas, H., H. Cachier, P. Maurice, F. Bernaldo de Quiros, J. Clottes, V. Cabrera Valdés, P. Uzquiano and M. Arnold**, 1992 - Direct radiocarbon dates for prehistoric paintings at the Altamira, El Castillo and Niaux caves. *Nature*, n° 357, (6373), pp. 68 - 70.
- Valladas, H., J. Clottes, J. M. Geneste, M. Garcia, M. Arnold, H. Cachier and N. Tisneat Laborde**, 2001 - Evolution of prehistoric cave art. *Nature*, n° 413, pp. 479.
- Valladas, H., N. Tisneat Laborde, H. Cachier, E. Kaltnecker, M. Arnold, C. Oberlin and J. Evin**, 2005 - Bilan des datations carbone 14 effectuées sur des charbons de bois de la grotte Chauvet. *Bulletin de la société préhistorique française*, n° 102, pp. 109 - 113.
- Vanara, N.**, 1999 - Le réseau d'Etxanko Zola, un témoin privilégié de l'évolution du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France) (Etxanko Zola system, a privileged witness of Arbailles massif evolution). *Karst 99 (grands Causses - Vercors 10-15 septembre 1999) - Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrements karstiques* Etudes de géographie physique Travaux 1999 - Supplément n°XXVIII, CAGEP, Université de Provence.
- Vanara, N.**, 2000 - Le karst des Arbailles, Université de Bordeaux 3, *Karstologia mémoires*, n°8, 320 p.
- Vandycke, S. and Y. Quinif**, 1999 - Tectonique, contraintes et karst: implications génétiques. Colloque européen KARST 99, Université de Provence. Etude de géographie physique, supplément n°XXVIII, pp. 199-204.
- Vaudour, J.**, 1986 - Introduction à l'étude des géosystèmes karstiques. *Travaux n°XV. U.A n°903, Laboratoire de géographie physique Aix en provence*, n°, pp. 1 - 8.
- Vergari, A.**, 1998 - Nouveau regardsur la spéléogénèse : le «pseudo endokarst» du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, n° 31, pp. 12-18.
- Vincent, P. J., P. Wilson, T. C. Lord, C. Schnabel and K. M. Wilcken**, 2010 - Cosmogenic isotope (36Cl) surface exposure dating of the Norber erratics Yorkshire Dales : further constraints on the timing of the LGM deglaciation in Britain. *Proceedings of the geologist association*, n° 121, pp. 24 - 31.

W

- Weibel, R.**, 1993 - On the integration of digital terrain and surface modelling into geographic information systems. *Proceedings 11th International Symposium on computer Assisted Cartography (AUTOCARTO 11)*, Mineapolis, Minnesota, n°, pp. 257 - 266.
- Wells, L. E.**, 2001 - A geomorphological approach to reconstructing archaeological settlement patterns based on surficial artefact distribution. *Earth Sciences and Archaeology*. V. T. H. P. Goldberg, C.R. Ferring (Eds.). New York, Kluwer, pp. 107 - 104.
- White, W. B. and E. L. White**, 1988 - *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. New York., Oxford University Press, p.
- Worthington, S. R. H.**, 2004 - Hydraulic and geological factors influencing conduit flow depth. *Cave and Karst Science* n° 31, pp. 123 - 134.
- Worthington, S. R. H.**, 2005 - Evolution of caves in response to base-level lowering. *Cave and Karst Science* n° 32, pp. 3 - 12.
- Wu, S. S.**, 1984 - Rockfall evaluation by computer simulation. transportation Research Record. *Transport Research Board*, n° 1031, pp. 1-5.

Z

- Zreda, M. G., F. M. Phillips, D. Elmore, P. W. Kubik, P. Sharma and R. I. Dorn**, 1991 - Cosmogenic chlorine-36 production rates in terrestrial rocks. *Earth and planetary Science Letters*, n° 105, pp. 94-109.
- Züchner, C.**, 1996 - The Chauvet cave : Radiocarbon versus archeology. *INORA*, n° 13, pp. 25 - 27.
- Züchner, C.**, 2003 - Datations archéologiques de l'art rupestre, rien qu'une méthode subjective ? Archeological dating of rock art, nothing but a subjective method ? . *INORA*, n° 35, pp. 18-24.

ANNEXES

Station	Objet	Nom de l'objet	Niveau de restitution	Anamorphose	Remarques
1	1.01	Grosse concrétion	1	oui	
1	1.01b	Petit mamouth et 3 points	1	oui	
1	1.02	Effondrement	1	oui	
1	1.03	Sacré cœur	1	oui	
2	2.01	Salle des bauges		non	
2	2.03	Miroir de la salle des bauges	3	à voir	Miroir est supprimé. Voir avec V. Speller pour réintégration de l'écaille dans le bati.
2	2.04	Grandes concrétions blanches	2	oui	remplacer concrétions par blocs
2	2.05	Sol des bauges	1 à 3	oui	adapter le niveau de réalisation en fonction de l'éloignement de la passerelle
3	3.01	crane du bouquetin	1	oui	
3	3.02	colonnes cassées	1	oui	
3	3.03	cervidé	1	oui	
3	3.04	diverticule des ours		non	
3	3.05	mama rhino	1	oui	supprimer galerie qui se prolonge derrière
3	3.06	pendants avec points	1	oui	
3	3.07a et b	chevaux jaunes	3	oui	
3	3.08	dominos	1	oui	supprimer le drappé et les stalactites
3	3.0?	Eboulis	1	oui	remplacer blocs par zone argileuse
4	4.01	Insectes et papillons	1	oui	La partie gauche de la photo n'est pas à représenter
4	4.02	Pendant du papillon	1	oui	
4	4.03	insectes et papillons	3	oui	
4	4.04	Hyènes et bouquetins	1	oui	
4	4.05	sol calcité	1	oui	on supprime la vertèbre. Seuls les cristaux de calcite sont représentés
5	5.01	Frise des rhinos	1	oui	on enlève les concrétions et ajouter la structure anthropique
5	5.02	Mains positives	1	oui	enlever les concrétions
5	5.03	Méduse	1	?	si budget le permet
5	5.04	foyer charbon	1	oui	

Annexe 3.1 (début)

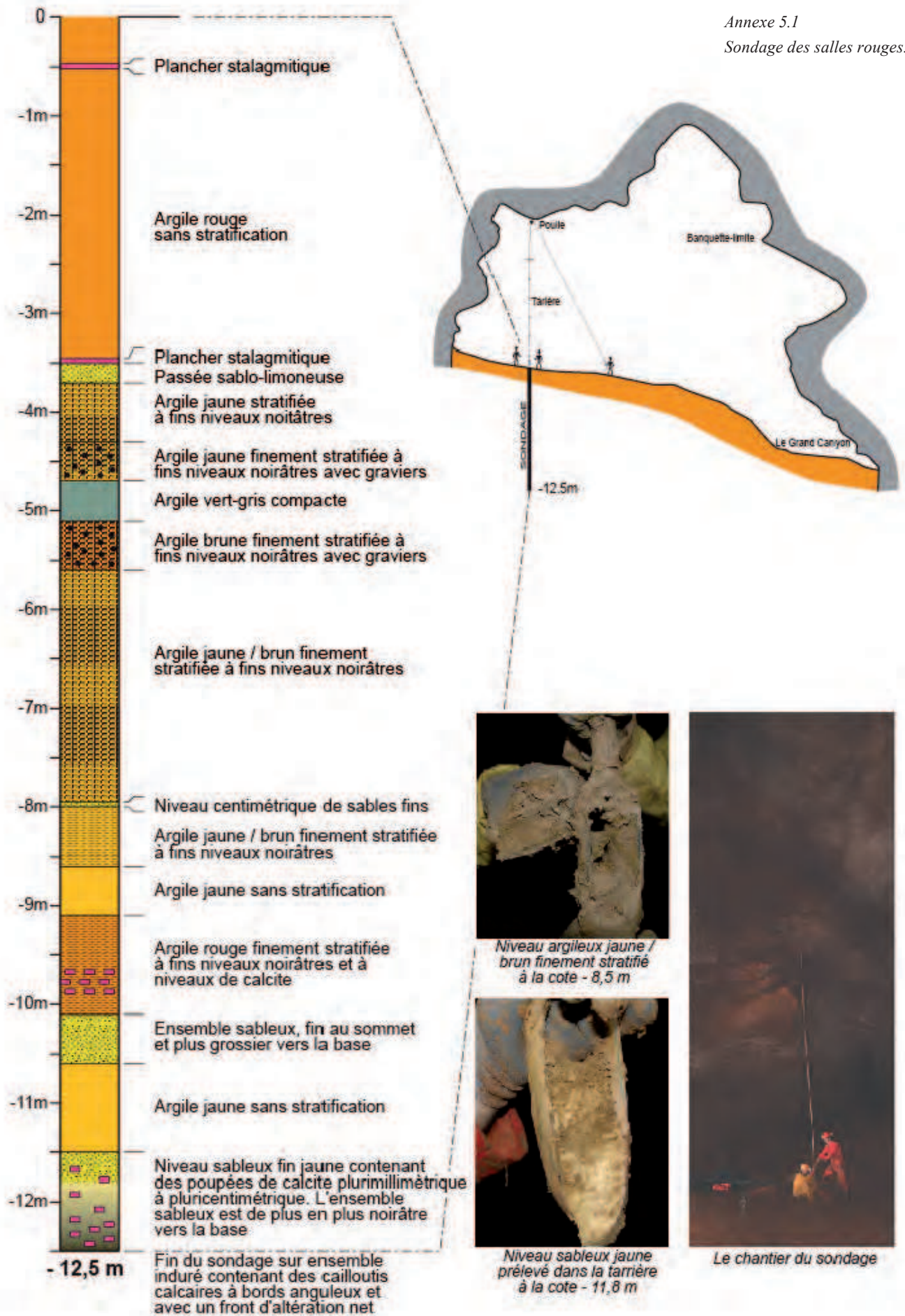
Tableau récapitulatif des objets qui seront reproduits dans l'espace de restitution de la grotte Chauvet..

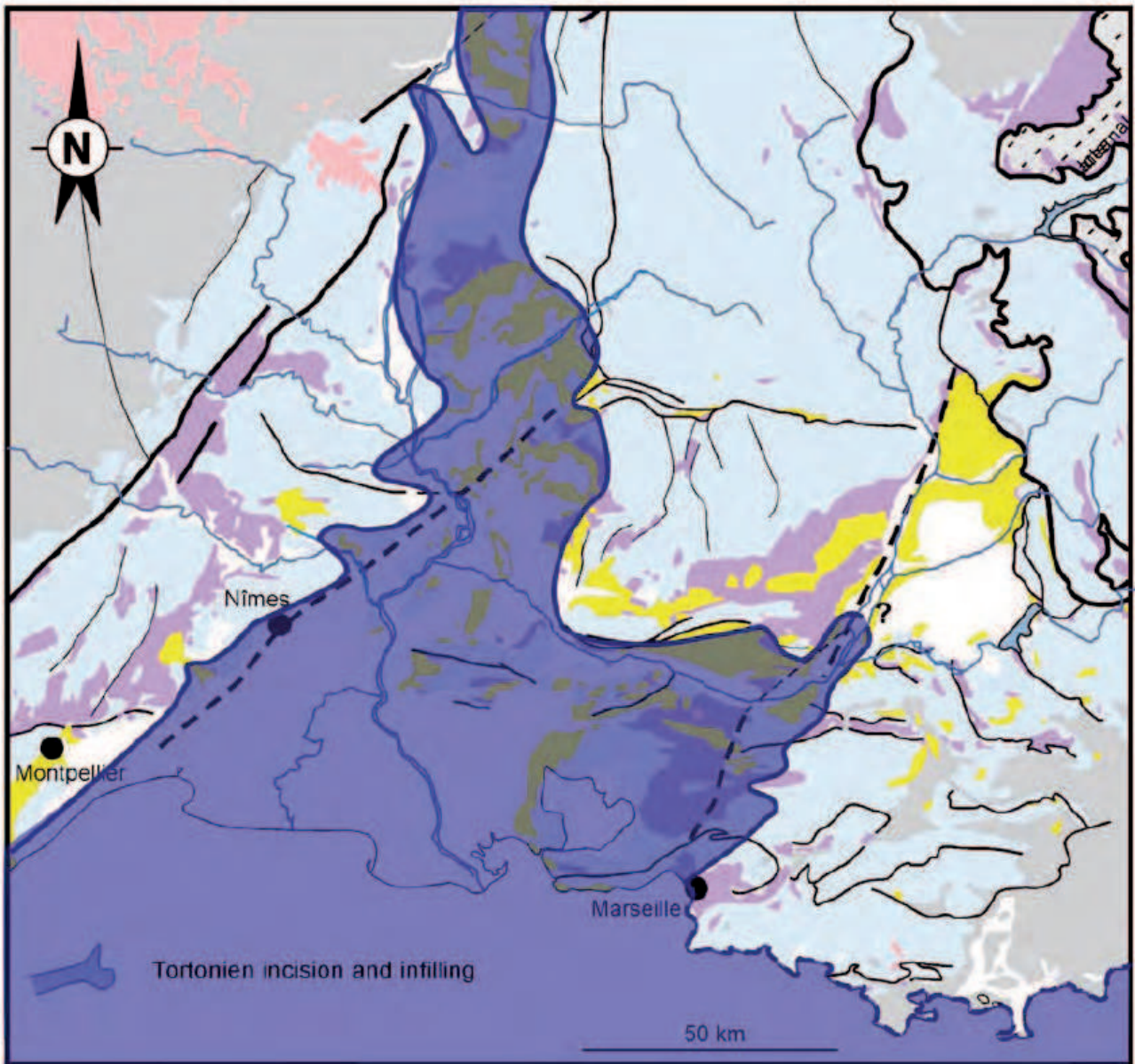
Station	Objet	Nom de l'objet	Niveau de restitution	Anamorphose	Remarques
5	5.05	Gours	1	oui	
6	6.01	Ours et drapé	1	oui	
6	6.02	Hibou, cheval et Cygne	1	oui	rotation de 90° anti horaire de l'écaille et chiffrer les autres gravures
6	6.03 a et b	effondrement	1	oui	
6	6.04	concrétions	1	oui	
7	7.01	Squelettes imbriqués	1	oui	
7	7.02	Crane calcité	1	oui	
7	7.03	Ossements		non	remplacer par empreintes de loup
7	7.04	Empreintes de loup	1	oui	A déplacer à proximité de la passerelle et concrétions plus jeunes
7	7.05	Panneau du cheval gravé	1	oui	attention au raccord avec la paroi car gravure par représentée en entier
7	7.06	Ossements	1	non	Faire le choix entre 7.01 et 7.06
8	8.01	Salle du crane	1	oui	Niveau 1 les trois premiers mètres jouxtant la passerelle
8	8.02	banquettes	1	oui	niveau 1 sauf sur écaille verte niveau 3
8	8.03	stalagmites	1	oui	
8	8.04	Banquettes et paroi	1	oui	idem 8.02
8	8.05 a et b	Pendant des rennes	1	oui	
8	8.06	Crane d'ours et rocher	1	oui	
8	8.07	pas de l'enfant		non	annulé
9	9.01	Sol , crane et ours	1	oui	
9	9.02 a et b	Panneau digit		oui	on conserve le relief mais on enlève les gravures
9	9.03	Fresque des chevaux	1	oui	
9	9.04	Panneau des rennes	1		
9	9.05	Alcôve des rhinos	1	oui	
9	9.06 a b c	mégacéros	1	oui	
10		salle du fond	1	oui	salle du fond est à représenter dans son intégralité
11		salle du fond	1	oui	

Annexe 3.1 (suite)

Tableau récapitulatif des objets qui seront reproduits dans l'espace de restitution de la grotte Chauvet..

Annexe 5.1
Sondage des salles rouges.





Annexe 6.1
Extension maximale de la mer tortonienne (d'après Besson, 2005).

Annexe 6.2 (ci-dessous)
Carte eustatique utilisée pour ce travail (d'après Haq et al., 1987 ; Hardendol et al., 1997).

Further constraints on the Chauvet cave artwork elaboration

Benjamin Sadier^{a,1}, Jean-Jacques Delannoy^a, Lucilla Benedetti^b, Didier L. Bourlès^b, Stéphane Jaillet^a, Jean-Michel Geneste^c, Anne-Elisabeth Lebatard^b, and Maurice Arnold^b

^aLaboratoire Environnements et Dynamiques des Territoires de Montagnes, Université de Savoie/Centre National pour la Recherche Scientifique, Campus scientifique, 73376 Le Bourget-du-Lac cedex, France; ^bAix Marseille Univ., Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement, Unité Mixte de Recherche Centre National pour la Recherche Scientifique, 7330, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, France; and ^cCentre National de Préhistoire—Direction générale des patrimoines—Unité Mixte de Recherche 5199 de la Préhistoire à l'Actuel: Culture, Environnement et Anthropologie, 38, rue du 26e R.I., 24 000 Périgueux, France.

Edited by Kenneth Farley, California Institute of Technology, and accepted by the Editorial Board March 20, 2012 (received for review November 12, 2011)

Since its discovery, the Chauvet cave elaborate artwork called into question our understanding of Palaeolithic art evolution and challenged traditional chronological benchmarks [Valladas H et al. (2001) *Nature* 413:419–479]. Chronological approaches revealing human presences in the cavity during the Aurignacian and the Gravettian are indeed still debated on the basis of stylistic criteria [Pettitt P (2008) *J Hum Evol* 55:908–917]. The presented ³⁶Cl Cosmic Ray Exposure ages demonstrate that the cliff overhanging the Chauvet cave has collapsed several times since 29 ka until the sealing of the cavity entrance prohibited access to the cave at least 21 ka ago. Remarkably agreeing with the radiocarbon dates of the human and animal occupancy, this study confirms that the Chauvet cave paintings are the oldest and the most elaborate ever discovered, challenging our current knowledge of human cognitive evolution.

absolute dating | cosmogenic nuclide | remote sensing | rockart | rockfall

Chauvet cave, in Vallon Pont d'Arc, Ardèche, France, is a site of exceptional scientific interest for a number of reasons: (i) the variety of its majestic parietal; (ii) very good conservation of the floor and wall ornamentations, exhibiting human and animal imprints; (iii) revelations of unknown techniques in Palaeolithic rock art (such as stump drawing); (iv) predominance of rare themes such as felines and rhinoceroses; and (v) unequalled aesthetic delivery (1). On the basis of stylistic comparison with known elements, the Chauvet cave rock ornamentations were initially estimated as being Solutrean (22–17 ka BP) and Magdalenian (17–10 ka BP) (2). The first radiocarbon dates ranging from approximately 30 to approximately 32 ¹⁴C ka BP (3, 4) thus disagreed with stylistic analyses such as formalized by Leroi-Gouran (5). Although currently confirmed by 82 radiocarbon dating (6, 7), by crossing dating methods (8, 9), and supported by the recent discovery of manifestations of sophisticated Aurignacian prehistoric art (40–28 ka BP) in the Swabian Jura (10), it still remains unclear whether the current stylistic framework should be abandoned in favor of radiocarbon chronologies. Additional robust chronological constraints are therefore critical in establishing Chauvet cave as a reliable benchmark in the absence of comparable equivalent (1, 11, 12). If corroborated by an independent method, the absolute chronological framework of the Chauvet drawings will indeed establish them as the oldest and most elaborate Aurignacian paintings ever discovered. This will furthermore confirm the existence of an already extremely mature art at that time period during which only few elaborate engraving are known (10), but no other paintings (13, 14). To fill this knowledge gap, a geomorphological study combined with ³⁶Cl dating of rockslide surfaces overhanging the cave entrance was conducted.

The Chauvet Cave Closure

Geomorphological studies carried out at Chauvet cave during the last 10 y have unambiguously demonstrated that only one entrance to the cave existed at the time it was visited by humans

(1, 15). Delannoy et al. (15, 16) definitively rule out the possibility of another entrance, demonstrating that any other hypothesized access would imply either going through an 80 m vertical access or entering on the other side of the plateau with a 2-km walk underground through karst systems disconnected from the Chauvet cave one (Fig. 1).

This study aims to date the blocking of the paleo-entrance by rockfall deposits, which definitively closed access to Chauvet cave until its rediscovery in 1994. In addition to geomorphological and geological evidences of rockfall deposits, an original 3D survey method was used to map the extension of the rockfall in this highly secured and protected site. The deposit (between 185 and 198 m asl), whose maximum thickness is 10 m, has a total run-out distance of approximately 80 m from the top of the cliff [mean elevation of 245 m above sea level (asl)], the height of the cliff being 47 m (Fig. 2). The location and geometry of the paleo-cave entrance were reconstructed using 3D mapping tools (15). The total rock mass volume obstructing the cave entrance was estimated to be approximately 4,500 m³ using a high-density digital model (precision 8 ± 2 cm) produced by terrestrial Light Detection and Ranging (LiDAR) from the missing cliff volume corresponding to the well-preserved subcircular concave rockfall scars overhanging the paleo-entrance. In addition, located on lower Cretaceous limestone (Urgonian), the area in front of the paleo-entrance has the geometrical characteristics of an accumulation zone (15). A detailed survey of the 47-m high cliff overhanging the cave entrance revealed three concave rockslide scars that may be linked to the dislocation of several limestone monoliths. The morphology of the overhanging cliff corroborates that the sources of the rockfalls lie between the Pilier d'Abraham, a prominent monolith east of the cave entrance, and another prominent arête roughly 25 m from the Pilier d'Abraham to the west. In between these two prominent features, two embossed edges as well as surface differences allow three surfaces to be defined, from west to east: E1, E2 and E3. These probably correspond to three different gravitational events involving debris volumes of 500 m³, 1,300 m³ and 2,100 m³ (±10%), respectively (15, Fig. 2).

