HAL
open science

Modélisation mathématique de la spéléogenèse : une approche hybride à partir de réseaux de fractures discrets et de simulations hydrogéologiques

Antoine Lafare

To cite this version:

Antoine Lafare. Modélisation mathématique de la spéléogenèse : une approche hybride à partir de réseaux de fractures discrets et de simulations hydrogéologiques. Sciences de la Terre. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2011. Français. NNT : 2011MON20171 . tel-00698665

HAL Id: tel-00698665

https://theses.hal.science/tel-00698665v1

Submitted on 17 May 2012

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

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

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER II

ÉCOLE DOCTORALE SIBAGHE

Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement

T H È S E

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'Université de Montpellier II

Mention : Hydrogéologie

Présentée et soutenue par

Antoine Lafare

Modélisation mathématique de la spéléogenèse : une approche hybride à partir de réseaux de fractures discrets et de simulations hydrogéologiques

Thèse dirigée par Hervé Jourde et Séverin Pistre
et sous l'encadrement scientifique de Nathalie Dörfliger

préparée au sein de l'unité NRE du BRGM, et du laboratoire
Hydrosciences Montpellier

soutenue le 23 décembre 2011

Jury :

Rapporteurs :	Fabien Cornaton	-	ITESM (Mexique)
	Jacques Mudry	-	Université de Franche-Comté
Directeurs :	Hervé Jourde	-	Université Montpellier 2
	Séverin Pistre	-	Université Montpellier 2
Examinateurs :	Gérard Massonnat	-	Total
	Christian Leduc	-	IRD
Invités :	Nathalie Dörfliger	-	BRGM
	Pierre-Yves Jeannin	-	ISSKA
	Véronique Léonardi	-	Université Montpellier 2

Résumé : L'objectif principal de cette thèse est de proposer une nouvelle approche de modélisation de la spéléogenèse, susceptible à terme d'acquérir de nouvelles connaissances concernant la mise en place des systèmes karstiques méditerranéens.
Il existe plusieurs approches de modélisations numériques de la spéléogenèse, prenand en compte des lois physiques et chimiques contrôlant l'écoulement et la dissolution au sein des aquifères fracturés carbonatés. Néanmoins, les réseaux de vides initiaux considérés par ces modèles ne correspondent en général pas à la réalité de la fracturation.
L'approche proposée vise à simuler la karstogenèse au sein d'un aquifère caractérisé par un réseau fracturé, aussi réaliste que possible et satisfaisant des propriétés géométriques. Prenant en compte des paramètres statistiques et géométriques pouvant être obtenus par des observations sur le terrain et des expériences analogiques, il est possible de générer des réseaux 3-D réaliste en termes de position relative des diaclases, qui contrôle la connectivité globale du réseau.
Une fois les réseaux de fractures générés, ceux-ci sont traités afin de construire un maillage incorporé dans un modèle à éléments finis d'écoulement et de transport des eaux souterraines. Les simulations d'écoulement et de transport au sein des réseaux fracturés permettent de déterminer la distribution des vitesses d'écoulement ainsi que de l'âge de l'eau souterraines. Ces distributions sont utilisées pour simuler l'évolution de l'ouverture des différents éléments au moyen de l'application d'une loi empirique dédiée de forme polynomiale.
Le calibrage de cette loi est effectué au moyen de tests de type benchmark portant sur des configurations de fracture unique, prenant pour référence des travaux existants, et réalisant des analyses de sensibilité. Des résultats de simulations prenant en compte une matrice carbonatée incorporant la fracture ou lme conduit unique, et considérant différentes valeurs de perméabilité matricielle et différentes modalités de recharge, sont présentés.
Enfin, des résultats obtenus considérant des configurations caractérisées par une strate carbonatée contenant des réseaux de fractures sont présentés, considérant différentes densités de fracturation, conductivités hydrauliques matricielles et conditions aux limites.