The blocks resulting from the collapse of the limestone monoliths have formed an apron of fallen rocks on the hillside as well as inside the cave, which can be identified thanks to several objects characteristic of the endokarst system in their genetic place.

Author contributions: B.S., J.-J.D., and J.-M.G. designed research; B.S., J.-J.D., L.B., D.L.B., S.J., and J.-M.G. performed research; B.S., L.B., and D.L.B. contributed new reagents/analytic tools; B.S., L.B., D.L.B., S.J., A.-E.L., and M.A. analyzed data; B.S., and J.-J.D., L.B., D.L.B., S.J., J.-M.G., A.-E.L., and M.A. wrote the paper.

The authors declare no conflict of interest.

This article is a PNAS Direct Submission. K.F. is a guest editor invited by the Editorial Board. Freely available online through the PNAS open access option.

¹To whom correspondence should be addressed. E-mail: Benjamin.Sadier@univ-savoie.fr. This article contains supporting information online at www.pnas.org/lookup/suppl/doi:10.1073/pnas.1118593109/-DCSupplemental.

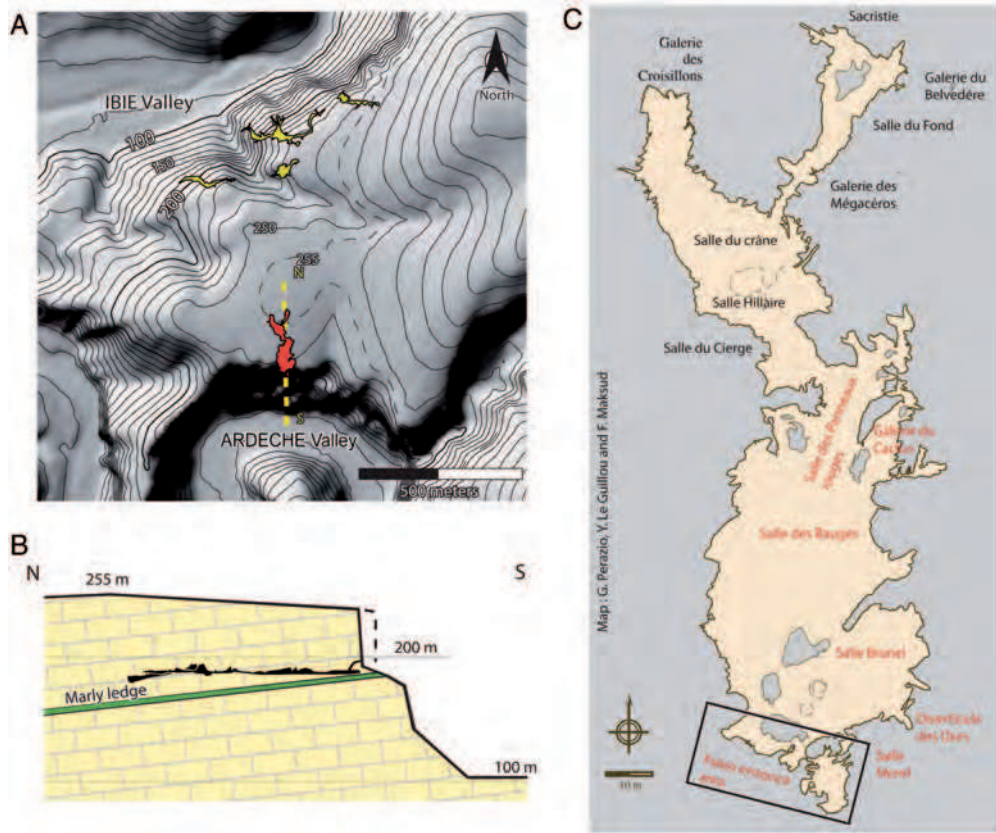


Fig. 1. Chauvet cave surroundings. (A) Topographical map showing the Chauvet cave network in red and the other karst systems in yellow. (B) Simplified geological cross-section. (C) Map view of the Chauvet cave network.

In addition to the heterogeneous arrangement of the collapsed blocks, the oldest stalagmitic flowstones (>300 ka, 9) on the cave walls show some block impacts, suggesting the occurrence of highly energetic processes (12). These impacts rule out a cryoclastic agent on the deposit's emplacement. Furthermore, the fallen rocks are currently in a progressive compaction phase rather than accretion by the addition of cryoclastic elements (15). The closure of Chauvet cave has most likely resulted from several successive rockfalls, the last of which definitively sealed the entrance. In an attempt to date the collapses and the closure of the entrance, previous studies used U/Th dating of speleothems sealing the top of the rockfall deposit, yielding a maximum age of 11.5 ± 0.2 ka (9, 15). However, interruption of calcite precipitation during the Last Glacial Maximum hampers the use of this dating method between 25.5 to 15 ka (9), and thus only allows a minimum age estimate for the closure of the cave. Finally, ^{14}C dating of archaeological layers underlying the rockfall deposits into the cave have shown Aurignacian occupancy phases at the entrance (15). As in Hillaire Room and Megaloceros Gallery (7, 8), these archaeological layers are indeed older than 27 cal ^{14}C ka BP.

Rockfall events that expose deeply buried limestone can be directly dated using in situ-produced ^{36}Cl concentrations accumulated in scar surface samples, because they have been continuously exposed to cosmic rays (17, 18). Twenty-two samples were collected on the E1, E2, E3, and the Pilier d'Abraham surfaces; two samples were collected on the top surface above the studied cliff to estimate the local denudation rate, and a sample was taken from the Treuil cave, which constitutes part of the same karstic network as the Chauvet cave (Fig. 1). Samples were prepared

according to Stone et al. (19), and ^{36}Cl concentrations were measured at the national AMS facility ASTER (CEREGE, Aix-en-Provence, France). The raw data are presented in Table S1. The ^{36}Cl concentrations measured in the Pilier d'Abraham samples range from 3.1 to 3.4×10^5 atoms $^{36}\text{Cl}/\text{g}$ rock. The ^{36}Cl concentrations measured in the scar samples are significantly lower, ranging from 1.6 to 3.0×10^5 atoms $^{36}\text{Cl}/\text{g}$ rock. Compared to the scars and the Pilier d'Abraham samples, the ^{36}Cl concentrations measured in the top surface samples are one order of magnitude higher, at 1.2 and 1.1×10^6 atoms $^{36}\text{Cl}/\text{g}$ rock, while that measured in the Treuil cave sample is at least one order of magnitude lower, at $1.2 \pm 0.2 \times 10^4$ atoms $^{36}\text{Cl}/\text{g}$ rock. This latter concentration was measured in a sample laterally shielded by 12.4 m of limestone and thus represents the natural background ^{36}Cl concentration at that depth from in situ muogenic production.

Both samples collected on the top surface, old enough to have reached steady-state (20) with respect to the accumulation of ^{36}Cl (21), yielded similar denudation rates of 18.5 and 21.5 mm/ka. This indicates that the mean denudation rate for a horizontal limestone surface at our site is approximately 20 mm/ka. Considering that the scars and the Pilier d'Abraham samples lie on an almost vertical cliff on which water does not stagnate, thus experiencing a lower denudation rate than on a horizontal surface and according to previously published values on similar environments and settings (22), the exposure age of the samples collected on the rockfall scars and the Pilier d'Abraham were calculated using a denudation rate of 10 mm/ka.

Moreover, the samples from the scar surfaces have probably accumulated nucleogenic production underneath the shielding

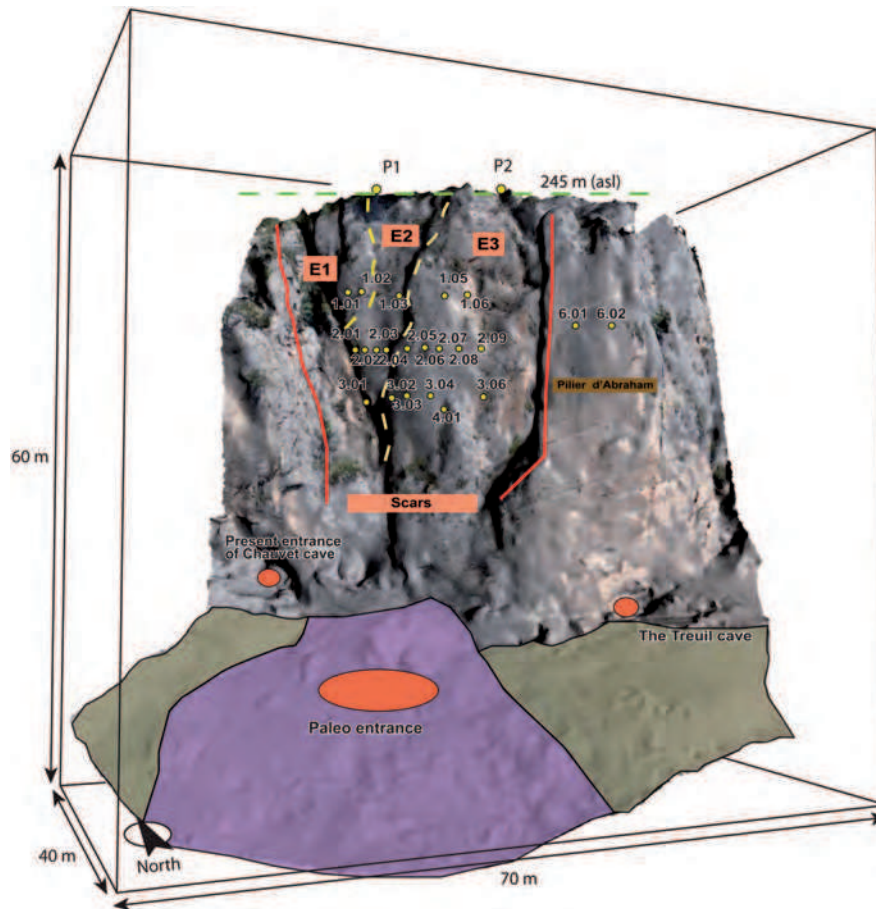


Fig. 2. 3D LiDAR view of the modern Chauvet cave area showing the sample positions on the rockfall scars and the Pilier d'Abraham. Purple and brown surfaces correspond to rockfall deposit and bedrock, respectively. Continuous red lines mark the limit of the two prominent arêtes. Dashed lines (yellow and white) delineate the contour of the three scar surfaces, E1, E2, and E3. Dashed green line marks the top surface. Samples are located with yellow point. Corresponding ^{36}Cl ages are given in Table 1.

provided by rock slab that has then subsequently fallen to the cliff base. To calculate accurate rockfall scar sample surface exposure ages, it is therefore necessary to subtract this ^{36}Cl contribution. The LiDAR-based 3D reconstruction of the cliff overhanging Chauvet cave entrance constrained the minimum shielding depth, thus the rock slab thickness, at each sampling point. They range from 4.5 to 6.5 m (Table S2). Maximizing the nucleogenic production underneath the rock slab implies considering that the exposure time beneath the rock slab is similar to the calculated oldest age (35.4 ± 2.1 ka, Table 1) of the most stable closest arête, the Pilier d'Abraham. This latter age was in addition maximized by subtracting the minimum muogenic ^{36}Cl background component of 1×10^4 atoms $^{36}\text{Cl}/\text{g}$ rock, as deduced from the Treuil cave sample. Applying this maximum exposure duration, the nucleogenic ^{36}Cl contribution from the shielded rock slab were then calculated for each rockfall scar surface sample at the reconstructed shielded depths prior to the rockfall and subtracted from the measured concentration. The obtained values range from 1.4 to 2.7×10^4 atoms $^{36}\text{Cl}/\text{g}$ rock (Table S1), about 10% of the total ^{36}Cl inventory on those samples. The geographic location, production rates (23), scaling (24) and shielding factors (25), and

CRE ages of the rockfall scar surface samples accounting for both denudation rate and maximized (muogenic ^{36}Cl background component: 1.4×10^4 atoms $^{36}\text{Cl}/\text{g}$ rock) shielded ^{36}Cl contribution, are presented in Table 1 and Tables S1 and S2. In a very conservative way, because in all calculations all possible contributions of ^{36}Cl production prior to the rockfalls have been maximized, the presented ages are minimized rockfall scar ages.

Results and Discussion

The CRE age distribution of all rockfall scar surface samples (Table 1 and Fig. 3) attests to three temporally distinct events that spatially correlate with the three surfaces previously identified by the LiDAR study and their surface state of evolution. Those ages yielded minimized weighted mean ages of 29.4 ± 1.8 ka for the E1 surface, 23.5 ± 1.2 ka for the E2 surface, and 21.5 ± 1.0 ka for the E3 surface. The particularly well-constrained E3 surface age implies that the most recent rockfall occurred at least 21 ka ago and that no major gravitational event affecting the overhanging paleo-entrance has occurred since then. Considering that the final closure of the paleo-cave entrance could only be attributed to rockfall talus, and that a more recent collapse would have left a morphological imprint associated with younger CRE ages on

Table 1. ^{36}Cl ages of the surface samples from the rockfall scars overlying the Chauvet cave entrance. Yellow, orange and blue correspond to samples belonging to the three scars, E1, E2 and E3, respectively, while light yellow outlines the two Pilier d'Abraham samples.

Sample identity	^{36}Cl age (ka)*	^{36}Cl weighted mean age (ka) [†]
1.01	30.2 ± 1.9	29.4 ± 1.8
1.02	28.6 ± 1.8	
1.03	24.1 ± 1.5	23.5 ± 1.2
2.01	22.6 ± 1.5	
2.02	25.9 ± 1.6	
2.03	25.0 ± 1.6	
2.04	23.3 ± 1.5	
3.01	21.1 ± 1.3	
1.05	19.1 ± 1.3	21.5 ± 1.0
1.06	21.4 ± 1.4	
2.05	19.0 ± 1.3	
2.06	21.0 ± 1.4	
2.07	22.5 ± 1.7	
2.08	14.3 ± 1.1	
2.09	21.9 ± 1.4	
3.02	23.5 ± 1.6	
3.03	24.8 ± 1.6	
3.04	22.2 ± 1.4	
3.06	21.0 ± 1.3	
4.01	22.0 ± 1.4	
6.01	35.4 ± 2.1	34.5 ± 2.0
6.02	33.7 ± 1.9	

*Individual ages are reported with 1σ uncertainty considering analytical errors only.

[†]Weighted means were calculated after disregarding outliers in italic. These outliers are identified using a Chi-square test with 95% confident interval. Mean ages are reported with 1σ uncertainty considering both analytical and the production rate uncertainties. Note that the identified outlier yields an age younger than the weighted mean which is coherent with minor post gravitational readjustment of the cliff.

the rockwall, closure of the Chauvet cave entrance must at least coincide with the last rockfall event dated at 21.5 ± 1.0 ka.

The presented ^{36}Cl CRE ages are not only coherent with the minimum ages derived from U/Th results obtained on spe-

leothems that sealed the rockfall deposit (9, 15) but, more importantly, they also agree with the reported ^{14}C dating and thus support the deduced phases of human and animal occupancy of the cavity. Indeed, none of the available radiocarbon dates (32 determinations on large mammal bones and 82 on charcoal samples) calibrated using the INTCAL09 curve (26) is younger than 23 cal ^{14}C ka BP. The distribution of ages obtained on charcoal from both the walls and floor (3, 7, 8), some of which being produced in the framework of a cross-comparative project between several independent laboratories confirming the validity of radiocarbon dating (8), indicate two successive phases of human occupancy: the first one from 37.5 to 33.5 cal ^{14}C ka BP, and the second one from 32 to 27 cal ^{14}C ka BP (Fig. 3).

None of the charcoal dates is younger than 27 cal ^{14}C ka BP. ^{14}C dating of large mammal bones, all species being included (*Ursus spelaeus* and *Capra ibex*), range from 42 cal ^{14}C ka BP to 23 cal ^{14}C ka BP (27, 28, 29)—the youngest age being associated with an ibex bone ($19\,105 \pm 150$ ^{14}C yr BP). This date fits tightly with the last two rockfall events. Despite the number of samples taken for floor surface dating, the absence of more recent ages (Fig. 3) strongly supports a direct link between the end of human and large animal occupancy and the closure of the Chauvet cave entrance by the two major rockfalls dated at 23.5 ± 1.2 ka and 21.5 ± 1.0 ka. In fact, this remarkable concordance between the end of the animal occupancy in the cave and the obstruction of its unique entrance by rockfalls (Fig. 3) inevitably leads to the conclusion that the Chauvet rock art is most likely older than 21 ka and thus at least Gravettian.

Although not specifically dedicated to the dating of the Parietal ornamentation of the Chauvet cave, this interdisciplinary approach has yielded important data for the chronology of Chauvet cave by directly dating the different collapses that affected the rock wall overhanging the entrance. The results corroborate previous ^{14}C and U/Th chronologies on paintings, charcoals on the ground, animal bones, speleothems and mean that a Magdalenian and/or Solutrean age for the cave artwork can be discarded. All these internally consistent dates obtained on several material types (bones, charcoals, charcoal pigments, speleothems, rockfall scars) using three different and independent methods demonstrate that the Chauvet cave can now be considered as a bench-

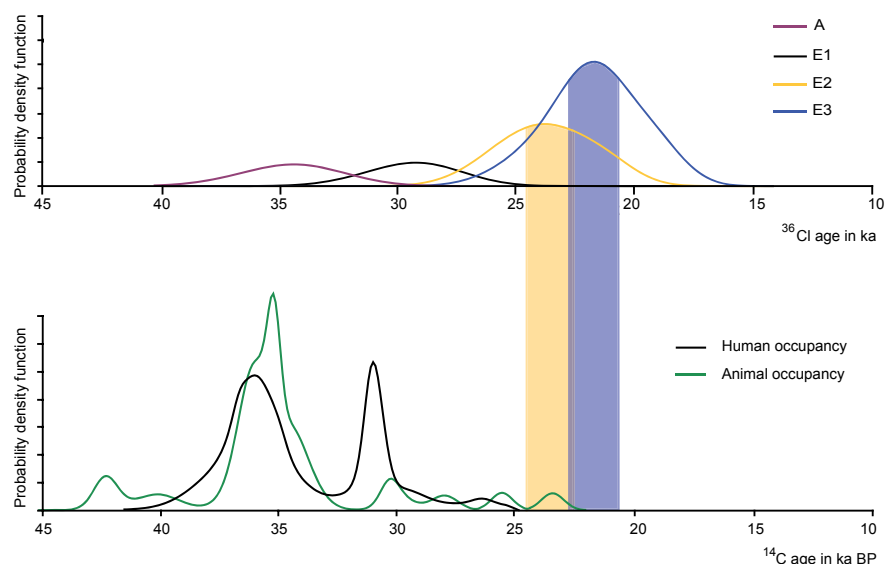


Fig. 3. Probability density plot of the ^{36}Cl ages in ka of the rockfall scar samples and of the calibrated radiocarbon ages of the human and animal occupation inside Chauvet cave. Note the good agreement between the end of human and animal occupation and the age of the cave's closure. A stands for Pilier d'Abraham ages, and E1, E2, and E3 are for the ages corresponding to the three scars.

mark in archaeology and rock art science. These results have significant implications for archaeological, human, and rock art sciences and seriously challenge rock art dating based on stylistic criteria (4, 30).