Mots clés : Speleogenèse, karstogenèse, fracturation, hydrogéologie, modélisation

---

Mathematical modeling of karstogenesis : an approach based on fracturing and hydrogeological processes

Abstract : The main objective of this thesis is to provide an approach of speleogenesis modeling which would allow to bring new knowledge on the genesis of the Mediterranean karstic systems.
Several numerical modeling approaches of speleogenesis exist. They take into account physical and chemical laws for flow and dissolution in fractured carbonate aquifers. Nevertheless, the initial void networks considered by these models generally do not correspond to the fracturing reality.
The proposed approach aims to simulate karstogenesis in an aquifer characterized by a fracture network, while matching field reality as closely as possible and respecting geometrical properties. Using statistical and geometrical parameters obtained by field observations and analogical experiments, it is possible to generate 3-D realistic networks in terms of the relative position of joints that control the overall network connectivity.
Once the fracture networks are generated, they are adapted and incorporated in a 3-D ground water flow and transport finite element model. The flow simulations in the fracture networks allow the determination of the spatial distribution of pore velocities for the initial configuration. This distribution, added to the distributed age of the groundwater, is used to simulate the evolution of the aperture of the different elements by the use of a dedicated empirical equation.
The calibration of the empirical growth law is carried out considering initial tests on single fractures, taking previous works as reference, and leading sensitivity analyses. Results of simulations taking into account a limestone matrix surrounding the conduit, and considering various values of hydraulic conductivity of the matrix and various recharge conditions, are presented.
Then, results obtained considering configurations designed with a single stratum containing fracture networks are presented, considering various fracture densities, matrix hydraulic conductivities and boundary conditions.

Keywords : Speleogenesis, karstogenesis, fracturing, hydrogeology, modeling

---

Unité EAU/NRE du BRGM, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier - Laboratoire Hydrosciences Montpellier, UMR 5569, Université Montpellier 2, case MSE, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5

Remerciements

Il est agréable, dans un document aussi codifié et solennel qu'une thèse, de trouver un espace de liberté permettant de remercier (même si ce ne sont que des mots) les personnes qui de près ou de loin ont contribué à ce que ce travail puisse enfin se terminer.

En premier lieu, je tiens à exprimer mes vifs remerciements aux Professeurs Fabien Cornaton et Jacques Mudry d'avoir accepté de juger ce travail en tant que rapporteurs. D'autre part, je remercie aussi Fabien Cornaton très chaleureusement pour la mise à disposition de Ground Water, ses conseils divulgués, sa disponibilité ainsi que ses coups de pouce inestimables ! Je remercie également Gérard Massonnat et Christian Leduc d'avoir bien voulu participer au Jury en tant qu'examinateurs. Tous mes remerciements à Pierre-Yves Jeannin, pour avoir accepté d'évaluer par écrit ce manuscrit, mais également pour avoir participé aux différentes réunions de comité de pilotage qui ont ponctué chaque année de cette thèse. Je remercie d'ailleurs chaleureusement ici tous les membres extérieurs de ce comité, Emmanuel Ledoux, Christian Leduc, Pierre-Yves Jeannin, Christian Nicoud. Les remarques et recommandations formulées à l'occasion de ces réunions ont été de toute première importance.

Je remercie également les organismes ayant permis par leurs financements de réaliser ce travail de thèse : le Bureau de Recherches Géologiques et Minières via l'abondement Carnot 2007, ainsi que le Conseil Régional du Languedoc-Roussillon. Merci également aux membres de l'Association Fontaine de Nîmes pour la mise à disposition de données spéléologiques.

Je suis très heureux de remercier mes directeurs de thèse : Hervé Jourde et Séverin Pistre. Chacun pour leurs apports respectifs au cours de ces 4 années : Hervé pour la mise à disposition du code REZO3D, les heures passées à me former à son utilisation, ses conseils et idées concernant la modélisation hydrogéologique ; Séverin pour ses conseils et ses idées concernant l'hydrogéologie karstique. Tout deux en tout cas pour avoir su être là y compris dans les moments difficiles.

Je remercie tout particulièrement Nathalie Dörfliger, pour m'avoir si bien accueilli au sein de l'équipe Nouvelles Ressources et Economie du service EAU du BRGM à Montpellier, pour avoir à chaque instant joué un rôlé moteur dans l'avancement de ce travail, par ses idées, son enthousiasme, et sa disponibilité, malgré la prise récente de responsabilités encore plus importantes. Son soutien a également été déterminant lors des périodes les plus compliquées.

Je remercie très chaleureusement Véronique Léonardi, qui a toujours su en tant que membre du comité de thèse et participante active au projet apporter de nouvelles voies à explorer, des conseils... et également une place dans son bureau (où règnent bonne humeur et bonne ambiance de travail !) durant la difficile période de rédaction de ce manuscrit.

Je remercie chaque personne, au BRGM ou à Hydrosciences Montpellier, qui ont apporté leur compétence, leur soutien, leur bonne humeur. Avec une pensée tout particulière pour Laura, ma chère voisine de bureau au BRGM qui a rendu

les journées moins longues. C'était bon de parler géologie (ou de tout autre sujet) durant les austères périodes de développement informatique. Merci également à Marc Audibert, directeur du Service Géologique Régional du Languedoc Roussillon au BRGM pour m'avoir accueilli dans ses locaux.

Je remercie mes parents Geneviève et Richard, mon frère Rafael, pour avoir cru en moi et m'avoir soutenu. Mon parrain, Jean-Michel Maillol, pour avoir su apporter l'expérience de celui étant déjà passé par là.

Anne, je ne te le dis pas assez souvent, mais tu as été le soutien le plus important au cours de ces 4 longues années. Pour avoir su me supporter, me soutenir, croire en moi... et donner ces deux merveilles : Norah et Sahé... Notre vie ne fait que commencer, et j'ai hâte d'en vivre chaque instant. MERCI ! !

Table des matières

Introduction **1**

1 Concepts et modèles spéléogénétiques **5**
1.1 Les principaux déterminismes de la spéléogenèse 5
1.1.1 Introduction 5
1.1.2 Les contrôles géologiques de la spéléogenèse 9
1.1.2.1 Le rôle de la lithologie 10
1.1.2.2 Le rôle des structures de discontinuités géologiques . 11
1.1.2.3 Des horizons préférentiels d'inception 15
1.1.3 Les contrôles hydrogéologiques de la spéléogenèse 17
1.1.3.1 Le développement spéléogénétique en zone vadose et en zone phréatique 18
1.1.3.2 Le contrôle exercé par les modalités de recharge sur la morphologie du réseau karstique 20
1.1.3.3 Influence des variations du niveau de base 22
1.1.4 Synthèse 24
1.2 Spéléogenèse en Méditerranée 24
1.2.1 Les grandes lignes de l'histoire géologique du bassin méditerranéen 26
1.2.1.1 Secondaire 26
1.2.1.2 Tertiaire 28
1.2.1.3 Quaternaire 28
1.2.2 Revue des travaux existants portant sur la genèse des karsts méditerranéens 30
1.2.2.1 L'influence du mégacycle eustatique messino-pliocène 30
1.2.2.2 L'influence de la tectonique sur le développement des drains karstiques languedociens 33
1.2.3 L'exemple du système karstique de la Fontaine de Nîmes . . . 33
1.2.3.1 L'aquifère karstique de la Fontaine de Nîmes 33
1.2.3.2 Caractérisation de la fracturation 35
1.2.3.3 Caractérisation du réseau spéléologique 38
1.2.3.4 Synthèse 42
1.3 Approches existantes de modélisation 44
1.3.1 Les approches de modélisations numériques déterministes . . 44
1.3.1.1 Chronologie d'apparition des différentes approches . 44
1.3.1.2 Exemples marquants 46
1.3.2 D'autres approches de modélisation 50
1.4 Proposition d'une approche originale 52

2 Méthodologie de modélisation et calage **55**
2.1 Présentation générale de l'approche proposée 55
2.2 Pré-traitement : REZO3D et maillage 58
2.2.1 Le modèle structural REZO3D 59
2.2.1.1 Les modèles discrets de fracturation 59
2.2.1.2 Théorie et hypothèses de base 61
2.2.1.3 Le processus séquentiel de génération des réseaux fracturés 63
2.2.1.4 Exemples de réalisation 69
2.2.2 Description de l'écriture d'un maillage élément fini à partir des réseaux de fractures générés 70
2.3 Le simulateur Ground Water 78
2.3.1 Simulation de l'écoulement 81
2.3.2 Simulation du transport : calcul de l'âge de l'eau souterraine . 83
2.4 Loi empirique d'élargissement 85
2.4.1 Introduction 85
2.4.2 Article WRR : calage et validation 89
2.4.2.1 Introduction 90
2.4.2.2 Modeling Concepts 92
2.4.2.3 Simulation settings and results 108
2.4.2.4 Discussion 125
2.4.2.5 Acknowledgments 126
2.4.3 Synthèse et enseignements tirés des résultats présentés 126