ACKNOWLEDGMENTS. The ^{36}Cl measurements were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence) that is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD,

- Clottes J (2003) *Return to the Chauvet Cave: Excavating the Birthplace of Art* (Thames and Hudson, London).
- Clottes J (1995) Postface: The Chauvet cave today. *La Grotte Chauvet à Vallon-Pont-d'Arc*, eds JM Chauvet, E Brunel Deschamps, and C Hillaire pp 81–116 Paris: Seuil Eds, (in French).
- Clottes J, et al. (1995) The paleolithic paintings of the Chauvet cave in Vallon Pont d'Arc (Ardèche, France): direct and indirect dating with the radiocarbon method. *CR Acad Sciences Paris* 320:1133–1140 (in French).
- Valladas H, et al. (2001) Evolution of prehistoric cave art. *Nature* 413:479.
- Leroi-Gourhan A (1965) (1965) *Préhistoire de l'art occidental* [The Art of Prehistoric Man in Western Europe]. (Mazenod, Paris), (in French).
- Valladas H (2003) Direct radiocarbon dating of prehistoric cave paintings by accelerator mass spectrometry. *Meas Sci Technol* 14:1487–1492.
- Valladas H, et al. (2005) Review of ^{14}C dating performed on charcoals from the Chauvet cave. *Bull Soc Préhist Fr* 102:109–113 (in French).
- Cuzange MT, et al. (2007) Radiocarbon intercomparison program for Chauvet cave. *Radiocarbon* 49:339–347.
- Genty D, et al. (2004) TIMS U/Th and ^{14}C AMS ages of the Chauvet cave stalagmites: Interest for the chronology of natural and human events of the cave. *CR Palevol* 3:629–642 (in French).
- Conard NJ (2009) A female figurine from basal Aurignacian of Holthe Fels Cave in southwestern Germany. *Nature* 459:248–252.
- Moro Abadia O, Gonzales Morales MR (2007) Thinking about “style” in the Poststylistic Era: Reconstructing the stylistic context of Chauvet Cave. *OJA* 26:109–127.
- Chippindale C, Tacon P, eds. (1998) *The Archaeology of Rock Art* (Cambridge Univ. Press, Cambridge), pp 90–111.
- Pettitt P (2008) Art and the middle-to-upper Paleolithic transition in Europe: Comments on the archaeological arguments for an early Upper Paleolithic antiquity of the grotte Chauvet art. *J Hum Evol* 55:908–917.
- Balter M (2008) Going deeper in the grotte Chauvet. *Science* 321:904–905.
- Delannoy JJ, et al. (2010) Chauvet cave's paleo entrance reconstruction using geomorphological and 3D tools. *Karstologia* 56:21–38 (in French).
- Delannoy JJ, et al. (2004) Contribution to geomorphological study for global understanding to prehistorical cave—the Chauvet cave (Ardèche—France). *Karstologia* 44:25–42 (in French).
- Benedetti L, et al. (2002) Post glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ^{36}Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquake. *Geophys Res Lett* 29:87.1–87.4.
- Stock GM, Uhrhammer A (2010) Catastrophic rock avalanche 3,600 years BP from El Capitan, Yosemite Valley, California. *Earth Surf Proc Landforms* 35:941–951.
- Stone JO, Allan GL, Fifield LK, Cresswell RG (1996) Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochim Cosmochim Acta* 60:679–692.
- Clauzon G (1996) Sequence boundaries and geodynamic evolution. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement* 1:3–22 (in French).
- Gosse JC, Phillips FM (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quat Sci Rev* 20:1475–1560.
- Curry AM, Morris CJ (2004) Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology* 58:85–106.
- Braucher R, et al. (2011) Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach. *Earth and Planet Sci Lett* 309:1–9.
- Stone JO (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *J Geophys Res* 105:23753–23759.
- Dunne J, Elmore D, Muzikar P (1999) Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27:3–11.
- Reimer PJ, et al. (2009) Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50000 years cal BP. *Radiocarbon* 51:1111–1150.
- Bon C, et al. (2008) Deciphering the complete mitochondrial genome and phylogeny of the extinct cave bear in the paleolithic painted cave of Chauvet. *Proc Natl Acad Sci USA* 105:17447–17452.
- Bocherens H, Drucker D, Billiou D, Geneste JM, van der Plicht J (2006) Bears and humans in Chauvet cave (Vallon pont d'arc, Ardèche, France): Insights from stable isotopes and radiocarbon dating of bone collagen. *J Hum Evol* 50:370–376.
- Fosse P, Philippe M (2005) The fauna of the Chauvet cave: Paleobiology and anthropozoology. *Bull Soc Préhist Fr* 102:89–102 (in French).
- Valladas H, et al. (1992) Direct radiocarbon dates for prehistoric paintings at the Altamira, El Castillo and Niaux caves. *Nature* 357:68–70.

EARTH, ATMOSPHERIC
AND PLANETARY SCIENCES

ANTHROPOLOGY

Supporting Information

Sadier et al. 10.1073/pnas.1118593109

SI Text

Methods Summary and Supplementary. Samples were collected down the cliff between 220 m and 232 m above sea level (asl), using a diamond saw grinder and a hammer and chisel to extract the samples. Their altitude and position were derived from the light detecting and ranging (LiDAR) digital elevation model, while their thicknesses were precisely measured in the field (Table S2). Because temporal geomagnetic field variations are negligible at these latitudes and over the period considered, the latitudinal and altitudinal scaling were determined at a constant geomagnetic field (1). They range between 1.205 and 1.210 for fast neutron reactions and between 1.073 and 1.077 for muon reactions. The shielding parameters range from 0.46 to 0.50 (Table S2, 2). The parameters describing the specific geometry of each site (strike and dip), together with the full chemical composition of rock and colluvium, are reported in Tables S1 and S2. All the contributions from the various ^{36}Cl production mechanisms using these relevant parameters were then taken into account to determine each sample-specific production rate (3), the used elementary ^{36}Cl production rate from spallation of calcium at sea level and high latitude being 42.0 ± 2.0 atoms of $^{36}\text{Cl}\text{-gram}^{-1}$ of $\text{Ca}\text{-yr}^{-1}$ as established at a site 150 km away from the Chauvet cave (4). Calibrated at a site whose latitude, elevation, and exposure duration are similar to those of our site, this “local” production rate avoids scaling problems.

The samples were crushed, sieved, and chemically prepared to precipitate AgCl (3). ^{36}Cl and Cl concentrations were determined by isotope dilution accelerator mass spectrometry at Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques-Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (ASTER-CEREGE). The samples contain between $1\text{--}9 \times 10^7$ atoms of ^{36}Cl and $4\text{--}10$ ^{36}Cl atoms of Cl . The two blanks have 2×10^5 ^{36}Cl atoms of ^{36}Cl and 9×10^{16} atoms of Cl , which represent less than 1% of the sample concentrations. $[\text{Cl}]$ concentrations of the samples were less than 15 ppm. Therefore, the ^{36}Cl production pathways are 84% from Ca spallation, 14% from slow negative muons capture, and less than 2% from thermal and epithermal neutrons capture. The exposure ages were calculated according to Schimmelpennig et al. (3).

To compare and combine the different ^{36}Cl ages calculated on a scar surface, the method proposed by Ward and Wilson (5) was applied. The method is based on the test statistic, T , given by:

$$T = \sum_1^n (N_i - N_w)^2 / \sigma_i^2 \quad [\text{S1}]$$

where N_w is given by:

$$N_w = \left(\sum_1^n N_i / \sigma_i^2 \right) / \left(\sum_1^n 1 / \sigma_i^2 \right) \quad [\text{S2}]$$

N_i and σ_i being the individual calculated ^{36}Cl ages and their associated uncertainties (1σ), respectively. σ_i were determined propagating the quadratic sum of the analytical errors only.

T has a Chi-square (χ^2) distribution on $(n-1)$ degrees of freedom, n being the number of ^{36}Cl ages on the considered scar. At a 95% confidence interval, equivalent to an uncertainty of $\pm 2\sigma$, the ages are not significantly different if T is lower or equal to $\chi^2_{((n-1), 95\%)}$. The inverse-variance weighted mean of the calculated ages is then equal to N_w and the associated uncertainty is determined using:

$$\sigma_w = \sqrt{1 / \left(\sum_1^n (1 / \sigma_i^2) \right)} \quad [\text{S3}]$$

If T is greater than $\chi^2_{((n-1), 95\%)}$, outliers are identified and rejected until the distribution passes the test for the remaining dataset. T , N_w and σ_w are then recalculated as described.

This procedure allows not minimizing the impact of the major source of uncertainties that is the uncertainty on the ^{36}Cl production rate. Both the uncertainty on the age distribution and on the ^{36}Cl production rate are finally propagated through their quadratic sum to yield the uncertainty of the presented weighted mean ages (1σ , Table 1).

1. Stone JO (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *J Geophys Res* 105:23753–23759.
2. Dunne J, Elmore D, Muzikar P (1999) Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27:3–11.

3. Schimmelpennig I et al. (2009) Source of in situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implication for calibration of production rates. *Quat Geochronol* 4:441–461.
4. Braucher R, et al. (2011) Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach. *Earth and Planet Sci. Lett* 309:1–9.
5. Ward GK, Wilson SR (1978) Procedures for comparing and combining radiocarbon age determinations: a critique. *Archaeometry* 20:19–31.

Table S1. Sample locations and descriptions

Sample identity	Dip	Shielding* factor	Latitude	Longitude	Altitude (asl m)	Thickness (cm)	Density [†] ($\text{g}\text{-cm}^{-3}$)	Shielded depth (m)
1.01	S 88°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	231	2	2.7	5.6
1.02	S 88°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	231	3	2.7	6.1
1.03	S 88°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	231	2	2.7	4.9
1.05	S 88°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	231	2	2.7	5.7
1.06	S 88°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	231	4.5	2.7	6.4
2.01	S 89°	0.51	N 44.23°	E 4.10°	227	3.5	2.7	6.6
2.02	S 89°	0.51	N 44.23°	E 4.10°	227	2	2.7	6.2
2.03	S 89°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	227	2.5	2.7	5.9
2.04	S 89°	0.49	N 44.23°	E 4.10°	227	2.5	2.7	5.0
2.05	S 89°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	227	3.5	2.7	5.0
2.06	S 89°	0.48	N 44.23°	E 4.10°	227	3	2.7	4.9
2.07	S 89°	0.48	N 44.23°	E 4.10°	227	3	2.7	4.7

Sample identity	Dip	Shielding* factor	Latitude	Longitude	Altitude (asl m)	Thickness (cm)	Density [†] (g·cm ⁻³)	Shielded depth (m)
2.08	S 89°	0.46	N 44.23°	E 4.10°	227	5	2.7	4.9
2.09	S 89°	0.46	N 44.23°	E 4.10°	227	2.5	2.7	5.3
3.01	S 86°	0.49	N 44.23°	E 4.10°	224	1.5	2.7	5.3
3.02	S 87°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	224	2.5	2.7	5.0
3.03	S 88°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	224	3	2.7	4.9
3.04	S 89°	0.48	N 44.23°	E 4.10°	224	3	2.7	4.7
3.06	S 89°	0.48	N 44.23°	E 4.10°	224	3.5	2.7	5.4
4.01	S 89°	0.48	N 44.23°	E 4.10°	222	3	2.7	5.6
6.01	S 90°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	227	1.5	2.7	n.a
6.02	S 90°	0.50	N 44.23°	E 4.10°	228	2.5	2.7	n.a.
P1	0	1	N 44.23°	E 4.10°	245	5	2.7	None
P2	0	1	N 44.23°	E 4.10°	245	8	2.7	None
G1	0		N 44.23°	E 4.10°	202	6	2.7	12.4

*Shielding factors were calculated following Dunne J, Elmore D, Muzikar P (1999) Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27:3–11.

[†]Densities were determined using the Archimedes' principle.

Table S2. Results of the chemical analysis for all samples

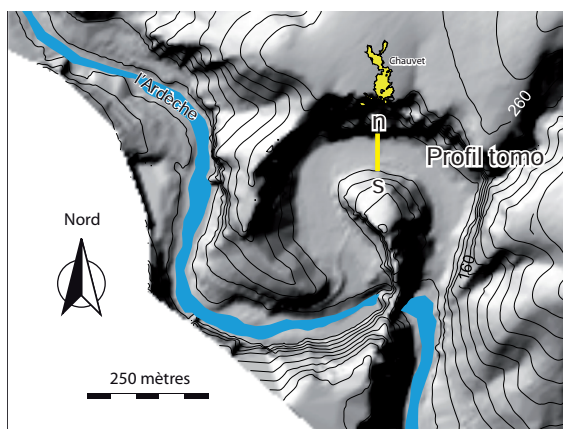
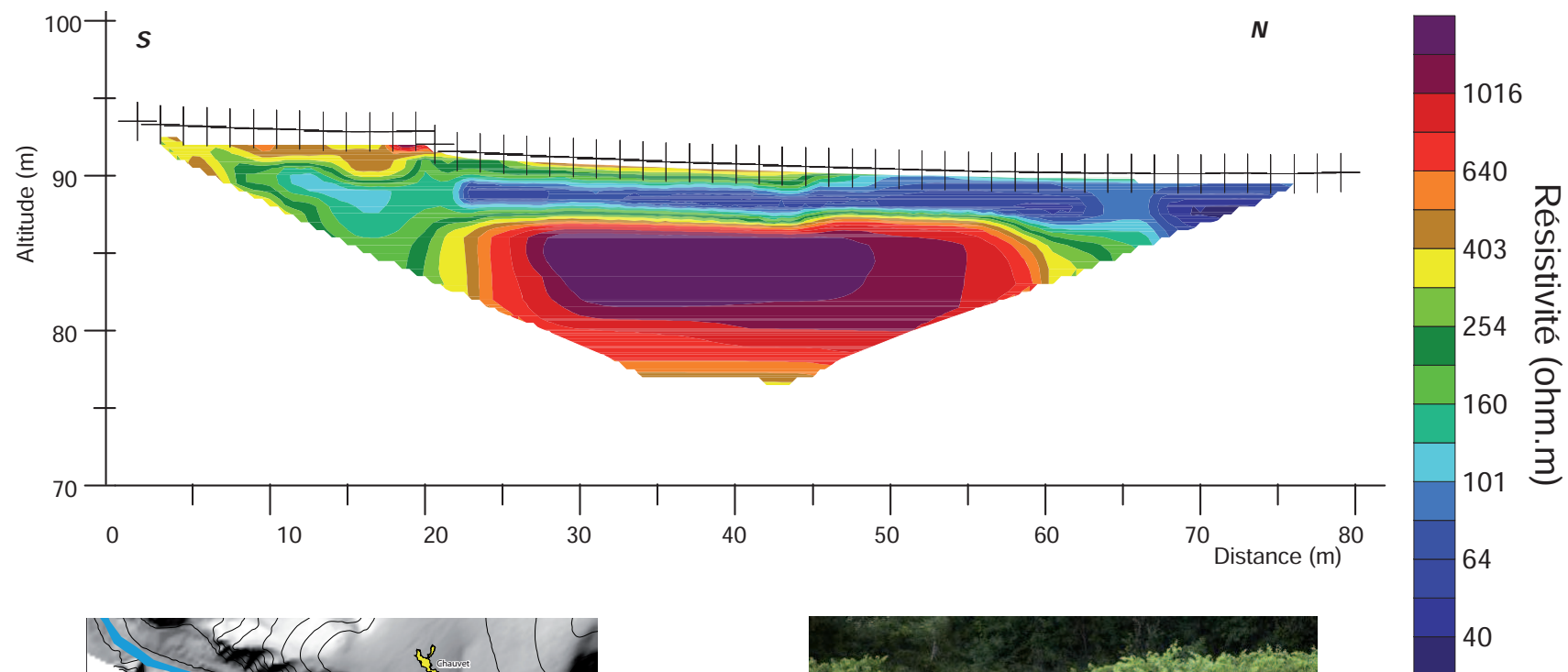
Sample identity	Sample weight dissolved (g)	CaO* (%)	³⁶ Cl/ ³⁵ Cl [†] (10 ⁻¹⁴)	³⁵ Cl/ ³⁷ Cl [†]	Amount [†] carrier (mg Cl)	[Cl] ppm	³⁶ Cl (10 ⁵ atoms/g)	Nucleogenic ³⁶ Cl contribution [‡] (atoms/g)
1.01	37.09	55.48	35.69 ± 1.20	28.02 ± 0.30	0.4960	7.0	3.00 ± 0.11	1.76E+04
1.02	38.02	55.83	35.05 ± 0.97	23.58 ± 0.29	0.4836	8.2	2.87 ± 0.09	1.63E+04
1.03	37.92	55.64	30.17 ± 0.75	20.20 ± 0.24	0.4972	10.1	2.61 ± 0.07	2.03E+04
1.05	36.18	56.04	23.40 ± 0.69	26.40 ± 0.30	0.4960	7.7	2.01 ± 0.06	1.44E+04
1.06	36.82	56.05	26.42 ± 0.93	33.65 ± 0.37	0.4961	5.7	2.18 ± 0.08	1.42E+04
2.01	36.52	56.10	27.77 ± 0.78	23.56 ± 0.33	0.4958	8.7	2.42 ± 0.08	1.51E+04
2.02	36.93	56.32	31.38 ± 0.84	22.16 ± 0.36	0.4948	9.3	2.73 ± 0.09	1.62E+04
2.03	36.26	55.27	29.06 ± 0.75	23.09 ± 0.28	0.4946	9.0	2.55 ± 0.07	1.39E+04
2.04	36.92	55.39	27.45 ± 0.73	19.48 ± 0.26	0.4931	10.8	2.43 ± 0.07	1.55E+04
2.05	34.84	55.95	22.97 ± 0.69	22.49 ± 0.26	0.4953	9.7	2.10 ± 0.07	1.96E+04
2.06	37.60	56.53	25.12 ± 0.78	19.73 ± 0.22	0.4929	10.4	2.17 ± 0.07	1.62E+04
2.07	36.83	56.31	26.34 ± 1.16	24.25 ± 0.39	0.4950	8.3	2.26 ± 0.11	2.50E+04
2.08	36.79	56.51	19.85 ± 0.77	31.00 ± 0.36	0.4894	6.2	1.62 ± 0.07	2.46E+04
2.09	36.83	56.51	25.78 ± 0.68	29.66 ± 0.41	0.4924	6.5	2.14 ± 0.06	1.68E+04
3.01	38.12	56.08	28.15 ± 0.73	30.92 ± 0.20	0.4990	6.1	2.27 ± 0.06	1.76E+04
3.02	37.70	56.30	29.56 ± 1.12	24.08 ± 0.11	0.4992	8.3	2.49 ± 0.09	1.80E+04
3.03	31.46	55.99	27.15 ± 0.74	25.88 ± 0.23	0.4982	9.1	2.71 ± 0.08	2.03E+04
3.04	38.20	56.03	27.53 ± 0.69	22.77 ± 0.14	0.4974	8.7	2.30 ± 0.06	1.96E+04
3.06	37.77	56.24	22.57 ± 0.56	14.89 ± 0.13	0.4966	14.9	2.07 ± 0.05	1.68E+04
4.01	37.98	55.95	26.05 ± 0.64	19.77 ± 0.14	0.4968	10.4	2.24 ± 0.06	1.68E+04
6.01	37.06	55.54	41.10 ± 0.99	18.68 ± 0.13	0.4619	10.6	3.43 ± 0.09	1.24E+04
6.02	37.36	56.55	37.78 ± 0.89	32.18 ± 0.23	0.4956	5.9	3.09 ± 0.08	1.24E+04
P1	37.05	55.65	136.90 ± 1.84	20.03 ± 0.11	0.4998	10.5	12.35 ± 0.18	
P2	39.34	55.19	123.83 ± 1.80	17.27 ± 0.07	0.4994	11.9	10.83 ± 0.16	
G1	36.01	55.61	1.93 ± 0.25	16.66 ± 0.17	0.4960	13.5	0.12 ± 0.02	
			³⁶ Cl/ ³⁵ Cl (10 ⁻¹⁴)	³⁵ Cl/ ³⁷ Cl		Cl (10 ¹⁶ atoms)	³⁶ Cl (10 ⁵ atoms)	
Blank 1			0.66 ± 0.09	567.30 ± 8.83	0.4898	8.71	1.85	
Blank 2			0.77 ± 0.09	549.47 ± 12.17	0.4958	9.48	2.19	

*Ca concentrations were determined by inductively coupled plasma–optically emission spectrometry (ICP-OES) and uncertainties on CaO% analysis are less than 2% for all samples.

[†]³⁶Cl and Cl concentrations were determined by AMS and the Ca concentrations by ICP-OES at ASTER-CEREGE.

[‡]The Cl carrier is enriched in ³⁵Cl (99.90 atoms in %) from Oak Ridge National Laboratory.

[§]The maximized nucleogenic contribution corresponds to the ³⁶Cl concentration acquired at the shielded depths presented in Table S1.