3 Scenarii de modélisation **129**
3.1 Systèmes à une fracture unique 129
3.1.1 Effet des perméabilités matricielles 131
3.1.1.1 Initialisation des paramètres 131
3.1.1.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique 131
3.1.1.3 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine 138
3.1.1.4 Résultats : évolution temporelle des profils d'ouverture des fractures et des débits 138
3.1.2 Application de conditions aux limites de flux 145
3.2 Systèmes à une strate 149
3.2.1 Simulation d'une strate unique : effets de différentes densités de fracturation 150
3.2.1.1 Initialisation des paramètres 150
3.2.1.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique 151
3.2.1.3 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine 154

3.2.1.4 Résultats : évolution temporelle de la moyenne des ouvertures des fractures et des débits 157
3.2.2 Simulation d'une strate unique : influence de la conductivité hydraulique de la matrice carbonatée 157
3.2.2.1 Initialisation des paramètres 158
3.2.2.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique 158
3.2.2.3 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine 159
3.2.2.4 Résultats : évolution temporelle de la moyenne des ouvertures des fractures et des débits 164
3.2.3 Simulation d'une strate unique : influence d'un gradient hydraulique perpendiculaire à la principale famille de fracture . 165
3.2.3.1 Initialisation des paramètres 165
3.2.3.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique 166
3.2.3.3 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine 166
3.2.3.4 Résultats : évolution temporelle de la moyenne des ouvertures des fractures et des débits 171
3.2.4 Simulation d'une strate unique : influence de différentes conditions de recharge 171
3.2.4.1 Initialisation des paramètres 172
3.2.4.2 Recharge diffuse et concentrée 173
3.2.4.3 Deux types de recharge concentrée 181

Conclusions et perspectives **189**

Bibliographie **195**

Introduction générale

Les aquifères karstiques sont particulièrement présents sur le pourtour méditerranéen. Ils constituent pour les populations locales une source potentielle d'approvisionnement en eau de toute première importance [Bakalowicz 2005], mais encore sous-utilisée. En effet, leur exploitation ainsi que leur gestion s'avèrent complexes en raison de leur structure hétérogène, de leur fonctionnement hydrogéologique particulier, et de leur grande vulnérabilité aux pollutions.

Ces aquifères karstiques sont ainsi caractérisés par une hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques liée à la présence d'un réseau de conduits karstiques incorporé au sein d'une masse rocheuse fissurée, et par l'importante variabilité observée d'un système à l'autre. Le réseau karstique connecté (on parle de réseau spéléologique pour les portions atteignant des dimensions pénétrables par un humain) représente la fonction transmissive du système, alors que la roche (ou matrice) fissurée environnante représente la fonction de stockage. De ce fait, l'aquifère karstique se comporte en système doté d'une dualité d'écoulement (« dual flow system ») [Kiraly *et al.* 1998] se traduisant par l'existence conjointe d'un système fissuré ou diffus, et d'un système de conduits. Les échanges de fluide entre ces deux entités sont contrôlés par les différences de potentiel, les conductivités hydrauliques respectives, ainsi que par la géométrie du réseau de conduits [Bauer *et al.* 2003].

Classiquement, la détermination de la géométrie des réseaux karstiques est effectuée à partir de la cartographie spéléologique des portions qu'il est possible de pénétrer physiquement que ce soit dans la zone non saturée ou saturée de l'aquifère (plongée). Cependant, des analyses géostatistiques [Jaquet *et al.* 2004] montrent que ces portions ne correspondent en général qu'à un faible pourcentage du réseau se développant parfois dans les profondeurs de l'aquifère karstique. En raison de cette méconnaissance du développement spatial des drains, les modèles hydrologiques conçus pour les aquifères karstiques ont tendance à négliger la structure géométrique des réseaux de drainage dans le cas des modèles globaux ou à réservoir, ou à la simplifier à l'extrême dans le cas des modèles distribués. Ces modèles sont capables de reproduire le comportement hydrologique général en termes d'hydrogrammes au niveau des sources ou de séries chronologiques des niveaux d'eau [Mangin 1975, Sauter 1992, Debieche *et al.* 2002, Dörfliger *et al.* 2009, Fleury *et al.* 2009, Mazzilli *et al.* 2010, Tritz *et al.* 2011] ou de permettre l'étude du fonctionnement en relation avec la chimie de l'eau [Mudry 1990]. Néanmoins, ils ne peuvent être appliqués ni à la simulation de l'impact de pollutions diffuses, ni à la validation de cartographies de vulnérabilité.

Ainsi, une meilleure connaissance de la géométrie des réseaux de drainage permettrait d'affiner les méthodologies de modélisation, et finalement d'apporter de nouveaux éléments utiles à la gestion et à la protection des importantes ressources présentes au sein des aquifères karstiques. A fortiori, si l'on considère qu'un nombre significatif de pays sont, ou seront dans les prochaines décennies, fortement dépen-

dants des ressources en eau d'origine karstique. Il est ainsi nécessaire de développer des méthodologies permettant de générer des réseaux karstiques synthétiques réalistes pouvant être intégrés par la suite à des modèles d'écoulement et de transport, afin de pallier à l'impossibilité de déterminer la géométrie de manière complète sur le terrain.

Dans le cadre de cette thèse, co-financée par le Conseil Régional du Languedoc Roussillon ainsi que par l'abondement Carnot 2007 du BRGM, labellisé institut Carnot, une méthodologie de simulation originale est développée, dont les fondements théoriques, l'élaboration et les premiers tests sont présentés successivement dans le présent manuscrit au moyen des trois chapitres suivants.

Les processus de spéléogenèse en domaine méditerranéen : du concept au modèle

Cette première partie théorique et à dominante bibliographique a pour objectif de préciser les déterminismes contrôlant les processus de karstification, notamment en domaine méditerranéen, et passer en revue les diverses approches existantes de modélisation de la spéléogenèse.

- Les déterminismes généraux de la karstification sont d'abord abordés, avec un accent mis sur les contrôles géologiques (éléments structuraux notamment) et hydrogéologiques (conditions aux limites et en particulier les conditions de recharge).
- Ensuite, les conditions particulières ayant affecté la spéléogenèse des karsts méditerranéens, et plus précisément languedociens sont traitées. En premier lieu, des éléments concernant l'histoire géologique subie par le bassin sont fournis, avant la description des principales théories spéléogénétiques avancées par les travaux précédents. Enfin, l'exemple du système karstique de la Fontaine de Nîmes est présenté, notamment du point de vue de la relation entre la spéléogenèse et les structures de fracturation.
- Finalement, les travaux existants sur la modélisation numérique de la spéléogenèse sont cités, et décrits pour les plus marquants.

Compte tenu des éléments recueillis dans cette partie théorique, une approche originale de modélisation est proposée et décrite dans le chapitre suivant.

Méthodologie de modélisation et calage

Cette méthodologie implique l'utilisation d'un modèle structural permettant de générer des réseaux réalistes de discontinuités initiales, qui serviront de base à l'élaboration d'aquifères fracturés synthétiques au sein desquels seront simulés les processus d'écoulement et de karstogenèse.

- Le modèle structural (REZO3D, [Jourde *et al.* 1998, Josnin *et al.* 2002]) est tout d'abord présenté, ainsi que la méthode mise en œuvre permettant de générer des maillages à éléments finis à partir des réseaux fracturés générés.
- Ces maillages peuvent alors être considérés par un simulateur d'écoulement et de transport à éléments finis (Ground Water, [Cornaton 2007]) afin notamment d'obtenir de manière distribuée au sein de l'aquifère les variables de vitesse d'écoulement et d'âge de l'eau.
- Ces variables constituent les principaux éléments pris en compte par une loi analogique d'élargissement proposée, permettant de simuler la karstogenèse en chaque éléments de fractures. Le calage de cette loi en prenant pour référence des travaux existants portant sur l'évolution d'une fracture unique [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Palmer 2000a, Dreybrodt *et al.* 2005] est présenté au moyen d'un article soumis à la revue Water Resources Research [Lafare *et al.* sub].