Annexe 8.1

Les résultats la tomographie électrique réalisée dans le méandre en contre bas de la zone d'écroulement responsable de la fermeture de la grotte Chauvet indiquent des résistivités comprises entre 50 et 1200 ohm.m. Une couche de faible résistivité (< 100 ohm.m) est observée sur environ 5 à 10 m d'épaisseur sur l'ensemble duprofiles. Cette couche semble correspondre à des terrains argilo-limoneux se déposant lors des débordements de l'Ardèche (Sheffer et al., 2003). Sous cette couche, les résistivités des terrains semblent homogènes (600 – 1000 ohm.m) entre les altitudes 88/70 m. Ces terrains relativement résistants pourrait correspondre au substratum calcaire. Dans la zone Nord du profil, les résistivités électriques ne semblent pas indiquer la présence d'imposants blocs d'écroulement. L'absence de sondage, rend toutefois l'interprétation délicate.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	3
RÉSUMÉ.....	5
ABSTRACT.....	6
SOMMAIRE.....	7
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	9
PARTIE I - DE LA 2D À LA 3D EN GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE.....	17
INTRODUCTION.....	19
CHAPITRE 1 - LES VERROUS ACTUELS EN GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE.....	21
1.1. LE SYSTÈME KARSTIQUE :	
LE PARADIGME ACTUEL DE GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE.....	24
1.1.1. Le système karstique, définition et concepts.....	24
1.1.2. Les apports de l'approche systémique pour comprendre la karstification.....	25
1.2. LES VERROUS DES RECHERCHES ACTUELLES EN GÉOMORPHOLOGIE DU KARST.....	26
1.2.1. Géomorphologie et karstogenèse.....	26
<i>1.2.1.1. Les connaissances actuelles en géomorphologie karstique.....</i>	<i>27</i>
<i>1.2.1.2. Les limites d'observation : le verrou principal à la connaissance de la karstogenèse.....</i>	<i>30</i>
1.2.2. Etude de la spéléogenèse : les connaissances des conduits et des formes élémentaires du karst.....	31
<i>1.2.2.1. L'état des recherches actuelles.....</i>	<i>31</i>
<i>1.2.2.2. Les verrous à l'étude de la spéléogenèse.....</i>	<i>32</i>
1.3. LA GÉOMORPHOLOGIE KARSTIQUE APPLIQUÉE AUX QUESTIONNEMENTS ARCHÉOLOGIQUES : L'OUTIL 3D COMME UN ÉLÉMENT FÉDÉRATEUR ET PLURIDISCIPLINAIRE.....	34
1.3.1. La place de la géomorphologie dans les études archéologiques.....	34
1.3.2. Les apports de la géomorphologie pour répondre aux questionnements archéologiques.....	35
1.3.3. Les outils d'investigations de la géomorphologie karstique appliqués z aux sites archéologiques : de la cartographie 2D aux relevés 3D.....	37
CONCLUSIONS : LA CARTOGRAPHIE 3D : UN OUTIL NÉCESSAIRE À L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE DU KARST.....	37

CHAPITRE 2 - LA CONSTRUCTION DE MODÈLES 3D	
POUR L'ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE DU KARST	39
2.1. DE LA DEUXIÈME À LA TROISIÈME DIMENSION : DÉFINITION, MÉTHODES	
ET OUTILS DE LA REPRÉSENTATION TRIDIMENSIONNELLE	41
2.1.1. Les différents supports cartographiques et de visualisation.	41
2.1.2. Comment visualiser le karst ?	43
2.1.3. La discrétisation des conduits du karst	46
2.2. LA CONSTRUCTION DE MODÈLE 3D À L'ÉCHELLE DU SYSTÈME KARSTIQUE	47
2.2.1. La visualisation 3D des structures karstiques :	
analyse des données spéléométriques	48
<i>2.2.1.1. Discrétisation et analyse des relevés topographiques</i>	48
<i>2.2.1.2. Géo-référencement des topographies spéléologiques</i>	50
2.2.2. La représentation 3D du contexte de la karstification	51
2.2.2.1. Méthodologie	52
2.2.2.2. Base de données topographiques et modélisation	53
2.2.2.3. Les données géologiques : de l'intégration géographique à la modélisation des	
surfaces géologiques de référence	56
2.2.2.4. La modélisation des couches géologiques	58
2.2.3. Restitution d'un système karstique en 3D	61
2.3 CONSTRUCTION DE MODÈLE 3D À L'ÉCHELLE DES DRAINS DU KARST	63
2.3.1 Les outils LiDAR	63
2.3.2 Protocole de construction de modèles 3D à haute résolution spatiale :	
de l'acquisition des données au maillage 3D	65
<i>2.3.2.1 L'acquisition et le recalage des données sur le terrain</i>	67
<i>2.3.2.2. Segmentation et triangulation des nuages de points</i>	71
2.4. LES INCERTITUDES DES RELEVÉS LASERGRAMMÉTRIQUES SUR CALCITE	77
2.4.1. La validité des mesures lasergrammétriques sur calcite ?	77
2.4.2. Mise en place du protocole expérimental	77
CONCLUSIONS	82

CHAPITRE 3 - UN ESPACE DE RESTITUTION DE L'ART PARIÉTAL. EXEMPLE DE LA GROTTTE CHAUVET-PONT D'ARC. LES APPORTS DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE ET DE LA MODÉLISATION 3D	83
3.1. L'ERGC : UN « FAC-SIMILÉ » HORS NORME ?.....	86
3.1.1. Le fac-similé : un support privilégié pour représenter l'art pariétal au plus large public.....	86
3.1.2. Une représentation anamorphosée : la réponse choisie aux dimensions importantes de la grotte Chauvet.....	88
3.1.3. Les contraintes techniques à la réalisation du projet de l'ERGC	89
3.2. LA MODÉLISATION ET LA REPRÉSENTATION 3D DE L'ANAMORPHOSE DE LA GROTTTE CHAUVET	91
3.2.1. L'anamorphose : du concept à la réalisation	92
3.2.2. L'élaboration du modèle 3D de l'anamorphose : segmentation et surface de raccordement	93
3.3. L'INTÉGRATION DE DONNÉES PARIÉTALES ET GÉOMORPHOLOGIQUES DANS LE MODÈLE 3D DE L'ANAMORPHOSE.....	96
3.3.1. Identification de la nature et des faciès des sols et des parois de l'anamorphose	97
3.3.1.1. La segmentation par nature de sol.....	97
3.3.1.2. Identification des faciès de sols et de parois.....	99
3.3.2. Identification colorimétrique des écailles de l'anamorphose de la grotte Chauvet	101
CONCLUSIONS.....	104
CONCLUSIONS DE LA PARTIE I	105

PARTIE II - LES APPORTS DES MODÈLES 3D À LA CONNAISSANCE DE LA KARSTOGENÈSE ET DE LA MORPHOGENÈSE KARSTIQUE.....	107
INTRODUCTION	109
CHAPITRE 4 - SPÉLÉOGENÈSE, KARSTIFICATION ET PALÉOGÉOGRAPHIE DES GORGES DE L'ARDÈCHE : ÉTAT DES CONNAISSANCES ET QUESTIONNEMENTS	111
4.1. LES GORGES DE L'ARDÈCHE :	
LE RÉSULTAT D'UNE LONGUE HISTOIRE GÉOMORPHOLOGIQUE	113
4.1.1. Le contexte topographique et géologique des gorges de l'Ardèche.....	113
4.1.2. Le contexte géologique.....	115
<i>4.1.2.1. Les réseaux karstiques souterrains : une composante majeure du bas-Vivarais calcaire.....</i>	<i>119</i>
<i>4.1.2.2. Une diversité topographique marquée</i>	<i>119</i>
4.2. LES CONNAISSANCES ACTUELLES DE L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET DE LA MORPHOGENÈSE KARSTIQUE ASSOCIÉE AUX GORGES DE L'ARDÈCHE.	122
<i>4.2.1.2. Les surfaces structurales.....</i>	<i>125</i>
4.2.2. Les vallons secs : des indicateurs paléogéographiques et du fonctionnement des drains karstiques	126
<i>4.2.2.1. Les vallons déconnectés de l'Ardèche : marqueurs de la stabilité du niveau de base hydrographique régional</i>	<i>126</i>
<i>4.2.2.2. Les vallons secs connectés à l'Ardèche.....</i>	<i>129</i>
4.3.2. Les enseignements des connaissances géomorphologiques des surfaces	130
4.3. BILAN DES CONNAISSANCES KARSTOGÉNIQUES ET SPÉLÉOGÉNIQUES EN ARDÈCHE : LES APPORTS DU KARST À LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES GORGES DE L'ARDÈCHE	131
4.3.1. Les modèles construits avant la découverte de la crise de salinité messinienne	131
4.3.2. Les premières hypothèses identifiant le rôle de la crise messinienne dans la karstification	133
<i>4.3.2.1. Les premiers modèles d'évolution spélogénique basés sur la géométrie formes et dépôts de surfaces.....</i>	<i>134</i>
<i>4.3.2.2. Les modèles d'évolution construits à partir de la géomorphologie de l'endokarst.....</i>	<i>135</i>
<i>4.3.2.2.1. Les apports des recherches géomorphologiques dans l'endokarst pour des modèles d'évolution paléogéographique.....</i>	<i>135</i>

4.3.2.2.2. <i>Les apports des connaissances du cycle messino/pliocène à la connaissance fondamentale des formes élémentaires du karst : implications spéléogéniques et paléogéographiques</i>	136
4.3.3. L'approche croisée de la géomorphologie et de niveaux repères souterrains et de surfaces : validation du modèle d'évolution «per ascensum» de la spéléogénèse des gorges de l'Ardèche ?	140
4.4. DISCUSSION SUR L'ORIGINE DES PROBLÈMES RENCONTRÉS POUR LA CORRÉLATION DES MODÈLES ISSUS DE L'ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE DE L'ENDOKARST ET DES MODÈLES GÉODYNAMIQUES DE SURFACE	142
4.5. L'APPORT DES CONNAISSANCES GÉOMORPHOLOGIQUES DE L'ENDO ET DE L'EXOKARST POUR RÉPONDRE AUX QUESTIONNEMENTS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES GORGES DE L'ARDÈCHE	144
CHAPITRE 5 - SPÉLÉOGENÈSE DES CAVITÉS DES GORGES DE L'ARDÈCHE. LES APPORTS DE L'ANALYSE 3D POUR L'ÉTUDE DES FORMES ÉLÉMENTAIRES DE L'ENDOKARST.	149
5.1. LA MULTIPLICITÉ DES FORMES ET DES FORMATIONS ENDOKARSTIQUES : LE REFLET D'UNE ÉVOLUTION SPÉLÉOGENIQUE COMPLEXE.	152
5.1.1. La spéléogénèse syngénétique	152
5.1.1.1. <i>Les formes syngénétiques</i>	152
5.1.1.2. <i>Les formations synchrones à l'établissement des formes syngénétiques</i>	154
5.1.1.3. <i>Les formations postérieures à l'établissement des formes syngénétiques</i>	154
5.1.2. La spéléogénèse paragénétique	155
5.1.2.1. <i>Les formes paragénétiques</i>	156
5.1.2.2. <i>Les formations sédimentaires concomitantes au creusement paragénétique</i>	158
5.1.3. La complexité de la répartition spatiale des formes et formations endokarstiques	159
5.1.3.1. <i>La dispersion des formes paragénétiques et syngénétiques : une dissymétrie rive droite /rive gauche</i>	159
5.1.3.2. <i>Un étagement des morphologies paragénétiques ?</i>	160
5.1.3.3. <i>La géométrie des formations sédimentaires</i>	162
5.1.3.3.1. <i>Une topographie des sols perturbée : le rôle fondamental du processus de soutirage</i>	162
5.1.3.3.2. <i>Une topographie plane des sols : le rôle de mise en charge temporaire des galeries</i>	164

5.2. LES APPORTS DE L'ANALYSE 3D DE LA STRUCTURE GÉOMÉTRIQUE DES FORMES ET DES FORMATIONS ENDOKARSTIQUES	165
5.2.1. Les apports de l'analyse 3D à la connaissance morphogénique des banquettes limites de remplissages.	165
5.2.1.1. <i>Hypothèses sur la morphogenèse d'une banquette limite de remplissage.....</i>	<i>166</i>
5.2.1.2. <i>La lasergrammétrie : un support pertinent d'analyse géométrique et géomorphologique des banquettes limites</i>	<i>168</i>
5.2.1.3. <i>Les banquettes limites : témoins de paléo remplissages sédimentaire.....</i>	<i>170</i>
5.2.1.4. <i>De la détermination des paléo débits à l'aven d'Ornac au contexte paléogéographique</i>	<i>176</i>
5.2.2. Une morphogenèse paragenétique en contexte épinoyé : le paragenétisme d'inondation.	181
5.2.2.1. <i>Les hypothèses morphogéniques</i>	<i>182</i>
5.2.2.2. <i>Les modèles 3D lasergrammétiques : un support pertinent d'analyse géométrique et géomorphologique des morphologies paragenétiques de voûtes et de paroi</i>	<i>184</i>
5.2.2.3. <i>Les pendants de voûtes de la grotte Chauvet : une morphogenèse où prévalent les faiblesses lithologiques</i>	<i>184</i>
5.2.3. Les apports de l'analyse de modèles 3D à la connaissance des processus d'évacuation des sédiments endokarstiques	190
5.2.3.1. <i>Le processus de soutirage : un fonctionnement contraint par la géométrie initiale des conduits karstiques ?.....</i>	<i>190</i>
5.2.3.2. <i>Le fonctionnement actuel du processus de soutirage en grotte : les apports de l'analyse 3D des stalagmites translitées</i>	<i>191</i>
5.2.3.3. <i>Analyse spatiale du processus de soutirage. Les apports de l'analyse 2.5D d'un ensemble de données 3D.....</i>	<i>196</i>
5.2.4. Conclusion	207
5.3. RECONSTITUTIONS SPÉLÉOGÉNIQUES DES CAVITÉS DES GORGES DE L'ARDÈCHE	207
5.3.1. Reconstitutions spélogéniques des réseaux syngénétiques.....	208
5.3.1.1. <i>Etude spélogénique du réseau des Fées.....</i>	<i>208</i>
5.3.1.2. <i>Etude spélogénique de la Goule de Foussoubie.</i>	<i>211</i>
5.3.1.2.1. <i>L'organisation spatiale des drains de la goule de Foussoubie</i>	<i>213</i>
5.3.1.2.2. <i>Des enregistrements morpho-sédimentaire de différentes phases d'érosion</i>	<i>214</i>
5.3.1.2.2. <i>Reconstitution spélogénique de la goule de Foussoubie</i>	<i>217</i>
5.3.1.2.3 <i>Les apports de l'étude spélogénique des conduits syngénétiques.....</i>	<i>219</i>
5.3.2 Reconstitutions spélogéniques des réseaux paragenétiques creusés dans la zone noyée du karst.....	220
5.3.2.1 <i>Les cavités des Huguenots et de Cayre-Crêt</i>	<i>220</i>
5.3.2.2 <i>Evolution spélogénique de l'aven d'Ornac</i>	<i>223</i>

5.3.2.3. <i>La cavité de l'aven Double</i>	226
5.3.3. Reconstitutions spéléogéniques des réseaux paragénétiques d'inondation creusés dans la zone épinoyée du karst.	229
5.3.3.1. <i>Un panorama des formes et des formations endokarstiques des réseaux spéléologiques au environ de 180/200 m NGF</i>	229
5.3.3.1.1. <i>Des formes de corrosion paragénétiques</i>	230
5.3.3.1.2. <i>La richesse des formations endokarstiques</i>	231
5.3.3.1.2.1. <i>Les dépôts fluviatiles</i>	231
5.3.3.1.2.2. <i>Les formations carbonatées</i>	236
5.3.3.1.2.3. <i>Questionnements à propos de l'évolution spéléogéniques des cavités à 180/200 m NGF</i>	237
5.3.3.2. <i>Etude géomorphologique de l'ensemble spéléologique à 180/200 m NGF</i>	237
5.3.3. Reconstitutions spéléogéniques du niveau karstique à 180/200 m NGF	241
5.3.3.1. <i>Scénario d'évolution spéléogénique</i>	241
5.3.3.2. <i>Discussion du scénario d'évolution spéléogénique des cavités à 180/200 m NGF</i>	243
5.3.4. Conclusions sur l'étude spéléogénique des cavités du secteur d'étude.	247
5.4. CONCLUSIONS	248
CHAPITRE 6 - RECONSTITUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES	
DES GORGES DE L'ARDÈCHE. LES APPORTS DE L'ANALYSE 3D	
POUR L'ÉTUDE DE LA KARSTOGENÈSE ET DES EMBOITEMENTS	
GÉOMORPHOLOGIQUES	251
6.1. APPORTS DE L'ANALYSE 3D À LA CONNAISSANCE	
DU PROCESSUS DE KARSTIFICATION	254
6.1.1. Typologie des galeries analysées	255
6.1.2. Analyse géostatistique des drains karstiques à l'échelle du massif : méthode et discrétisation des données	256
6.1.3 Résultats de l'analyse 3D	259
6.1.3.1 <i>L'influence de la structure géologique dans la géométrie des drains karstiques</i> 259	
6.1.3.2 <i>Mise en évidence, dans le réseau de Foussoubie, d'horizons d'inception favorisant la karstification</i>	262
6.1.3.3. <i>Niveau de base, chemin de drainage et coût énergétique : l'origine de la géométrie du karst</i>	266
6.1.4. Discussion	268

6.2. APPORTS DE L'ANALYSE DE L'ÉTAGEMENT KARSTIQUE ET DES SURFACES GÉOMORPHOLOGIQUES À LA CONNAISSANCE DU RELIEF	269
6.2.1. L'étagement des galeries dans les gorges de l'Ardèche : géométrie, datations et questionnements	269
6.2.1.1. <i>Un étagement spéléologique dissymétrique entre les deux rives de l'Ardèche....</i>	270
6.2.1.2. <i>Un contexte de karstification différenciée entre l'amont et l'aval de l'Ardèche.</i>	271
6.2.2. Emboitements des structures de drainage endokarstiques et superficielles : les apports de l'étude géomorphologique et de la visualisation 3D	276
6.2.2.1. <i>Emboitement des structures endokarstiques horizontales et verticales.....</i>	276
6.2.2.2. <i>L'emboitement des structures de drainage superficielles et endokarstiques : approche géomorphologique.....</i>	281
6.2.2.2.1. <i>Emboitement des structures karstiques par rapport à la surface SA2 en rive droite.....</i>	281
6.2.2.2.2. <i>Emboitement des structures karstiques par rapport à la surface S2 en rive gauche</i>	284
6.2.3. Conclusions sur l'étude de l'étagement karstique et des emboitements géomorphologiques des structures de drainage	287
6.3. SCÉNARIO D'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES GORGES DE L'ARDÈCHE	289
6.3.1. Les niveaux repères chrono-stratigraphiques	289
6.3.1.1. <i>Les niveaux repères dans la vallée du Rhône</i>	290
6.3.1.2. <i>La datation des sédiments dans les grottes de la Basse Ardèche</i>	292
6.3.2. Karstification et évolution géomorphologique des gorges de l'Ardèche	294
6.3.2.1. <i>La surface d'aplanissement à 260 m NGF, témoin de la surface d'abandon pliocène ?.....</i>	294
6.3.2.2. <i>La surface d'aplanissement à 260 m NGF : un témoin du fonctionnement en poljé d'un paléo-karst de l'Ardèche ?.....</i>	295
6.3.2.3. <i>Chronologie de la mise en place du drainage endokarstique.</i>	300
6.3.3. Reconstitution paléogéographique du Bas Vivarais calcaire.....	304
6.3.3.1. <i>La période pré-messinienne : paléogéographie ardéchoise et première phase de karstification.....</i>	304
6.3.3.1.1. <i>Paléogéographie pré-messinienne</i>	304
6.3.3.1.2. <i>Caractérisation géométrique et reconstitution de surfaces géomorphologiques</i>	305
6.3.2. Le cycle messino-pliocène : caractérisation d'une intense période de karstification suivie d'une longue période de dysfonctionnement du drainage karstique.....	307
6.3.2.1. <i>Impact de la crise de salinité messinienne sur l'évolution des reliefs de la basse Ardèche.....</i>	308
6.3.2.1.1. <i>Un creusement du canyon de l'Ardèche modéré.....</i>	308
6.3.2.1.2. <i>Une karstification en lien avec l'incision du Rhône.</i>	308

6.3.2.2. <i>Impact de la remise en eau pliocène.</i>	310
6.3.2.2.1. <i>L'ennoisement des drains de l'endokarst sous la cote altitudinale 130 m NGF</i>	311
6.3.2.2.2. <i>Le dysfonctionnement du drainage endokarstique et la genèse concomitante de la surface d'aplanissement SA 2</i>	313
6.3.3. Le Quaternaire : aboutissement du paysage actuel du canyon de l'Ardèche et nouvelle phase de karstification.	314
6.3.3.1. <i>La mise en place d'un nouveau réseau de drainage aérien : le canyon de l'Ardèche</i>	314
6.3.3.2. <i>La mise en place des structures de drainages endokarstiques actuelles</i>	315
6.4. DISCUSSION ET CONCLUSIONS	317
CONCLUSIONS DE LA PARTIE II	249
PARTIE III - RECONSTITUTION DE LA FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET : APPORTS DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE, DES MODÈLES 3D ET DES ISOTOPES COSMOGÉNIQUES DU ³⁶CL	319
INTRODUCTION	321
CHAPITRE 7 - MODALITÉS DE FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET : LES APPORTS DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE	325
7.1. LA COMBE D'ARC, LE PONT D'ARC ET LA GROTTTE CHAUVET	328
7.1.1. <i>Le contexte géographique et topographique</i>	328
7.1.2. <i>Description de la zone d'entrée</i>	330
7.1.3 <i>La cartographie géomorphologique : un support d'analyse pertinent pour l'étude du dépôt d'écroulement</i>	337
7.2 RÉSULTATS DE L'ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DU DÉPÔT D'ÉCROULEMENT	338
7.2.1. <i>Données morphogéniques issues de la cartographie de l'éboulis interne</i>	338
7.2.2. <i>Les données morphogéniques issus de l'étude du dépôt d'écroulement externe. Identification d'un ancien prolongement de la grotte Chauvet</i>	341
7.3 IDENTIFICATION DE SURFACES GÉOMORPHOLOGIQUES REPÈRES ET ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DE LA ZONE D'ENTRÉE DE LA GROTTTE CHAUVET	344
7.4 CONCLUSIONS	345