Scenarii de modélisation

Une fois la méthodologie et son calage décrits, des panels de tests sont présentés dans le cadre du troisième chapitre.

- Les premiers tests concernent la simulation de la spéléogenèse au sein d'une fracture unique, et viennent compléter les simulations décrites dans l'article présenté au second chapitre. L'effet de matrices carbonatées de différentes perméabilités ainsi que de divers modes de recharge sont ainsi évalués.
- D'autres panels sont effectués sur la base d'une configuration constituée d'un strate carbonatée traversée de réseaux fracturés. Les influences exercées sur la karstification par différentes densités de fracturation, différentes perméabilités matricielles et différentes conditions aux limites sont ainsi recherchées.

Des perspectives de développements et d'applications sont finalement abordées dans le cadre du dernier chapitre de conclusion.

Chapitre 1

Les processus de spéléogenèse en domaine méditerranéen : du concept au modèle

Sommaire

1.1 Les principaux déterminismes de la spéléogenèse 5
1.1.1 Introduction 5
1.1.2 Les contrôles géologiques de la spéléogenèse 9
1.1.3 Les contrôles hydrogéologiques de la spéléogenèse 17
1.1.4 Synthèse 24
1.2 Spéléogenèse en Méditerranée 24
1.2.1 Les grandes lignes de l'histoire géologique du bassin méditerranéen 26
1.2.2 Revue des travaux existants portant sur la genèse des karsts méditerranéens 30
1.2.3 L'exemple du système karstique de la Fontaine de Nîmes . . . 33
1.3 Approches existantes de modélisation 44
1.3.1 Les approches de modélisations numériques déterministes . . 44
1.3.2 D'autres approches de modélisation 50
1.4 Proposition d'une approche originale 52

1.1 Les principaux déterminismes de la spéléogenèse

1.1.1 Introduction

L'étude de la spéléogenèse vise à caractériser et comprendre la formation des réseaux spéléologiques. Cette question a été abordée depuis la seconde moitié du vingtième siècle selon trois angles distincts [White *et al.* 2000] :

- Selon la perspective de la morphologie des cavités : une interprétation du développement des cavités est déduite de l'observation de la morphologie des cavités elles-mêmes.
- Du point de vue de l'Hydrogéologie karstique. Cette fois-ci, le développement des cavités est simplement considéré comme un composant parmi d'autres de l'évolution des aquifères karstiques et des bassins de drainage des karsts.

- Enfin, selon la perspective de la compréhension des facteurs physiques et chimiques régissant les processus de dissolution de la roche encaissante.

Ces trois perspectives doivent être considérées pour arriver à une compréhension complète des processus de formation des karsts.

A l'origine, le terme « karst » désignait une région particulière du globe (à l'ouest de la Slovénie) caractérisée par une terre nue et rocailleuse et des structures géomorphologiques particulières (dolines, poljes, vallées mortes...). Ainsi, durant de longues années, le karst n'était décrit que par ses caractéristiques de surface. Or, il est apparu que ces structures typiques de dissolution résultaient le plus souvent de processus s'étant déroulés sous Terre : une définition spéléologique plus générale est donc apparue, dépourvue d'association stricte avec les formes rencontrées en surface [Ford *et al.* 2007].

Du point de vue de l'hydrogéologie, le système aquifère karstique se caractérise par des circulations rapides d'un fluide au sein d'un réseau de drains. Ces drains karstiques se développent au cours du temps, au contact du fluide favorisant la dissolution des roches encaissantes et le transport des matières dissoutes [Klimchouk & Ford 2000b]. La définition ne se limite pas à une lithologie particulière, ni à un seul processus de dissolution. La circulation fluide n'est pas non plus limitée à l'eau, même si elle reste très fortement majoritaire dans les systèmes connus. La définition est suffisamment large pour englober les systèmes de circulation en conditions géologiques confinées ou non, près de la surface ou dans les profondeurs de la Terre. Ainsi, du point de vue de l'hydrogéologie :

> « On peut considérer que la spéléogenèse consiste en la création et l'évolution de structures de perméabilité organisées dans une roche, qui se sont développées au moyen de l'élargissement par dissolution d'une porosité pré-existante » [Klimchouk & Ford 2000b].

La variété des modalités de développement des réseaux karstiques empêche d'élaborer un modèle conceptuel spéléogénétique pouvant être appliqué à l'ensemble des contextes géologiques et hydrologiques existants [Klimchouk & Ford 2000b, Bakalowicz 2006]. Il est donc nécessaire d'établir une classification des configurations et modalités de mise en place des aquifères karstiques. Celle-ci peut se faire à partir de nombreux éléments divers, que ce soit des caractéristiques propres au réseau spéléologique (dimensions, organisation géométrique...) ou des facteurs externes (lithologie, géomorphologie, climat...). La spéléogenèse étant un phénomène dynamique toujours en évolution, une typologie évolutionnaire a été proposée par [Klimchouk & Ford 2000b]. Elle est basée sur l'évolution géologique et hydrogéologique de la formation sédimentaire au sein de laquelle se développe le réseau karstique (Figure 1.1). Les formations sédimentaires passent par différentes phases au cours de leur existence : la phase primordiale de dépôt est suivie par un enfouissement associé à une compaction, puis à un uplift pouvant entrainer une dénudation totale ou partielle de la formation, qui peut être colmatée et enfouie à nouveau au cours d'une transgression. Ces phases se succèdent et impliquent des conditions aux limites ainsi qu'une structure qui leur sont propres. Ainsi, par exemple, les différentes phases de