CHAPITRE 8 - RECONSTITUTION 3D DE L'ENTRÉE NATURELLE DE LA GROTT CHAUVET ET DYNAMIQUE DE FERMETURE : LES APPORTS DE LA MODÉLISATION 3D	347
8.1. ACQUISITION DES DONNÉES 3D	350
8.2. ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA NICHE D'ARRACHEMENT : LES APPORTS DES DONNÉES 3D	352
8.2.1. La niche d'arrachement	352
8.2.2. Analyse morphologique de la niche d'arrachement.....	353
8.2.3. Reconstitution de l'écaille et calcul du volume écroulé.	355
8.3. LES APPORTS DE LA MODÉLISATION 3D COUPLÉE À LA GÉOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE.....	358
8.3.1. Les apports de l'analyse géomorphologique 3D dans la compréhension de la mise en place et de l'évolution du dépôt d'écroulement	358
<i>8.3.1.1. Les apports de l'approche géomorphologique 3D dans la compréhension de la structure géométrique du dépôt d'écroulement</i>	<i>358</i>
<i>8.3.1.2. Le dépôt d'écroulement, une topographie stable dans le temps ?</i>	<i>360</i>
8.3.2. Reconstruction 3D des surfaces géomorphologiques pré-écroulement. Les apports de la modélisation 3D	360
8.3.2.1. Hypothèses topographiques des sols et de voûtes du paléo-porche d'entrée de la grotte Chauvet.....	361
8.3.2.1.2. <i>Reconstruction topographique des voûtes du porche d'entrée ante écroulement</i>	<i>361</i>
8.3.2.1.2. <i>Reconstruction topographique du sol du porche d'entrée de la grotte Chauvet</i>	<i>363</i>
8.3.2.2. Modélisation 3D du paléo porche d'entrée de la grotte Chauvet : représentation 3D et géomorphologie quantitative	365
8.3.2.3. Calcul du volume de roche obstruant l'entrée naturelle : les apports du modèle 3D à la connaissance de la dynamique de fermeture	366
8.3.3. Apports des simulations de chutes de blocs en 3D pour l'étude de la fermeture de la grotte Chauvet	368
8.3.3.1. <i>Les modèles de trajectographie</i>	<i>370</i>
8.3.3.2. <i>La méthode des éléments discrets</i>	<i>372</i>
CONCLUSIONS	374

CHAPITRE 9 - CHRONOLOGIE ET ÂGE DE FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET : IMPLICATIONS ARCHÉOLOGIQUES. LES APPORTS DES ISOTOPES COSMOGÉNIQUES ET DE LA MODÉLISATION 3D	379
9.1. LE CADRE CHRONOLOGIQUE DES FRÉQUENTATIONS HUMAINES ET ANIMALES DANS LA GROTTTE CHAUVET : L'ENJEU DE LA DATATION DE LA FERMETURE DE L'ENTRÉE	382
9.2. CONCEPTS ET PRINCIPE DE DÉTERMINATION DES ÂGES D'EXPOSITION DES ROCHES .	385
9.2.1. Le rayonnement cosmique	386
<i>9.2.1.1. Le rayonnement primaire et secondaire</i>	<i>386</i>
<i>9.2.1.2. La réaction nucléaire issue du rayonnement cosmique dans l'atmosphère</i>	<i>386</i>
9.2.2. La production in situ du ³⁶Cl.....	388
<i>9.2.2.1. La production des nucléides cosmogéniques par spallation</i>	<i>388</i>
<i>9.2.2.2. La production muonique de nucléides cosmogéniques</i>	<i>389</i>
<i>9.2.2.3. La production des nucléides cosmogéniques par des neutrons thermiques et épithermiques.....</i>	<i>390</i>
<i>9.2.2.4. La production des nucléides cosmogéniques par désintégration de ²³⁵U.....</i>	<i>390</i>
9.2.3. Le taux de production du ³⁶Cl : définition et ajustement spatial et temporel	390
<i>9.2.3.1. Les effets du géomagnétisme terrestre</i>	<i>391</i>
<i>9.2.3.2. Le taux de production à la position de référence SLHL</i>	<i>392</i>
<i>9.2.3.3. Les effets topographiques multi échelles sur le taux de production du ³⁶Cl</i>	<i>393</i>
<i>9.2.3.4. Les effets de l'érosion sur la production de ³⁶Cl.....</i>	<i>393</i>
9.3. LA DATATION DE L'ESCARPEMENT CALCAIRE DE LA GROTTTE CHAUVET : STRATÉGIE D'ÉCHANTILLONNAGE ET PROCÉDURE D'EXTRACTION CHIMIQUE.....	395
9.3.1. L'échantillonnage sur la paroi calcaire	395
<i>9.3.1.1. Stratégie d'échantillonnage</i>	<i>395</i>
<i>9.3.1.2. Échantillonnage complémentaire pour contraindre le taux de production.....</i>	<i>396</i>
9.3.2. L'extraction chimique du ³⁶Cl d'un échantillon calcaire	399
9.3.3. Détermination du coefficient d'écrantage topographique et du facteur d'échelle dans le calcul du taux de production.....	401
9.3.4. La détermination de l'héritage en ³⁶Cl et de l'érosion	402
<i>9.3.4.1. La détermination de l'héritage.....</i>	<i>402</i>
<i>9.3.4.2. Le calcul de l'érosion</i>	<i>403</i>
9.4. LA DATATION DE LA FERMETURE DE LA GROTTTE CHAUVET : L'APPORT DES NUCLÉIDES COSMOGÉNIQUES	403
9.4.1. Taux de production, coefficient d'écrantage et concentration héritée	403
9.4.2. Calcul des âges d'exposition	404

9.4.3. Scénario de fermeture de la grotte Chauvet et implications sur les fréquentations humaines et animales	405
9.4.3.1. La chronologie de la fermeture de la grotte	405
9.4.3.1.1. Implications pour la connaissance du processus d'écroulement.....	405
9.4.3.1.2. Implications archéologiques.....	408
9.4.3.2. Reconstitution de la fermeture du porche d'entrée.....	408
CONCLUSIONS.....	412
CONCLUSIONS DE LA PARTIE III	413
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	415
BIBLIOGRAPHIE.....	425
ANNEXES	441
TABLE DES MATIÈRES.....	455
TABLE DES FIGURES	467
TABLE DES TABLEAUX.....	481

TABLE DES FIGURES

Figure 1.1 - Schéma des paramètres et des facteurs interagissant dans le processus de karstification et de l'évolution du système karstique (in, Nehme, 2013, modifié d'après Mangin A., 1975).	25
Figure 1.2 - Exemple de l'intérêt des modèles 3D dans la compréhension de la karstification. La figure illustre le rôle de cet outil dans l'identification de l'influence du contexte géologique dans l'établissement de la géométrie des structures karstiques à l'échelle du système. (exemple du Siebenhengste Cave System, in Filipponi, 2009)	30
Figure 2.1 - Illustration des différents supports de représentation et de visualisation d'un objet d'étude.	42
Figure 2.2 - Pierre Chevalier (à gauche) présente la maquette du réseau souterrain de la Dent de Crolles. Séance de travail dans la cour de la maison Delarue (Archives de l'Ecole Française de Spéléologie) St-Pierre-de-Chartreuse (Isère) – 1952.	43
Figure 2.3 - Représentation 3D d'un système karstique via le logiciel de topographie spéléologique Toporobot. Exemple du système du Siebenhengste (in Filipponi, 2009) qui représente 159 km de conduits souterrains.	45
Figure 2.4 - Discrétisation spéléologique à maille métrique à décimétrique et visualisation 3D sur des gammes de logiciels dédiés à la spéléologie (ici Visual Topo). Procédure topographique classique en milieu souterrain. L'opération consiste à transformer l'axe du conduit en squelette 3D. Les informations de largeur et de hauteur assimilent de fait les sections des drains du karst à une suite de rectangles. La maille de cette opération de discrétisation oscille généralement entre 1 et 20 m ce qui est satisfaisant pour un travail à petite échelle (in Jaillet et al. 2011).	47
Figure 2.5 - Densité de fréquence des longueurs de visées entre chaque station topographique. Ce graphique synthétise l'ensemble des données spéléométriques disponibles sur le secteur du système de Foussoubie (Goule et évent). Noter les biais à 10 et 20 m du sans doute à l'usage fréquent d'un décimètre et d'un double décimètre, déroulé entièrement.	49
Figure 2.6 - Densité de fréquence des longueurs de visées entre chaque station topographique. Ce graphique synthétise l'ensemble des données spéléométriques disponibles sur le secteur de la grotte Chauvet.	49
Figure 2.7 - Visualisation 3D de réseaux karstiques. Cinq réseaux spéléologiques différents sont représentés. Ce mode de visualisation permet de mettre en relation simultanément différents objets karstiques dans un même environnement géographique.	51
Figure 2.8 - Organigramme de la méthodologie utilisée pour la construction du modèle géologique 3D.	54
Figure 2.9 - Comparaison de profils topographiques réalisés par différents maillages interpolés à partir des 3 MNT. Un effet de lissage existe sur le maillage B à proximité de rupture de pente. Les zones à la topographie peu accidentée sont moins affectées par cet effet de lissage.	55
Figure 2.10 - Distribution des écarts entre le profil de référence A (MNT A) et les profils B (MNT B) et C (MNT B+C). La distribution normale de ces écarts tend à se resserrer (histogramme B à droite) après l'intégration de points de contrainte issus de la digitalisation des courbes de niveaux à partir de la carte topographique géo-référencée.	55
Figure 2.11 - Mise en correspondance des informations géologiques (à gauche) et topographique (à droite). La bonne continuité entre les traits de parois ou les infrastructures routières sont de bons indices pour évaluer la qualité du géoréférencement d'une couche par rapport à une autre.	57
Figure 2.12 - Extrait de la carte géologique de Bourg-Saint-Andéol représenté en 2,5D. C'est la projection des polygones 2D des affleurements des terrains géologiques sur cette représentation qui permet de récupérer l'altimétrie de chaque sommet.	58
Figure 2.13 - Procédure d'intégration des coupes géologiques dans un modèleur 3D pour la constitution du modèle 3D complet du massif karstique.	59
Figure 2.14 - Schéma illustrant les résultats de l'interpolation d'un nuage de points (en rouge) en utilisant le krigeage (surface bleue) et la triangulation de Delaunay (surface jaune). La géométrie de la surface obtenue par krigeage s'apparente à la déformation d'une grille sur des points de contrôle. Les sommets de cette grille ne correspondent pas aux points du nuage et la modélisation de la surface s'étend au delà du périmètre du nuage de points. La géométrie de la surface obtenue par triangulation est plus anguleuse et correspond strictement à la géométrie du nuage de points. Les sommets des triangles composant le maillage peuvent (mais pas systématiquement) correspondre aux points du nuage.	60
Figure 2.15 - Modélisation par krigeage du toit de la surface géologique N4bU (Barrémien supérieur). Les isohypses sont exprimées en mètres.	61

- Figure 2.16** - Vue 3D synthétique du système de Foussoubie dans son contexte topographique, géologique et géomorphologique. L'analyse morphologique 3D permet d'identifier le rôle des contacts géologiques sur l'organisation des conduits. 62
- Figure 2.17** - Vue 3D de la grotte Chauvet et des grottes environnantes dans son compartiment géologique. 62
- Figure 2.18** - Mise en œuvre des relevés lasergrammétrique sur le terrain. L'utilisation d'un Lidar longue portée ILRIS Optech est privilégiée dans un contexte où les objets à relever sont distants de plus 40 m ou dont la géométrie ne permet pas un accès direct. C'est le cas de l'escarpement calcaire surplombant la grotte Chauvet (photo du haut) ou du cône d'éboulis d'Ornac scannée ici depuis le haut du puits de l'entrée naturelle de l'aven d'Ornac (photo du bas) (clichés Benjamin Sadier, Stéphane Jaillet) 64
- Figure 2.19 a et b** - Mise en œuvre des relevés lasergrammétrique sur le terrain. L'utilisation ici d'un lidar courte portée à décalage de phase (ici Leica HDS 6000) est privilégiée pour la mesure des drains et des formes de l'endokarst. En effet son fonctionnement en dôme à 360 degré facilite le relevé d'une section complète d'une galerie (clichés : Stéphane Jaillet) 66
- Figure 2.20** - Schéma illustrant l'effet de masque produit par le blocage du faisceau laser par différents objets dans la scène de scan. Cet effet nécessite la multiplication des stations de mesures. 67
- Figure 2.21** - Extrait du processus de consolidation des nuages de points. Chaque couleur représente un nuage de points différents. Celui qui apparaît en bleu représente la scène globale sur laquelle nous avons recalé l'ensemble des points de vue... 69
- Figure 2.22** - Levés lasergrammétriques sur le terrain. On identifie le dispositif méthodologique employé pour effectuer une consolidation en utilisant des points d'appariement commun entre chaque station de scan. Les sphères constituent les points d'appuis. La station topographique (à droite) est utilisée pour l'orientation au nord. L'horizontal du plan XY peut être assigné soit au moyen d'un levé topographique par polygonation des points d'appuis, soit en utilisant la fonction de compensation horizontale du scanner (à gauche), si celle-ci est disponible. Les sphères (ici blanches) sont présentes dans la scène de scan. (Cliché Stéphane Jaillet). 69
- Figure 2.23** - Illustration du filtrage de la végétation d'un nuage de point brut. Ce travail est indispensable à la constitution d'un maillage triangulé correct ici du sol au pied de la paroi. 72
- Figure 2.24** - Illustration du résultat du maillage utilisant l'algorithme de maillage de la triangulation de Delaunay 2D. La triangulation se réalise selon un axe de projection, généralement le z, et cette méthode s'avère totalement inadaptée pour restituer la géométrie d'objets fermés comme une grotte par exemple. 74
- Figure 2.25** - Etapes de la construction de maillage dans le logiciel 3DReshaper en partant de nuages de points d'objets 3D (ici une section de cavité). On part du nuage de point pour construire un maillage grossier mais correct. Celui-ci est raffiné en reprenant le nuage de point. Le processus est réalisé par étape et contrôlé visuellement par l'opérateur. 75
- Figure 2.26** - Amélioration du maillage par suppression des faces « non-manifold » (1), croisées (2), redondantes (3), allongées (4) et instables ou inversées (5) (in, Jaillet et al., 2011) 76
- Figure 2.27** - Schéma du protocole expérimental de mesure mis en œuvre au laboratoire EDYTEM. Les sphères de référencement sont disposées de façon à ne pas créer d'ambiguïté pour l'algorithme de calcul des solutions topographiques. La stalagmite est d'abord mesurée depuis toutes les positions à l'état brut puis scannée une seconde fois après application d'une peinture opacifiante. 78
- Figure 2.28** - Le profil en coupe et en plan fait apparaître que la déformation topographique n'est pas uniforme sur l'ensemble de la stalagmite. Cependant la comparaison des mesures de diamètre sur le modèle de calcite (en rouge) par rapport aux diamètres mesurés sur le modèle de référence peint (en bleu) montre que les proportions morphologiques perpendiculaires à l'axe du scanner sont conservées. 79
- Figure 2.29** - Relation linéaire existant entre les mesures de diamètre effectuées à la fois sur le modèle 3D scanné sur calcite et sur le modèle 3D de référence scanné sur la stalagmite opaque. Le coefficient de corrélation linéaire passant par l'ensemble du semis de points est de 0,94 montrant que la géométrie générale du nuage est bien conservée. 79
- Figure 2.30** - Comparaison de quatre sections horizontales de la partie sommitale de la stalagmite (vue en plan). L'écart de tous les profils par rapport au modèle de référence est d'environ de 3 cm. Il est constant quelque soit la distance d'acquisition du nuage. 80
- Figure 2.31** - A gauche, photo prise en lumière ambiante (couleurs naturelles de la concrétion). Au centre, comparaison de deux profils topographiques : en rouge, celui correspondant à un relevé lasergrammétrique sur la calcite, en bleu un relevé lasergrammétrique sur le même objet mais recouvert d'une pellicule de peinture opacifiante et constituant la référence. A droite, une photographie prise dans le noir avec une source de lumière provenant de l'arrière la diffusion de lumière dans la stalagmite. L'opacité de la calcite mesurée joue un rôle important dans l'erreur de mesure. On identifie ici 3 seuils géométriques entre l'écartement du profil topographique mesuré (en rouge) par rapport au profil de référence (en bleu). Ces seuils semblent corrélés à l'opacité de la calcite plus qu'à sa couleur. 81

Figure 3.1 - <i>Projet d'architecte de l'Espace de restitution qui comprendra cinq bâtiments éclatés sur 8 hectares. © illustration agence Fabre et Speller - Atelier 3A</i>	87
Figure 3.2. - <i>Le morphing numérique est un procédé permettant de déformer la structuration de la grotte et de réagencer les différentes salles tout en conservant la composition initiale. A noter qu'il était prévu de doubler la galerie des mégacéros et des lions pour permettre aux visiteurs de s'y attarder (Conseil général de l'Ardèche, 2001 a, p. 6 ; in Malgat et al., 2012).</i>	90
Figure 3.3 - <i>Procédé de restitution de la copie via l'identification et le réagencement de 82 écailles préalablement sélectionnées (d'après SMERGC, 2011a, p. 32). Les portions de la grotte, appelées « écailles » et sélectionnées pour être reproduites à l'échelle 1, sont réagencées dans la copie, tout en conservant l'ordre cohérent de succession des panneaux. On peut relever la morphologie très repliée du cheminement dans l'espace de l'ERGC par rapport au cheminement à l'intérieur de la cavité SMERGC/geom. Perazio©.</i>	94
Figure 3.5 - <i>Vue du modèle 3D de l'anamorphose en direction de la Salle du Crane (Station 8 de l'anamorphose). Chaque écaille correspond à une couleur différente et les surfaces de raccordement (coutures) apparaissent en gris foncé. Dans cette salle, la surface de couture est de faible importance du fait de la structure géomorphologique de ce secteur de la grotte (régularité géométrique des sols et des voûtes).</i>	95
Figure 3.4 - <i>Schématisation du processus de réorganisation et de découpage des écailles après leur translation et leur rotation dans l'espace anamorphosé. Le processus d'anamorphose commence par la sélection des écailles dans la grotte (A), suivie par une étape de déplacement et de rotation (B) de chacun des éléments visant à compacter l'espace originel. La dernière étape (C) consiste à découper les écailles afin d'éviter leurs chevauchements tout en créant une surface de raccord (en gris sur le schéma). Ce raccord a été baptisé les surfaces de couture ou « couture ».</i>	95
Figure 3.6 - <i>Capture d'écran du modèle 3D de l'enveloppe topographique de l'espace de restitution de la grotte Chauvet. On distingue les murs du bâtiment qui englobe ce projet architectural.</i>	96
Figure 3.7 - <i>Vue en plan du modèle 3D de l'anamorphose sur lequel la carte géomorphologique a été projetée.</i>	98
Figure 3.8 - <i>Extrait du modèle 3D de l'ERGC. Vue de la station 3 vers le panneau du pendant des points (objet 3.06). On distingue sur cette vue 4 écailles différentes raccordées par une surface de couture modélisée en 3D. La résolution du maillage (triangle de 3cm de coté) permet de distinguer des objets du paysage souterrain (soutirage, concrétion, etc.)</i>	99
Figure 3.9 - <i>Extrait du modèle 3D de L'ERGC. Vue de la station 3, avec et sans la passerelle qu'emprunteront les visiteurs, vers le panneau du pendant aux points. Chaque couleur représente un faciès différents. Des figurés ponctuels ont été représenté en présence de micro formes particulières (impacts de gouttes sur l'argile) ou pour spécifier la présence d'écoulements permanents (goutte à goutte sur les spéléothèmes ou ruissellement) afin de prévoir les moyens techniques pour leur réalisation.</i>	100
Figure 3.10 - <i>Extrait du modèle 3D de L'ERGC (in Delannoy et al., 2013). Vue de la station 3, avec et sans la passerelle qu'emprunteront les visiteurs, vers le panneau du pendant aux points. Chaque portion du modèle segmentée par faciès est texturée d'un code couleur afin de faciliter sa lecture. Les panneaux ornés sont texturés avec des photographies afin d'augmenter le réalisme.</i>	100
Figure 3.11 - <i>Le travail consiste à mesurer sur le terrain la couleur avec un spectrophotomètre (entre 10 et 15 mesures) et à relever la valeur avec un code Munsell (Soil color charts). Ci-dessus, mesure sur calcite claire, dans la salle Hillaire - cliché Stéphane Jaillet).</i>	101
Figure 3.12 - <i>Echelle de valeur colorimétrique relevée par spectro-photomètre (code LAB) et avec le code Munsell. Les valeurs L*a*b*, avec L* la clarté, qui va de 0 (noir) à 100 (blanc) ; a* la gamme de l'axe rouge (valeur positive) à vert (négative) en passant par le gris (0) et b* la gamme de l'axe jaune (valeur positive) à bleu (négative) en passant par le gris (0). Le code Munsell, est composé de Munsell C (Hue, Value et Chroma).</i>	102
Figure 3.13 - <i>Comparaison des valeurs colorimétriques obtenues à chaque point d'un secteur par lecture du code Munsell (valeurs inscrite sous la photographie) et par mesure au spectrophotomètre (valeur du tableau). On voit après conversion des valeurs LAB et valeurs HVC que celles-ci convergent vers les mêmes résultats (extrait rapport Delannoy et al., 2011).</i>	102
Figure 3.14 - <i>Fiche restituant les informations colorimétriques pour chaque écaille. Chaque dominante chromatique a été délimitée sur l'écaille 3D de l'anamorphose. Son emprise a été redessiné sur la carte géomorphologique (en haut à gauche) Les points de mesure indique la où le spectrophotomètre et/ou le code Munsell a été apposé.</i>	103
Figure 4.1 - <i>Localisation des cavités décrites sur une représentation du relief du Bas Vivarais calcaire. Les courbes de niveaux ont une équidistance de 50 mètres. Les ronds blancs représentent des lieux dits, les étoiles jaunes localisent les entrées des cavités les plus importantes de ce secteur et dont certaines sont décrites et étudiées dans ce travail.</i>	114
Figure 4.2 - <i>Vue de méandre fossile de la Combe d'Arc (1) et du cirque de la Madeleine (2) dans les gorges de l'Ardèche (clichés : Stéphane Jaillet)</i>	115

- Figure 4.3** - Extrait de la carte géologique au 1/250000 (Rouire et al., 1980) et au 1/50000 (Pascal et al., 1989). L'ensemble des traits (noir et pointillé) représente les profils géologiques à partir desquels ont été modélisées les surfaces géologiques 3D. Les profils en pointillés correspondent aux profils géologiques présentés en figure 4.4 116
- Figure 4.4.** - des profils en figure 4.3) 118
- Figure 4.5** - Etagement des cavités dans les gorges de l'Ardèche. Le trait noir représente le profil topographique projeté du talweg de l'Ardèche avec une pente moyenne de 0,1%. Il apparaît que les cavités s'organisent sur le niveau de l'Ardèche stabilisé. 121
- Figure 4.6** - Localisation des surfaces d'aplanissement du Bas Vivarais calcaire. La surface d'aplanissement à 400 m NGF est reportée en rouge, celle située à la cote 250 m NGF est reportée en jaune. Les étoiles matérialisent la position des entrées des cavités les plus importantes. Les lignes en tiret jaune trace les voûtes synclinales et les lignes en croix tracent les voûtes anticlinales. 123
- Figure 4.7** - Le Saleyron et les gorges de l'Ardèche au droit du Pas de Mousse. Vue vers le sud-ouest depuis la route touristique des gorges. On voit la structure anticlinale des assises calcaires (pendage en rouge) compliquée par le jeu tectonique des failles des terminaisons septentrionales du fossé d'Alès (en jaune). Les surfaces de 400 et de 260 m sont identifiées. Les flèches bleues matérialisent l'hypothèse d'un paléo écoulement de l'Ardèche qui contournait le Saleyron (cliché : Stéphane Jaillet ; in Jaillet et al. 2004). 124
- Figure 4.8** - Relevés géomorphologiques dans le secteur du Tiourre et du ruisseau de Pisse vieille 127
- Figure 4.9** - Photo illustrant le caractère déconnecté du vallon de Combe Longue par rapport au méandre de la Combe d'Arc. Le surcreusement entre 180 et 170 mètres est attribué à l'érosion consécutive à l'abaissement du niveau de base. Ce surcreusement est lui même entaillé d'un canyon témoignant des remises en eaux temporaires de ce vallon lors d'épisodes pluvieux exceptionnels. 128
- Figure 4.10** - Profil en long du cours d'eau non pérenne de la Planche (à l'aplomb du réseau de Foussoubie) en rive droite de l'Ardèche. La reconstruction du profil théorique d'équilibre de ce vallon permet d'identifier des paléo altitudes de niveau de base stable de l'Ardèche (d'après Gombert 1988, modifié). 129
- Figure 4.11** - Corrélation des modèles géodynamiques des gorges de l'Ardèche (Gombert, 1988) et de la vallée du Rhône (Clauzon, 1982) avec le modèle spéléogénique issu de l'étude géomorphologique de la grotte Chauvet (Delannoy et al. 2004). 137
- Figure 4.12** - Différence de fonctionnement d'un puits vadose (puits méandre) et d'un puits-cheminée (in Mocochain et al., 2006). 138
- Figure 4.13** - Corrélation du modèle d'évolution spéléogénique de Mocochain (2009) avec les modèles existant et le modèle géodynamique du Rhône (Clauzon, 1982, 1996. Les différents niveaux de stabilité du niveau de base dans le modèle Mocochain ont été définis à partir des altitudes des réseaux de Saint Marcel d'Ardèche (SMA) I et II, réseau de la grande boucle (GB) et le réseau supérieur (SMA supérieur)..... 139
- Figure 4.14** - Courbe d'évolution du niveau de base (modèle Mocochain en tiret noir) calibré par les datations d'enfouissement des sédiments échantillonnés dans chacun des étages karstiques. Les points rouges correspondent aux datations d'enfouissement assorties de leur barre d'erreur. Les colonnes grises et blanches correspondent aux périodes paléo-magnétiques normales et inverses. L'intersection des périodes paléo-magnétiques de chaque échantillon avec la barre d'erreur de son âge donne la possibilité de plusieurs périodes restreintes pour chaque échantillon. Par exemple l'échantillon de l'aven du Cadet a 4 périodes chronologiques possibles. L'image de droite correspond à la courbe d'évolution calibrée (en trait plein noir) et les âges retenus pour chaque échantillon (d'après Tassy et al. 2013). 141
- Figure 4.15** - Topographie et localisation des réseaux karstiques qui ont fait l'objet de recherches géomorphologiques 3D dans ce mémoire de recherche. 147
- Figure 5.1** - En amont du Carrefour du 14 juin, dans la Goule de Foussoubie, la galerie SCUCL est un tube d'environ 4 m de diamètre, incisé en trou de serrure. L'incision va grandissante à mesure que l'on progresse vers l'aval et le conduit atteint une hauteur de près de 8 m pour une largeur de 3 à 5 m environ. Toute cette zone est marquée par une dynamique d'incision et d'érosion régressive caractérisée par des morphologies de marmitage et d'abrasion des parois. (Photo S. Jaillet.) 153
- Figure 5.2** - Nappe de galets dans une galerie de la goule de Foussoubie (photographie : S. Jaillet) 154
- Figure 5.3** - Panel de morphologies paragenétiques présentes sur le terrain. Pendant de voûtes spectaculaires (A et C) et formes d'érosion à la topographie « molle » (D). Notez l'étagement des banquettes limites de remplissages (B). (Clichés A et C : S. Caillaud, cliché B : S. Jaillet, cliché D : J.M. Geneste) 157

Figure 5.4 - Représentation schématique en plan et en coupe du processus paragénétique et des hypothèses de l'évacuation des sédiments accumulés pendant le processus de creusement de la grotte. C'est la combinaison de l'aggradation et de l'évacuation qui génère les grands volumes karstiques aujourd'hui pénétrable (in Jaillet et al., 2007).	159
Figure 5.5 - Représentation schématique en coupe de l'organisation morphologique des cavités investiguées. Les galeries paragénétiques avec banquettes limites sont représentées en jaune, les galeries aux morphologies paragénétiques sont représentées en vert, les galeries présentant des morphologies syngénétiques sont représentées en bleu.	161
Figure 5.6 - Démantèlement des remplissages argileux par soutirage dans la grotte de Cayre cret (A, cliché S. Jaillet), l'aven d'Orgnac (B, cliché : S. Jaillet), et à l'aven double (C, cliché : M. Morvand)	162
Figure 5.7 - Sol plan dans la grotte de Cayre-crêt. La discordance angulaire entre la géométrie du sol et des banquettes limites de remplissages montre leur caractère diachrone, l'un scellant l'autre.	163
Figure 5.8 - Représentation schématique du fonctionnement hydrodynamique d'un drain karstique en milieu noyé. Dans un tube la vitesse v n'est pas constante sur la section S d'un conduit. Sur ce schéma le profil de vitesses ne tient pas compte des boucles de convection. Ce schéma de fonctionnement est construit à partir des hypothèses de Kempe (1975) basé la mécanique des fluides et d'observations en plongée (Jaillet et Lignier, 2010) dans la zone noyée du karst.....	167
Figure 5.9 - Représentation simplifiée en plan et en coupe de la dynamique d'écoulement dans un drain karstique en contexte noyé.	167
Figure 5.10 - Le contrôle géométrique de ce modèle TIN (triangulated irregular network), pour vérifier sa conformité vis-à-vis du terrain, a été réalisé en calculant (1) l'écart type du nuage de point par rapport au modèle triangulé et (2) au moyen de profils topographiques si les triangles se situaient bien au milieu du nuage de points. Sur la carte des écarts du nuage de points, autant de points du nuage se situent de part et d'autre le plan du maillage. Le nuage de points est entaché d'un bruit gaussien.	169
Figure 5.11 - Localisation de la zone étudiée dans les Salles Rouges de 'aven d'Orgnac.	169
Figure 5.12 - Banquettes limites dans la grotte de Rochas-Midroï (photo : Cazou).	170
Figure 5.13 - Ajustement de plan sur le modèle 3D à l'aven d'Orgnac.....	171
Figure 5.14 - Ajustement de plans et de cylindres à partir des banquettes limites de rive droite et de rive gauche dans les Salles Rouges de l'Aven d'Orgnac.	173
Figure 5.15 - Étagement de trois surfaces sédimentaires aggradantes reconstituées ici en 3D.	173
Figure 5.16 - Mesures de pentes (pendage du plan cf figure 5.13)) de talus et de banquettes. La corrélation de ces valeurs révèlent un lien entre le profil des banquettes actuellement observables et les paléo dimensions des talus sédimentaires dont les pentes plongaient vers le centre de la galerie.	174
Figure 5.17 - Méthodologie de mesure des zones d'accumulation sédimentaires par mesure directe sur le modèle 3D (ici une paroi des Salles Rouges de l'Aven d'Orgnac).	174
Figure 5.18 - Corrélation entre l'élargissement du drain et la pente des banquettes limites de remplissages pour chacun des trois étages de banquettes identifiées.	175
Figure 5.19 - Reconstitution d'une séquence de dépôts à partir de la géométrie des formes pariétales de banquettes limites. On constate que la morphologie des sols actuels n'est pas conforme à la géométrie originelle ce qui interroge sur les processus d'évacuation des sédiments.	176
Figure 5.20 - Schéma illustrant la mise en place du drain endokarstique de l'aven d'Orgnac par aggradation progressive de la séquence sédimentaire synchrone d'une corrosion à la voûte.	177
Figure 5.21 - Schéma illustrant l'anisotropie spatiale des vitesses d'écoulements dans un drain de la zone noyé du karst. ..	177
Figure 5.22 - Ajustement 3D de banquettes limites sur le drain de Midroï. Noter la succession aggradante des banquettes et l'augmentation de la pente au cours de l'évolution ascendante. Noter en outre la déconnexion, en fin d'évolution du conduit principal, de la dernière surface de remplissage présente uniquement dans les deux autres branches du carrefour.	179
Figure 5.23 - Cartographie des bassins versants actuels du système karstique de la goule de Fousoubie et de l'aven d'Orgnac et de la grotte de la Dragonnière.	180
Figure 5.24 - Relation entre les débits d'écoulements dans les drains noyés du karst et la surface du bassin versant (d'après Lauritzen, 1989). Les valeurs en rouge sont représentées d'après les valeurs annoncées dans Lauritzen (1989). Le point vert représente les valeurs estimées dans ce travail.	182

- Figure 5.25** - Exemple d'évolution de galerie a pendants de voûte dans un contexte en régime noyé durant un temps long (Delannoy et al, 2004) ou dans un contexte épinoyé (Palmer, 2007 (modifié)) au rythme des mises en charges de la galeries ... 183
- Figure 5.26** - Carte des reliefs en ombrage de gris des plafonds de la grotte Chauvet, profils topographiques et vue 3D (figure 5.27) d'une portion de plafond dans la salle Hillaire. Notez la part importante des morphologies liées à des effondrements (plan) dans la salle des Bauges (figure 5.28) et la salle Brunel. 185
- Figure 5.27** - Vue 3D d'une portion de la voûte dans la salle Hillaire. On note le quadrillage des chenaux qui séparent chaque pendant de voûte. Ce point de vue est impossible dans la grotte car la distance entre le sol et la voûte ne permet pas de prendre le recul nécessaire à l'observation d'un ensemble de formes. 186
- Figure 5.28** - Plafond dans la salle des Bauges. A l'arrière plan (derrière le personnage), notez les morphologies de dissolution, synchrone au creusement de la grotte. Au premier plan, notez les plafonds plans, associés à la chute de certains bancs calcaire, dont les parties effondrées émergent du sol. Cliché S. Caillaud. 187
- Figure 5.29** - Evolution des galeries depuis leur mise en place par creusement syngénétique vers un creusement paragénétique. 188
- Figure 5.30** - Les stalagmites translitées de la salle 1 d'Orgnac II présentent un coude caractéristique durant leur croissance. C'est la mobilité du sol (ici en relation avec l'activité d'un soutirage karstique) qui explique la translation de l'objet alors que l'alimentation provenant du plafond reste fixe. Photo S. Jaillet. 191
- Figure 5.31** : Typologie des stalagmites identifiées dans la salle 1 et relation avec l'activité du soutirage endokarstique (in Hajri et al., 2009). 192
- Figure 5.32** - Identification des différentes phases de croissance d'une stalagmite sur section polie. Les niveaux argileux intercalés entre deux phases de croissance stalagmitique sont interprétés comme des niveaux de mise en charge des réseaux précédant chaque phase de soutirage. 193
- Figure 5.33** - Image de gauche : vue idéale d'une stalagmite translitée et des différentes mesures extraites automatiquement du traitement informatique réalisé (coordonnées X, Y, Z) du centre de l'ellipse de base, diamètres a et b de cette ellipse, azimuth de l'axe a, hauteur E de la stalagmite, déplacement D entre base et sommet, azimuth de ce déplacement, distance géodésique. Analyse de la croissance sur une des stalagmites extraites du modèle 3D. Image de droite : La stalagmite (ou plutôt son clone numérique) est tronçonnée selon un plan horizontal mobile. Les sections extraites permettent d'analyser la variation spatiale des centroïdes des ellipses successives. On identifie ici (en coupe développée et en plan) deux phases de translation marquée par les flèches orange. Elles témoignent de la mobilité du support de la stalagmite au cours du temps, le point d'alimentation restant fixe. 194
- Figure 5.34** - Résultats cartographiques des traitements réalisés sous système d'information géographique. à gauche, les orientations des déplacements des concrétions (de la base vers le sommet) sont comparées avec l'orientation du sol, selon huit classes directionnelles. Sur cette même carte, l'orientation de l'axe A de l'ellipse de base est représentée à titre indicatif. à droite, l'importance du déplacement, cette fois du sommet vers la base (le symbole est proportionnel à ce déplacement et correctement orienté) est comparé avec la carte des pentes (5 classes exprimées en degrés) (in Hajri et al., 2009)..... 195
- Figure 5.35** - Localisation des grands points de soutirage (pastille rouge) dans le réseau spéléologique de l'aven d'Orgnac-Issirac. Noter que la plupart d'entre eux est à l'Est du réseau et se matérialisent par de vastes entonnoirs pouvant atteindre plusieurs décamètres en diamètre et une dizaine de mètres de profondeur. 197
- Figure 5.36** - Topographie des sols et sections associées de la salle 2 des réseaux d'Orgnac Issirac. Les lignes rouges délimitent les points de soutirage. Les lignes jaunes marquent l'aire d'influence du processus de soutirage 200
- Figure 5.37** - Topographie des sols de la grotte Chauvet et sections associées. Les lignes rouges délimitent les points de soutirage. Les lignes jaunes marquent l'aire d'influence du processus de soutirage. Les flèches bleues indiquent des directions de ruissellements (ou de paléo réssuyage). 201
- Figure 5.38** - Soutirage dans la salle Hillaire de la grotte Chauvet. En bas à gauche, on reconnaît une rupture de pente très abrupte qui limite l'entonnoir principal du soutirage. Sur la droite, on identifie des banquettes limoneuses dont l'organisation subcirculaire autour du point de soutirage révèle l'influence étendu du soutirage. Sur les parois notez les marques grisâtres qui témoignant de l'altération du calcaire au contact des remplissages lorsque la cavité était entièrement comblée de sédiments. Ces marques grisâtres correspondent à des racines d'altération (Delannoy et al, 2008 ; photographie : Lionel Guichard)..... 202
- Figure 5.39** - Soutirage dans la salle du Fond de la grotte Chauvet. Au premier plan, les sols argilo limoneux ont une pente compris en 5 et 20°. Des petits talus sont présents mais sont très fortement perturbés et remaniés par les nombreuses bauges à ours. Au dernier plan, on voit le point de soutirage et il est possible d'identifier la rupture de pente au delà de laquelle le talus est à plus de 50°. Au plafond, notez l'alignement des pendants de voûte qui révèlent l'influence de la fracturation. Notez également la correspondance entre point de soutirage et les points hauts de la voûte (photographie : Lionel Guichard)..... 203

Figure 5.40 - Processus de soutirage dans les galeries paragénétique qui ont évolué dans un contexte noyé. Les soutirages latéraux laissent un relief résiduel au centre de la galerie.	204
Figure 5.41 A - Genèse (ici à la grotte Chauvet) des talus tournés vers le point de soutirage et dont l'organisation est subcirculaire. Une limite caractéristique de la dernière limite de remplissage est parfois préservée sur la paroi. Notez la persistance de quelques poches de sédiments entre les pendants de voûte.	205
Figure 5.41 B - Le ruissellement d'eau claire provoque un nivellement progressif des sols aboutissant à une topographie relativement plane (ici à la grotte Chauvet). Quelques banquettes sédimentaires subsistent sur la périphérie des salles. L'étude de la géométrie des corps sédimentaires sur une coupe mis au jour par un soutirage a permis d'en déduire ce processus d'aplanissement (Kervazo, 2003).	205
Figure 5.41 C - Nouvelle phase de soutirage tronquant les surfaces d'érosion et de dépôts précédemment mis en place par ravinement. Cette configuration est actuellement observée dans le soutirage de la salle Hillaire, à la grotte Chauvet.	206
Figure 5.42 - localisation géographique du réseau spéléologique des Fées. Topographie Spéléo-Club Aubenas.	208
Figure 5.43 - Coupe projetée du réseau Pradier sous la surface topographique. Les points bleus matérialisent les exurgences karstique qui fonctionnent lors d'épisode de crues. On voit bien qu'une grande majorité du réseau épi-phréatique se développe à une cote altitudinale proche de l'Ibie alors que les siphons représentent le niveau piézométrique commandé par l'Ardèche. ...	210
Figure 5.44 - Vue en coupe d'une portion de galerie au niveau des regards sur la nappe phréatique à l'amont du réseau spéléologique des Fées.	210
Figure 5.45 - Localisation du réseau de la Goule de Foussoubie. A gauche, l'aplat orangé correspond à la surface évoluant à 220 m NGF, l'aplat rouge à la surface proximale de la dépression de la Goule de Foussoubie	212
Figure 5.46 - Coupe synthétique du système karstique de Foussoubie, depuis son bassin versant jusqu'à l'Ardèche (in Jaillet et al., 2012). Les chiffres renvoient au texte	213
Figure 5.47 - Dans la partie aval du système de Foussoubie, d'anciennes générations de concrétions sont identifiées. Elles sont très largement affectées par les crues qui ont recoupé les édifices à l'emporte-pièce. Des repousses, elles-mêmes en partie affectées, scellent ces différentes surface d'érosion et montrent la complexité des alternances croissance / érosion dans le système. Photo S. Jaillet.	215
Figure 5.48 - La coulée stalagmitique de la base des puits, peu en amont du Siphon 0, est un édifice concrétionné qui a subi des phases de croissance séparées par d'intenses périodes d'érosion. Photo S. Jaillet	215
Figure 5.49 - Coupe de la coulée stalagmitique basculée dans la galerie SCUCL (ici se dédoublant localement en deux conduits) et position des échantillons prélevés et datés. Noter les alternances de nappes de galets et de coulées stalagmitiques sur le coté de la galerie. Les dates sont données non corrigées. (in Jaillet et al. 2012).....	216
Figure 5.50 - Coupes transversale et longitudinale de la coulée stalagmitique de la base des puits dans son contexte actuel avec variations des niveaux d'eau. La position des échantillons prélevés est indiquée. Noter les surfaces d'érosion qui séparent les phases de croissance. Les dates sont données non corrigées. (in Jaillet et al. 2012)	216
Figure 5.60 (figure 5.51 ???) - Reconstitution des grandes étapes spéléogénique du réseau de la Goule de Foussoubie	218
Figure 5.52 - Localisation des cavités affectées par un creusement paragénétisme dans le secteur amont des gorges de l'Ardèche. Les cavités du tunnel, des huguenots et de Cayre-Cret s'ouvre au niveau de la route des gorges aux environs de 95/100 m NGF. Toutes les autres cavités appartiennent à un ensemble spéléologique qui se développe autour de la cote 180/200 m NGF.	220
Figure 5.53 - Vue en coupe de la grotte des Huguenots. Les sols sablo – limoneux sont quasiment plans et peu remaniés par les soutirages. Des apports sédimentaires existent par des fissures latérales proches des sols lors d'épisodes de crues de l'Ardèche et il est possible d'observer de goulottes de ravinement. Des dépôts d'argiles brunes sont en place sur la vire supérieure qui donne accès à des petites galeries aux morphologies phréatiques. La dernière rangée de banquettes limitées est ornée de petits coups de gouge. Au-dessus de cette rangée de banquettes d'autres types de formes issues d'un régime noyé prennent place jusqu'au sommet des cheminées observables.	221
Figure 5.54 - Schéma illustrant les étapes de mise en place des grottes de Cayre-Crêt et des Huguenots.	222
Figure 5.55 - Pendant de voûte dans les salles hautes de l'aven d'Orgnac à environ 250 m NGF (Photo : S. Jaillet).....	223
Figure 5.56 - Coupe synthétique du réseau des « grands puits » (in Jaillet et al., 2007). Noter l'adéquation topographique entre les talus argileux et les morphologies de plafond. Noter en outre la stratification des argiles en accord avec la surface finale des talus argileux.	224

Figure 5.57 - Profil longitudinal simplifié de l'aven d'Ornac sur lequel sont reportés les limites altitudinales de la zone noyée et de la zone épinoyée du karst durant la période de creusement paragénetique.	226
Figure 5.58 - Localisation de la grotte de l'aven double (en jaune) et du paléo-karst de St Remèze (en rouge). Cet ensemble de très vieilles cavités se développe à environ 350/360 m NFG et l'importance du développement linéaire suppose un paléo-niveau de base vers cette cote altitudinale (Martini, 2005).	226
Figure 5.59 - Chenal de voûte et banquettes limites de remplissages à l'aven double (Cliché : D. Cailhol et M. Morvand). ...	228
Figure 5.60 - Profil longitudinal de l'aven double avec estimation de l'épaisseur du remplissage.	229
Figure 5.61 - Tronçon de galerie dans la grotte du Déroc.	230
Figure 5.62 - Galerie principale de la grotte du Déroc (basse-vallée de l'Ibie). La galerie principale de la grotte du Déroc est un bel exemple de paléo-drain karstique. Les morphologies de paroi et surtout de plafond (coupoles, pendants...) attestent d'une genèse en milieu noyé de ce conduit : il est l'expression d'un ancien drain transmissif d'une paléo-zone noyée dont le toit se situait au niveau, voire légèrement au dessus de 180-200 m. Il est intéressant de relever que tant les formes de plafond et de paroi que la relative planéité du sol sont très proches de la physionomie de la grotte Chauvet.	231
Figure 5.63 - Salle d'entrée du Chasserou. Bien que les formes originelles soient tronquée après des effondrements gravitaire (visible a gauche et à l'arrière plan), des pendants de voûtes subsistent (premier plan a droite). Le sol de cette salle se situe à la cote 220 m NGF.	232
Figure 5.64 - Pendant de voûte –galerie des mains positives – Grotte Chauvet. Ce pendant constitue un témoin d'une ancienne phase de creusement noyé de la galerie principale de Chauvet. Il est intéressant de noter que celui-ci a été creusé dans un ancien édifice stalagmitique dont il ne reste aujourd'hui que cette pendeloque	232
Figure 5.65 - Témoins de l'agencement en régime noyé de la galerie principale des Deux Avens où la galerie principale est creusée pour l'essentiel dans les calcaires urgoniens. Les morphologies caractéristiques d'un creusement en régime noyé recoupent des édifices stalagmitiques de grandes dimensions. Le dépôt de ces édifices est antérieur au fonctionnement en régime noyé de cette galerie. L'ensemble de ces témoins atteste d'une karstification ancienne du compartiment géologique de Chauvet	233
Figure 5.66 - Terrasse de galets de la grotte du Chasserou (basse-vallée de l'Ibie). Cette terrasse se situe vers la cote de 170 m NGF. Elle contient de nombreux galets d'origine allochtone (matériel cristallin, granite...) et plus précisément cévenole. Ce matériel présent dans la grotte témoigne d'un apport fluvial important (taille des galets) à l'intérieur du compartiment karstique de la grotte Chauvet (Ibie/Ardèche).	234
Figure 5.67 - Partie profonde de la grotte de Louoï. Le bed-rock a été découvert après le décaissage total de la pile sédimentaire dont le niveau sommitale est encore visible (trait rouge horizontal le long de la paroi). Le remplissage était de faible puissance dans ce secteur de la cavité. Notez la concrétion corrodée en pendant de paroi à droite.	235
Figure 5.68 - Grotte de Louoï dans laquelle on identifie une rigole de surcreusement (premier plan à gauche) qui peut être rattachée à un fonctionnement épinoyé (ou vadose). Les pendants de voûte marquent un creusement paragénetique d'inondation.	236
Figure 5.69 - Plan de la grotte du Déroc.	238
Figure 5.70 - Profil topographique habillé de la grotte du Déroc dans le secteur de l'entrée centrale. Les lignes en pointillée matérialise un probable élargissement de la galerie sous le remplissage. Cette hypothèse est basée sur les morphologies connues au sud de la coupe et sur l'observation des parois le long des sondages archéologiques réalisés contre les parois. On peut d'ailleurs noter que la découverte de la salle de la géode s'est faite consécutivement au décaissage du sol suite à un fouille archéologique mettant ainsi au jour un pendant précédemment enchâssé dans le remplissage et donnant l'illusion d'une paroi. Des sondages complémentaires dans les petites galeries au nord tendent à confirmer un évasement des parois au niveau des sols.	239
Figure 5.71 - Lamines et fentes de dessiccation observables sur certaines lamines. Les séquences observées dans la galerie supérieure de la grotte du Déroc montrent que celle-ci était le siège de mises en charge temporaires mais suffisamment longue pour laisser le temps à l'argile de se décanter avec des périodes assez longues entre deux mises en charge. (Clichés Jean Yves Bigot)	240
Figure 5.72 - Localisation altitudinale des concrétions affectées par des morphologies de corrosion dans la grotte Chauvet.	241
Figure 5.73 - Evolution spéléogénique des réseaux spéléologiques situés à 180/200 m NGF. Exemple de la grotte Chauvet et de la grotte du Déroc.	242

Figure 5.74 - Hypothèses d'évolution spéléogénique du secteur d'étude en relation avec la structuration du réseau de drainage superficiel.....	245
Figure 6.1 - Représentation en 3D de cavités dans leur compartiment géologique. On voit sur ce modèle que le développement de la grotte Chauvet sur un plan horizontal (matérialisé en rouge) n'est pas en accord avec la géométrie générale des couches géologiques, mais se raccorde bien avec d'autres cavités de la rive gauche de l'Ibie.	252
Figure 6.2 - Etapes de l'analyse 3D des conduits souterrains (d'après Filiponi, 2007, modifié). L'étape 1 consiste à représenter dans un seul modèle la topographie des réseaux spéléologiques et la structure géologique. L'étape 2 est la segmentation des conduits qui seront analysés. Ce découpage est effectué en fonction de la nature de chaque conduit. L'étape 3 consiste à projeter sur le modèle 3D la géométrie des drains. Cette projection se fait selon la normale des faces de la couche géologique modélisée. L'étape 4 consiste à mesurer sur l'orientation et la pente de chaque segment, la distance entre le réseau spéléologique et la couche géologique de référence.	254
Figure 6.3 - Détail et méthode de discrétisation pour chaque segment de la cavité permettant d'apprécier les choix géométriques de cette opération. Chaque sous-segment correspond à ensemble de visées avec une orientation homogène.	255
Figure 6.4 - Report des topographies de cavité sur la carte géologique (à droite) et sur les isohypses d'une couche géologique de référence (à gauche), ici le toit de la vire V3 (vert foncé sur la carte géologique). L'équidistance de courbes de niveaux est de 20 mètres. La segmentation du réseau de la goule de Foussoubie est matérialisée par des couleurs sur la carte des isohypses. Chaque couleur représente un tronçon de galerie assez homogène. Chaque tronçon est analysé en fonction de la structure géologique.	256
Figure 6.5 - L'exemple A illustre une bonne corrélation entre les données de pente de la galerie et du pendage apparent du plan géologique mesuré sur le modèle 3D lorsque la galerie se développe parallèlement à la structure géologique. L'exemple B illustre la non corrélation des valeurs mesurées lorsque le drain ne se développe pas sur le même plan que la structure géologique.	258
Figure 6.6 - Corrélation des mesures de la pente des galeries et du pendage du plan géologique de référence pour chaque tronçon de galerie. Notez la séparation des données en de FOU-S2 en 2 nuages distincts. Les données en rouge sont rapportées à l'influence de la fracturation.	259
Figure 6.7 - Corrélation des mesures de la pente des galeries et du pendage du plan géologique de référence pour le tronçon de galerie Fou-S5. Les données se répartissent en deux nuages distincts. Le premier (bleu) dont les mesures de pente et de pendage se corrélaient bien. Le second montre que le conduit est relativement plan alors que le pendage du plan géologique est bien marqué (entre 4 et 6°).	260
Figure 6.8 - Vue en plan du réseau spéléologique sur un canevas structural simplifiée (d'après carte géologique Bourg Saint Andéol, Pascal et al., 1989). Les rosaces de directions sont générés d'après les données spéléométriques et des relevés géologiques de terrain (Guérin, 1973 ; Pascal et al., 1989).	261
Figure 6.9 - Mesures de distances entre les drains du karst et la couche géologique de référence.....	262
Figure 6.10 - Modèle 3D de la goule de Foussoubie (in Jaillet et al, 2011). Vue en perspective du réseau de la goule de Foussoubie dans son contexte topographique et géologique. Les réseaux spéléologiques (en jaune) se développent parallèlement à la couche géologique de référence (vert).	263
Figure 6.11 - Influence de l'horizon d'inception et du niveau de base lors du processus de karstification. La genèse des drains endokarstiques se situe à l'intersection entre le niveau de base et l'horizon d'inception. Toute réorganisation du drainage se traduit alors par un glissement de ces conduits de drainage le long de cet horizon d'inception.....	265
Figure 6.12 - Comparaison de la distribution altimétrique des conduits spéléologiques à dominante horizontale entre les deux rives de l'Ardèche. L'axe des ordonnées représente l'altitude NGF des conduits. L'axe des abscisses représente le développement des conduits en mètres. La couleur représente le type de creusement (syngénétique en vert, paragénétique en régime noyé (rouge) ou creusement épinoyé (jaune- paragénéisme d'inondation).	268
Figure 6.13 - Coupe topographique du réseau de Saint Marcel d'Ardèche. Fond topographique : AVEN, SCSM, SGF, SG Cuges et individuels. Topographie Sourde de l'écluse et grotte du Bateau : Philippe Brunet et Jean Pierre Baudu. Dessin : Marc Faverjon.....	270
Figure 6.14 - Localisation du réseau karstique de l'aven de la combe Rajeau et contexte structural de la moyenne vallée de l'Ardèche (in Audra et al. 2001).	272
Figure 6.15 - Extrait du modèle 3D de l'interfluve Ardèche / Ibie. Seules les cavités contenant des conduits verticaux de type puits cheminées ont été reportés. La surface topographique n'est pas affichée pour une meilleure lecture. Plusieurs points de vue sont proposés.	275

Figure 6.16 - Coupe topographique habillée dans la grotte du Chasserou. La couleur rose correspond aux formations carbonatées.	276
Figure 6.17 - Panorama de relief endokarstique de la grotte du Déroc (jaune sur le modèle 3D) et du Chasserou (jaune pâle sur le modèle 3D) remise dans le contexte de la topographie 3D (cliché S. Jaillet et J.Y. Bigot).	277
Figure 6.18 - Cartographie des principaux objets géomorphologiques du modelé karstique. Le report des cavités est indiqué en fonction de la nature de la cavité.	280
Figure 6.19 - Etapes de mise en place du réseau de drainage aérien et souterrain en rive droite de l'Ardèche dans le secteur de la Goule de Foussoubie. ZN = zone noyée / ZEN = zone épinoyée.	283
Figure 6.20 - Bloc diagramme 3D synthétisant les emboitements géomorphologiques en rive gauche de l'Ardèche. Les surfaces d'aplanissement sont représentées en rouge, les vallons emboîtés en vert. Les drains endokarstiques actifs sont représentés en bleu, les drains affectés par creusement paragénétique en jaune et rouge (structure verticale). Le plan bleu représente la surface piézométrique.	284
Figure 6.21 - Schéma chronologique (relative) de la mise en place du relief karstique dans le secteur d'étude. L'enchaînement des étapes est déduit de l'emboitement des structures de drainage de surface et de l'endokarst (chapitre 6). La neutralisation (N) de la karstification ou son fonctionnement syngénétique (S) ou paragénétique (P) des structures endokarstiques est déterminée en fonction des morphologies en présence (chapitre 5) ou du contexte paléogéographique associée (cas de la neutralisation).	286
Figure 6.22 - Cadre géométrique des niveaux repères dans la vallée du Rhône au droit de la confluence Rhône/Ardèche. L'altitude NGF du niveau de base est reconstruite sans différencier la part isostatique et eustatique dans sa variation.	289
Figure 6.23 - Répartition des échantillons datés (d'après Martini (points rouge), 2005, 2008 ; Tassy et al. (Points bleus), 2013) en fonction de leurs âges associée de leur incertitude et de leur altitude par rapport au tracé actuel de l'Ardèche. La courbe (en noir) de la densité de probabilité permet de discriminer deux périodes de dépôts (orange et bleue). Les points jaunes représentent les échantillons projetés sur l'axe chronologique et permet une meilleure appréhension de leur distribution chronologique. Le traitement a été réalisé avec le logiciel «density plotter» (Vermeesch, 2012)	291
Figure 6.24 - Tracé présumé de l'Ardèche (flèche violette) et des paléo-structures de drainage endokarstique (flèche pointillée jaune) ainsi que de l'emprise spatiale de la surface d'aplanissement lors du fonctionnement en vallée aveugle et poljé du cours de l'Ardèche. Les étapes de capture endokarstiques et de la genèse de l'aplanissement sont illustrées sur le bloc diagramme 3D.	295
Figure 6.25 - La mise en place de la surface d'aplanissement SA2 entraîne le recul des surfaces structurales et un morcellement de la surface SA1. L'abaissement de la surface SA2 est concomitante au cycle d'épandage et de dégagements des sédiments en lien avec le dysfonctionnement du réseau de drainage endokarstique.	296
Figure 6.26 - Reconstitution du profil de l'Ardèche durant le cycle messino-pliocène depuis l'amont des gorges jusqu'à sa confluence avec le Rhône. Cette reconstitution prend en compte la géométrie et la chronologie des marqueurs sédimentaires datés dans l'endokarst et dans la vallée du Rhône. Durant cette période, et en accord avec les concepts potamologiques (Tricard, 1952 ; Derruau, 1969), le tracé de l'Ardèche devait adopter un profil convexe typique d'un contexte érosif.	297
Figure 6.27 - Profil géologique orienté Est/Ouest intégrant les niveaux de karstification recensés dans les gorges de l'Ardèche. Ce profil met en évidence que la karstification des calcaires de l'Urgonien est contrainte par la présence d'une semelle et d'une couverture imperméable. C'est le dégagement progressif de la couverture du Crétacé supérieur qui a permis l'ouverture de plusieurs fenêtres hydrogéologiques.	301
Figure 6.28 - Coupes Nord / Sud (à gauche) illustrant la situation paléogéographique du Miocène supérieur au Miocène inférieur depuis le plateau de Saint Remèze jusqu'au bois de Ronze en passant par les différents sites étudiés dans ce travail de recherche. La seconde coupe (à droite) est réalisée selon un axe Ouest / Est et représente la structure simplifiée de la topographie et de la géologie et permet de se rendre compte de l'importance du facteur géologique (couverture du Crétacé supérieur) contraignant la karstification des terrains calcaire	304
Figure 6.29 - Vue en coupe des gorges de l'Ardèche durant la crise messinienne (5.9 Ma – 5.3 Ma). L'incision de la vallée de l'Ardèche est bloquée au profit de l'établissement successif de plusieurs drains dans le karst (numérotés de 1 à 4 sur le dessin) en lien avec le dégagement de la couverture Crétacé supérieur dans la zone de confluence entre l'Ardèche et le Rhône.	307

Figure 6.30 - Vue en coupe des gorges de l'Ardèche durant le Pliocène (5.3 Ma – 1.9 Ma). Les drains endokarstiques se situant en dessous de la cote altitudinal 130 m GF sont instantanément ennoyés. Entre 5.3 Ma et 4.5 Ma (période 1), seuls les conduits préexistants à proximité de ce nouveau niveau de base se réajustent par creusement paragénétique. La stabilité du niveau de base durant 600 ka permet aux écoulements de se structurer comme en témoigne les morphologies de banquettes limitées à ce niveau altitudinal. Les conduits à une altitude supérieure ont alors un fonctionnement épinoyé. Puis entre 4.5 et 1.9 Ma (période 2), le niveau de base remonte en lien avec l'aggradation sédimentaire dans la vallée du Rhône. Tous les conduits sont progressivement ennoyé et se creuse de façon paragénétique au gré de la succession de mise en charge précédant l'ennoyage total des drains. Leur colmatage total entraîne un sévère dysfonctionnement du drainage et permet à la deuxième surface d'aplanissement de ce mettre en place ainsi qu'aux écoulements de réemprunter de plus en plus souvent la vallée aérienne.310

Figure 6.31 - Vue en coupe des gorges de l'Ardèche durant le Quaternaire (1.9 Ma à l'actuel). La lente baisse du niveau de base et le colmatage total des drains endokarstiques permet au drainage de se structurer à la surface. Les gorges s'incisent et des réseaux secondaires d'écoulements se mettent en place. Les paléo drains endokarstiques sont parfois recoupé par le recul des versants. La surface d'aplanissement évolue parfois en un poljé qui devient très vite non fonctionnel à cause l'indigence des écoulements. L'incision des gorges entraîne l'augmentation du potentiel gravifique qui entraîne une nouvelle phase de karstification dont l'Ardèche constitue le niveau de base karstique. De nouveaux drains se structurent et conduisent peu à peu à l'abandon des structures secondaires de drainage présentes à la surface. Celles-ci sont temporairement réempruntées par des écoulements de crues dont les goulottes de surcreusement sont les témoins (cf. chapitre 4).314

Figure I - Localisation des grottes ornées dans les Gorges d'Ardèche (in Monney, 2012). 322

Figure II - Chronologie des différentes cultures du Paléolithique supérieur et classification stylistique en fonction de la période culturelle (in Geneste et al., 2010). La numérotation des styles établis par Leroi-Ghouran illustre l'évolution croissante des techniques artistiques et de l'élaboration de l'art au cours du Temps. La grotte d'Altamira se situe à 24000 BP, la grotte de Lascaux à 17000 BP et la grotte Chauvet à 32000 BP mais ne correspond pas au premier stade de l'évolution établi dans l'analyse stylistique (Leroi-Gourhan, 1965). 323

Figure 7.1 - Localisation de la grotte Chauvet. 329

Figure 7.2 - Vue oblique de la combe d'Arc lit abandonné de l'Ardèche. Ce méandre fossile fonctionne « aujourd'hui » en trop plein à l'occasion de crues exceptionnelle d'ordre millénal (photo : conseil général de l'Ardèche). On aperçoit le pont d'Arc au centre du cliché. 330

Figure 7.3 - L'arche naturelle du Pont d'Arc, stade avancé d'un recouplement de méandre par capture karstique. C'est aussi un objet très structurant du paysage environnant la grotte Chauvet.331

Figure 7.4 - Localisation de la grotte Chauvet dans l'escarpement calcaire de la Combe d'Arc. Le sentier d'accès suit la vire marneuse V3 au pendage de 15 ° environ.331

Figure 7.5 - Photo 1 (A, B, C, D) : Vues de conduits de la zone d'entrée. Cette mosaïque de photos présente les différents types de fermeture de la grotte Chauvet par le matériel issu des écroulements de la corniche urgonienne qui surplombait le porche préhistorique. On note sur l'ensemble de ces clichés le relèvement du sol en direction du plafond. La salle Morel (cf. fig. 5) présente une autre morphologie de fermeture (abaissement du plafond en direction du sol). Clichés S. Jaillet. 332

Figure 7.6 - La Salle Morel. Bien que la salle Morel présente des témoins archéologiques et paléontologiques similaires à la grotte Chauvet (ponctuations rouges, ossements grosse faune paléolithique), la question reste posée des relations entre cette salle et le reste de la cavité. Seul un passage étroit ouvert par les inventeurs permet d'accéder à cette salle. Celle-ci se caractérise par une détente mécanique généralisée ici visible sur la droite de la photo (édifices stalagmitiques cassés en différents endroits). Cliché S. Jaillet 333

Figure 7.7 - Coupe développée de la grotte Chauvet dans son contexte géographique. Cette coupe issue des relevés lasergrammétriques offre une bonne lecture d'ensemble de la grotte Chauvet. Cette cavité se caractérise par son profil sub-horizontale hormis à proximité du versant. On y relève une remontée nette du plancher suivie d'une redescende, expression du talus d'éboulis qui ferme l'entrée préhistorique de la grotte. On note également la diminution de la hauteur de la galerie liée à son « ennoisement » par la masse écroulée. 334

Figure 7.8 - Coupes et voûte d'équilibre des réseaux de la zone d'entrée. La réalisation de la voûte d'équilibre gomme les morphologies phréatiques initiales (coupes de plafond). Cette dynamique progressive se traduit par la desquamation des parois et de la voûte et la production de clastes de petite dimension. Cliché J.-J. Delannoy. 334

Figure 7.9 - Base de l'éboulis d'entrée. Cette photo permet de visualiser les éléments majeurs de la zone d'entrée de Chauvet. A droite du personnage, on peut relever la présence de gros blocs qui ne proviennent pas du plafond comme en témoignent les coupes et la voûte d'équilibre. La masse rocheuse issue de l'écroulement de la corniche ennoie la galerie sur une certaine hauteur comme le souligne le contact de l'éboulis avec le pendant de voûte (en arrière-plan). L'éboulis de blocs est recouvert par des clastes de desquamation (1er plan à gauche) eux-mêmes scellés par un encroûtement stalagmitique holocène. Cliché S. Jaillet. 335

- Figure 7.10** - Impact de chocs sur les pendants. La reconnaissance d'impacts de chocs sur des pendants de voûte (calcaire ou calcite) et sur d'anciens édifices stalagmitiques révèle l'énergie cinétique des blocs qui ont pénétré à l'intérieur de la cavité. Cette énergie peut être ici rapportée à la hauteur de chute de ces blocs (écroulement de la corniche). Cliché S. Jaillet. 336
- Figure 7.11** - Corniche calcaire au-dessus de la zone d'entrée de la grotte Chauvet. On relève au centre de la photo la niche d'écroulement. Celle-ci est limitée à gauche par une zone broyée longeant une faille senestre et à droite par le rocher d'Abraham. Ce « rocher » a été un des points de référence pour reconstituer la géographie de la corniche urgonienne avant les écroulements qui ont fermé l'entrée préhistorique de Chauvet. On relève également sur cette photo le pendage généralisé vers l'ouest (vers la gauche). L'acquisition 3D est faite avec un lidar terrestre Optech Ilris (position 5). Le référencement du modèle est fait par des sphères (1 - 4) elle-même positionnées par GPS différentiel. Cliché S. Jaillet. 336
- Figure 7.12** - Impacts et chocs lors de la chute des éléments rocheux depuis la niche d'arrachement. A partir d'un certain niveau de remplissage, plus aucun élément ne pénètre dans la cavité. 339
- Figure 7.13** - Le fluage du talus, à l'intérieur de la cavité, postérieurement à l'écroulement, engendre un décalage des stalagmites par rapport aux stalactites qui les ont alimentées (in Delannoy et al., 2010). 339
- Figure 7.14** - Stalagmite décalée de la salle d'entrée. Ce décalage de la pointe de la stalagmite par rapport à la stalactite qui l'alimentait témoigne du fluage, toujours actif du dépôt d'écroulement. Cliché J.-J. Delannoy. 340
- Figure 7.15** - La salle Morel. Coupe synthétique de la salle Morel et mise en évidence des phénomènes de détente mécanique et d'écrasement des piliers stalagmitiques (in Delannoy et al., 2010). 341
- Figure 7.16** - Concrétions extérieures. Dans le prolongement extérieur de la grotte Chauvet et au pied de l'éboulis externe, on peut observer des édifices stalagmitiques, aujourd'hui à l'air libre. Ces édifices sont les témoins d'une paléo-galerie de la grotte Chauvet qui a été décapitée par le recul du versant lié à l'encaissement de l'Ardèche. Ces témoins ont permis de caler altimétriquement la base de la galerie originelle de la grotte Chauvet. Cliché J.-J. Delannoy. 341
- Figure 7.17** - Anciens remplissages souterrains de la grotte Chauvet. Sur ce cliché, on relève une ancienne série sédimentaire qui s'est déposée dans le prolongement méridional de la grotte Chauvet (galerie décapitée). Trois ensembles caractérisent cette série de la base vers le sommet = des sables riches en quartz (grès, 10B) ; un conglomérat composé de galets calcaires, d'éléments stalagmitiques roulés et de matériel allochtone ; un épais plancher stalagmitique qui scelle les dépôts fluviaux. Ces dépôts plaqués contre la paroi calcaire permettent de reconstituer la topographie extérieure de la grotte Chauvet et ainsi fixer les seuils latéraux de l'ancien porche. Cliché J.-J. Delannoy. 342
- Figure 7.18** - Coupe transversale schématique de la galerie décapitée (partie méridionale du dépôt d'écroulement). Une séquence alluviale est scellée par un important massif stalagmitique. L'ensemble est mis au jour par le recul du versant au cours du Quaternaire puis est affecté par l'écroulement en masse (in, Delannoy et al., 2010). 342
- Figure 7.19** - Tabliers de blocs sur l'éboulis externe. Cette photo illustre la morphologie externe de l'éboulis responsable de la fermeture de la grotte. Il se caractérise en surface par un ensemble de dalles calcaires pluri-métriques ayant une pente généralisée d'une trentaine de degrés. La dalle sous le personnage constitue un des termes aval du cône d'éboulis ; elle repose directement sur les remplissages alluviaux gréseux (cf. figure 7.17B). Cliché S. Jaillet. 343
- Figure 7.20** - Schéma conceptuel de l'emboîtement des surfaces. Sur cette figure, ont été portées les différentes surfaces visibles dans les réseaux d'entrée et à l'extérieur. La surface 0 correspond à la galerie initiale (morphologies phréatiques et bedrock visible) ; la S1 correspond au plancher de référence dans la cavité (sol de la Salle des Bauges : 187 m NGF) ; la S2 illustre le sol du paléo-porche de la cavité et le tracé de la corniche urgonienne avant les phénomènes d'écroulement ; la S3 caractérise la morphologie consécutive de l'écroulement de l'écaille calcaire et de la fermeture de la cavité ; la S4 met en avant l'évolution du talus d'éboulis (fluage, éboulis de clastes) ainsi que les réajustements mécaniques au plafond des réseaux d'entrée ; la S5 correspond à la phase de soutirage récente et toujours active. 345
- Figure 8.1** - Géoréférencement des sphères au GPS différentiel. 351
- Figure 8.2** - Cette figure résume, de gauche à droite, les principales étapes de la modélisation 3D : nuages de points acquis par balayage laser ; maillage des points RTI (réseau de triangles irréguliers) représenté ici en mode filaire pour la niche d'arrachement et en mode lissé pour le rocher d'Abraham et enfin mappage de photos sur le modèle. 352
- Figure 8.4** - Typologie des principales configurations de rupture de parois menant à des chutes de pierre à des éboulements et écroulements (d'après Freyssines et Hantz, 2006). Les forces de cisaillement sont contraintes par le dispositif géostructural de l'escarpement. Le rocher d'Abraham correspond à l'exemple B2. 353
- Figure 8.3** - Identification de la cicatrice d'arrachement dans l'escarpement calcaire. 353
- Figure 8.4** - Typologie des principales configurations de rupture de parois menant à des chutes de pierre à des éboulements et écroulements (d'après Freyssines et Hantz, 2006). Les forces de cisaillement sont contraintes par le dispositif géostructural de l'escarpement. Le rocher d'Abraham correspond à l'exemple B2. 353

Figure 8.5 - Vue de face et de dessus de l'écaïlle. Sur le modèle numérique de terrain extrait des relevés lasergrammétriques, ont été distinguées les différentes niches d'arrachement visibles au-dessus de l'ancienne entrée de la grotte. Une niche (rouge) correspond à la zone broyée le long de la faille bordière. Le matériel provenant des niches A, B et C est responsable de la fermeture de la cavité (éboulis interne et externe).....	354
Figure 8.6 - Mesure des orientations des faces rocheuses sur les escarpements voisins de la grotte Chauvet. L'ancienne surface topographique de l'écaïlle écroulée a été modélisée en tenant compte des principales directions des parois à proximité directe de la niche d'arrachement.	356
Figure 8.7 - Hypothèses de reconstitution de la surface topographique de la masse rocheuse détachée de la paroi. L'hypothèse H1 minimise l'épaisseur de roche mais la direction générale de sa topographie est parallèle à l'orientation de la paroi sous jacente (aujourd'hui à l'affleurement) mais pas à celle du pilier d'Abraham. L'hypothèse H2 tient compte de l'orientation moyenne des parois déterminée statistiquement sur le modèle 3D. L'hypothèse H3 tient compte d'un décrochement préminent par analogie à la position du rocher d'Abraham par rapport aux parois environnantes.	356
Figure 8.8 - Ecaïlle écroulée. Reconstitution numérique 3D de l'écaïlle calcaire responsable de la fermeture de la grotte préhistorique de Chauvet-Pont d'Arc.	357
Figure 8.9 - Lecture et quantification du fluage et du tassement du dépôt d'écroulement à partir de la numérisation 3D d'une stalagmite translattée.....	361
Figure 8.10 - Hypothèses trajectographiques de la mise en place des éléments issus de l'éboulement.	362
Figure 8.11 - Carte des plafonds actuels.	364
Figure 8.12 - Carte des paleo-plafonds.....	365
Figure 8.13 - Carte du zonage du versant pour la segmentation du toit de l'éboulis à l'extérieur et à l'intérieur de la cavité. Les altitudes données par les courbes de niveau sont en m NGF.	366
Figure 8.14 - Coupe synthétique des différents ensembles géomorphologiques et niveaux repères présent sur la zone d'étude. Les altitudes sont en m NGF.	367
Figure 8.15 - Modélisation du mur et du toit de l'éboulis dans sa configuration actuelle. Ici l'apex du mur de l'éboulis dans la zone d'entrée est de 189.5 m NGF.....	368
Figure 8.16 - Le paléo-porche en 3D (en bas) et le paléo porche vu depuis le fond de la Combe d'Arc (en haut). Reconstitution 3D texturée de la paléo entrée de la grotte Chauvet-Pont d'Arc avant sa fermeture. Cette paléo-topographie a été reconstituée d'après les indices géomorphologiques et les repères topographiques visibles en surface et dans la cavité.	369
Figure 8.17 - Représentation 3D du volume de roche obstruant l'entrée naturelle de la grotte Chauvet.	369
Figure 8.18 - blocs sont représentés.	372
Figure 8.19 - L'item 1 représente le modèle 3D texturé de topographie actuelle de l'escarpement et de l'éboulis. L'item 2 fait ressortir en vert les plans de stratification et en rouge les plans majeurs de fracturation. L'item 3 représente la modélisation des zones de fragilité de la roche au niveau de l'écaïlle rocheuse qui s'est écroulée.	375
Figure 8.20 - Simulation des différentes étapes de l'écroulement. Dans le modèle actuellement développé, environ 70% des blocs stoppent leur course sur la plateforme de la paléo entrée. La propagation des 30 % restant se limite au versant et seul 10 % de la masse écroulée parvient au fond du talweg de la combe d'Arc.	376
Figure 9.1 (A, B) - Sondage à la base du tablier d'éboulis. Ce sondage, de taille limitée, se situe dans la grotte, au terme du dépôt d'écroulement. Il a permis de reconnaître un niveau d'occupation riche en charbon, à la côte 187,5 m. (d'après Delannoy et al., 2010) Clichés S. Jaillet.	383
Figure 9.2 - Schéma contextuel simplifié des éléments environnant l'escarpement calcaire surplombant la grotte Chauvet. ..	384
Figure 9.3 - Réactions en «cascade» de la production secondaire de rayons de particules cosmiques dans l'atmosphère à partir d'une particule primaire pénétrant dans l'atmosphère supérieure et en finissant par la production de nucléide cosmogénique dans la roche, (in Désilets et al., 2001). La partie gauche montre la composante électromagnétique, dominé par les électrons (e) et les rayons gamma ou de photons. Ces particules de faible masse ne contribuent pas à la production d'isotope cosmogénique). La partie droite montre la composante hadronique, dominé par les protons (P) et de neutrons (N), principalement responsable de la production des nucléides cosmogéniques terrestre. La partie du milieu montre le composant mésonique, avec les pions (p) qui se désintègrent en muons (μ) responsables aussi d'une partie de la production des nucléides cosmogéniques terrestre.	387

Figure 9.4 - Cette figure représente la modélisation théorique des taux de production annuel de ^{36}Cl en atomes a-1 g-1 en fonction de l'épaisseur de roche traversé par le flux cosmique (in Schimmelpfennig, 2009).	389
Figure 9.5 - Dipôle géomagnétique. Effet du géo magnétisme terrestre.	391
Figure 9.6 - Représentation des iso lignes de forces que le flux (en GV) cosmique doit dépassé pour traverser l'atmosphère.	392
Figure 9.7 - Illustration graphique de l'influence de l'écrantage topographique sur la production in situ d'isotopes cosmogéniques (in Dunne et al., 1999).	394
Figure 9.8 - Illustration des effets de l'érosion sur le calcul des âges d'exposition (in Schimmelpfennig, 2009))	394
Figure 9.9 - La position de chaque échantillon (point jaune ; numérotation de gauche à droite) est reportée sur le modèle 3D triangulé à partir des nuages de points LiDAR. Le violet correspond à l'emprise spatiale du dépôt d'écroulement au sol, le marron au bedrock. Les traits continus rouges délimitent la niche d'arrachement globale et les traits pointillés jaunes délimitent chacune des niches emboîtées E1, E2 et E3. Le trait en pointillé vert marque la surface du plateau (d'après Sadier et al., 2012, modifiée).	397
Figure 9.10 - Vue générale de la paroi surplombant la grotte Chauvet lors des prélèvements d'échantillons de roche calcaire à la surface des différentes niches d'arrachements (avril 2011). Noter la taille des quatre personnages accrochés à la paroi (repères rouges). Photo L. Benedetti.	397
Figure 9.11 - Les échantillons sont prélevés, sur corde, à la disquette, sur les premiers centimètres de la surface qui sont les plus adaptés à la détermination des âges d'exposition aux rayons cosmiques. C'est en effet dans les premiers centimètres que la production d'isotopes cosmogéniques du ^{36}Cl par spallation du ^{40}Ca est la plus importante. Photos S. Jaillet.	398
Figure 9.12 - Schéma illustrant la position et la situation de chaque échantillon avant leur prélèvement.	399
Figure 9.13 - Digitalisation des lignes d'horizons et extraction des valeurs de pente et d'orientation nécessaires à l'ajustement du taux de production de l'isotope cosmogénique du ^{36}Cl sur le site d'étude. Le point rouge matérialise l'entrée de la grotte Chauvet.....	402
Figure 9.14 - Synthèse géométrique et chronologique des événements qui ont affectés le porche d'entrée de la grotte Chauvet. Chaque surface ou élément de surface sur le porche, est daté en rapport avec l'événement qui l'a enfoui. Ainsi, l'âge de la surface marquant la transition entre les sédiments endokarstiques et le cône d'éboulis pré écroulement n'est pas connu. Mais le début de sa construction est postérieur à l'écroulement qui a mis au jour le rocher d'Abraham et il s'est construit progressivement jusqu'à la déstabilisation et la chute de la masse rocheuse correspondante à E1.....	407
Figure 9.15 - Courbe de densité de probabilités des âges d'exposition ^{36}Cl et des âges ^{14}C calibrés (Intcal09, Reimer et al., 2009) des fréquentations humaines et animales. On note la bonne concordance entre la fin de la période de fréquentation animale et les âges des derniers écroulements, E2 et E3. «A» représente l'événement qui a mis au jour la paroi du pilier d'Abraham, E1, E2 et E3 correspondent aux trois niches d'arrachement.	409
Figure 9.16 - Evolution géomorphologique du porche d'entrée de la grotte Chauvet. Les cotes altitudinales sont rattachées au système de nivellement Français (NGF). Les limites topographiques sont basées sur les relevés LiDAR.	411

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 - Statistiques des visées topographiques de l'ensemble des réseaux étudiés.....	49
Tableau 3.1 - Tableau répertoriant les cinq classes de sols préalablement retenues. La catégorie « couture » représente les surfaces à réinvestir pour raccorder les parties réelles de la grotte à restituer. Pour chaque station, le calcul ne tient pas compte de la surface utile des passerelles de guidage au sein de l'ERGC.....	98
Tableau 5.1 - Résultats d'ajustements de plans et de cylindres réalisés sur 3 étages de banquettes limites.	172
Tableau 5.2 - Calcul de surface des sections mouillée correspondant au niveau de chaque banquette limite (à partir de l'exemple des Salles Rouges de l'Aven d'Orgnac).....	178
Tableau 5.3 - Résultats d'analyse U/Th sur les concrétions de la salle 1 – Cerak.....	192
Tableau 6.1 - Détails morpho-métriques de la segmentation des conduits du réseau spéléologique de la goule de Foussoubie (localisation des segments figure 6.4).....	258
Tableau 6.2 - Synthèse des datations réalisées à partir de l'étude des remplissages détritiques présents dans les cavités des gorges de l'Ardèche. Le niveau altitudinale correspond à leur position par rapport au cours actuel de l'Ardèche.....	290
Tableau 8.1 - Surface et volume de roche reconstitués pour chaque niche d'arrachement.....	357
Tableau 9.1 - Synthèse des datations réalisées dans la première partie de la grotte Chauvet (âges 14C non calibrés).....	382
Tableau 9.2 - Résultats des analyses physico chimiques sur les échantillons de roche (d'après Sadier et al., 2012). Les concentrations en ^{36}Cl et en Cl sont mesurées par spectrométrie de masse par accélérateur. Les concentrations en CaO sont mesurées par ICP – OES (Inductively coupled plasma by optical emission spectrometry). Sont aussi reportés la géométrie, le coefficient d'écrantage, l'épaisseur de l'échantillon, et l'épaisseur de roche qui recouvrait chaque échantillon avant sa mise à l'exposition directe aux rayonnements cosmiques. a : les incertitudes de mesure du CaO est inférieure à 2% ; b : L'héritage en ^{36}Cl est la somme de la contribution nucléogénique acquise avant l'écroulement additionnée à la contribution muogénique.....	400
Tableau 9.3 - Ages d'exposition des échantillons prélevés sur les différentes niches d'arrachement et sur le rocher d'Abraham. Les lignes jaunes correspondent à la niche E1, les lignes orange à E2, les lignes bleues à E3 et les lignes jaune pâle au rocher d'Abraham.....	405

TABLE DES ANNEXES

Annexe 3.1 - Tableau récapitulatif des objets qui seront reproduits dans l'espace de restitution de la grotte Chauvet.....	442
Annexe 5.1 - Sondage des salles rouges.	443
Annexe 6.1 - Extension maximale de la mer tortonienne (d'après Besson, 2005).	444
Annexe 6.2 - Chartre eustatique utilisée pour ce travail (d'après Haq et al., 1987 ; Hardendol et al., 1997).	445
Annexes 7.1 (jusqu'à la page 452) Article paru dans les Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA, 2012.	446
Annexe 8.1 - Les résultats la tomographie électrique réalisée dans le méandre en contre bas de la zone d'écroulement responsable de la fermeture de la grotte Chauvet indiquent des résistivités comprises entre 50 et 1200 ohm.m. Une couche de faible résistivité (< 100 ohm.m) est observée sur environ 5 à 10 m d'épaisseur sur l'ensemble du profil. Cette couche semble correspondre à des terrains argilo-limoneux se déposant lors des débordements de l'Ardèche (Sheffer et al., 2003). Sous cette couche, les résistivités des terrains semblent homogènes (600 – 1000 ohm.m) entre les altitudes 88/70 m. Ces terrains relativement résistants pourrait correspondre au substratum calcaire. Dans la zone Nord du profil, les résistivités électriques ne semblent pas indiquer la présence d'imposants blocs d'écroulement. L'absence de sondage, rend toutefois l'interprétation délicate.	453

RÉSUMÉ

Cette thèse CIFRE a pour objet d'explorer, de développer et d'exploiter le potentiel des outils de représentation et de modélisation 3D dans l'étude géomorphologique du karst dont la structure géométrique est intrinsèquement en trois dimensions. Ce travail a pour support d'étude les gorges de l'Ardèche dont l'évolution géomorphologique et paléogéographique, tant aux temps géologiques qu'aux temps des hommes, est extrêmement riche. Ce territoire propose en outre des défis scientifiques mais aussi sociétaux depuis la découverte de la désormais célèbre grotte Chauvet et la mise en place de l'ERGC (Espace de Restitution de la Grotte Chauvet).

C'est dans ce cadre qu'une méthodologie de recherche appliquée au domaine souterrain a été élaborée et appliquée à l'étude de la grotte Chauvet et des cavités des gorges de l'Ardèche pour (i) l'étude de la spéléogenèse et de la karstogenèse, (ii) l'évolution géomorphologique d'une grotte ornée (grotte Chauvet) et (iii) la réalisation d'un projet culturel : l'ERGC.

La première partie (chapitre 1, 2 et 3) présente les verrous actuels en géomorphologie karstique, la méthodologie de recherche développée et les apports de la connaissance géomorphologique de la grotte Chauvet et de l'utilisation de modèles 3D dans la construction d'un fac-similé de grande envergure.

La deuxième partie (chapitre 4, 5 et 6) présente les problématiques et les résultats de l'étude géomorphologique 3D des gorges de l'Ardèche et des cavités environnantes. Les principaux apports se situent dans la connaissance des formes élémentaires du karst et la géométrie des réseaux karstiques. Ceci a permis d'élaborer un scénario global d'évolution paléogéographique de ce secteur depuis le Néogène jusqu'à l'Actuel.

Enfin la troisième partie (chapitre 7, 8 et 9) aborde les problématiques d'étude et de recherches spécifiques des grottes ornées et de leur fermeture. La grotte Chauvet et sa zone d'entrée font l'objet d'une analyse détaillée permettant de répondre aux questionnements pluridisciplinaires (archéologie, préhistoire, conservation, valorisation ...).

L'approche géomorphologique 3D développée pour répondre aux différentes problématiques des sciences de la Nature et des Hommes est ici posée et discutée.

MOTS-CLÉS : KARST, GÉOMORPHOLOGIE, ANALYSE 3D, PRÉHISTOIRE, CHAUVET, ARDÈCHE.