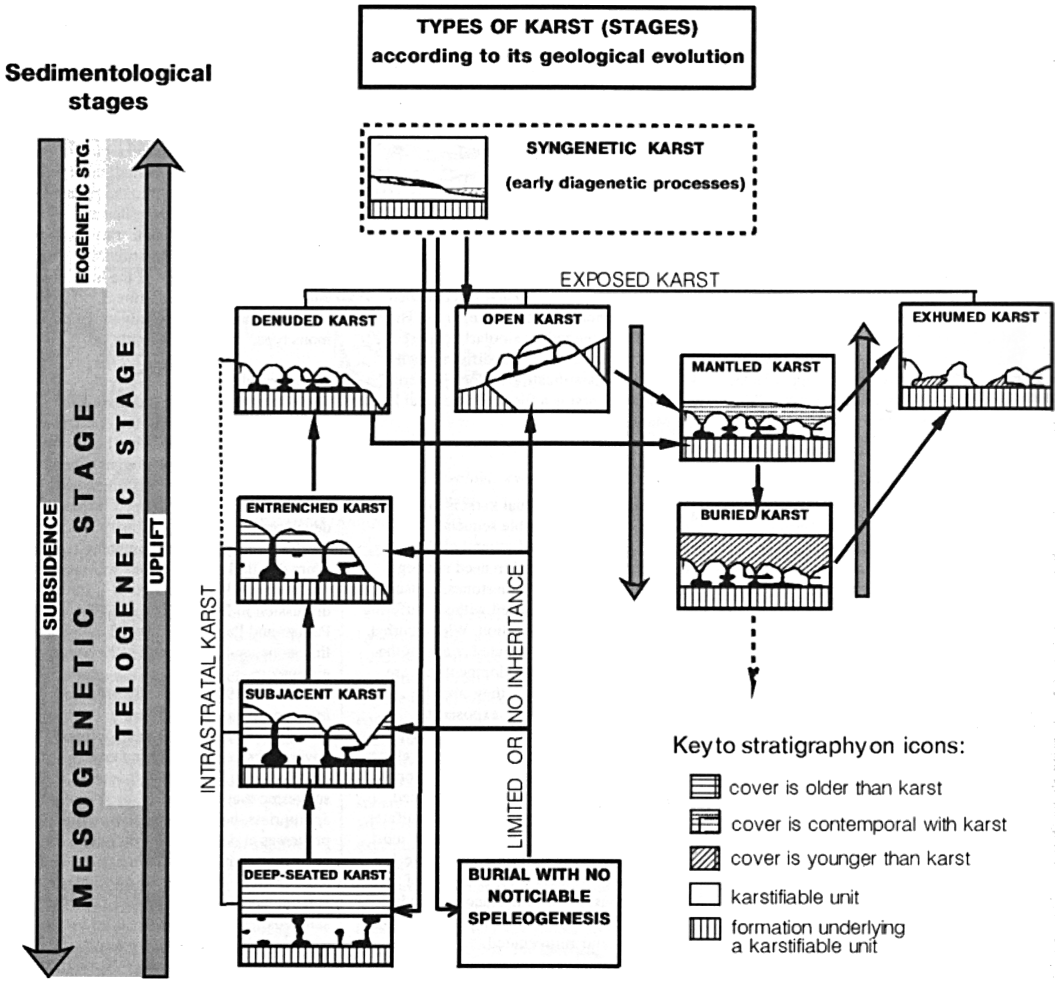

FIGURE 1.1: Schématisation d'une typologie « évolutionnaire » des karsts (Reproduit de [Klimchouk & Ford 2000b])

la diagenèse des carbonates sont caractérisées par un mode différent de circulation des eaux :

- Lors de l'éogenèse, de l'eau peut être piégée lors de la sédimentation et une altération peut se produire en cas d'exposition temporaire (fluctuations du niveau de l'eau).
- Durant la mésogenèse, la compaction liée à la subsidence a tendance à forcer l'écoulement de l'eau vers les zones où la pression est moindre.
- Le soulèvement (uplift) des sédiments enfouis à grande profondeur, couplé à l'érosion permet aux eaux météoriques d'envahir le réservoir (phase de télogenèse).

La classification proposée par [Klimchouk & Ford 2000b] est la suivante (Figure 1.1) :

Karst syngénétique à pénécontemporain : Une formation sédimentaire se dépose et, soumise aux variations du niveau marin, peut se retrouver temporairement émergée et soumise à l'action des eaux météoriques. Des mélanges entre eaux à la chimie variée peuvent également se produire.

Karst intrastrate / interstrate : La karstification se déroule sous une couverture peu soluble. On pense que le volume représenté par des formations karstifiables sous couverture excède largement celui représenté par les zones de karst exposé (« la partie émergée de l'iceberg » [Palmer 1991]). Les sources d'écoulement (gravité, compaction, compression, dilatation, réchauffement...) comme les processus chimiques générant l'acidité nécessaire à la dissolution (maturation des hydrocarbonates, réduction des sulfates, métamorphisme...) sont variés. La continuité hydraulique et les communications verticales à travers les formations sont de toute première importance pour la karstification intrastrate : ceci permet l'activation de différents mécanismes chimiques et renforce les effets de « mixing corrosion » (dissolution renforcée par les mélanges d'eaux différentes). La karstification intrastrate profonde tend à être plus diffuse et moins sélective que celle ayant lieu à de faibles profondeurs (contrôles hydrauliques et structuraux). Par les processus continentaux d'uplift et de dénudation progressive, les roches profondes remontent petit à petit. Ces roches parviennent au niveau hydrogéodynamique supérieur où les eaux météoriques suivent les différences de charge hydraulique d'origine topographique. Les processus d'érosion peuvent par endroit inciser la couverture, le karst se trouvant alors localement en connexion hydraulique directe avec la surface. Des incisions ultérieures peuvent causer des inversions de système de circulation, d'importantes variations des configurations recharge / drainage, l'apparition d'une zone non saturée. A ce moment, le karst est encore en grande partie recouvert par la couche imperméable. La dénudation progressive finira par exposer la roche entière.

Karst exposé : La surface exposée de roche soluble est supérieure à celle de la couverture résiduelle. Différentes situations sont alors possibles. On parle de

karst ouvert lorsque la roche karstique n'a jamais été « enfouie » sous une autre formation rocheuse, ou lorsqu'elle a été enfouie, mais sans avoir connu de développement karstique avant son exposition à la surface. Le karst dénudé par contre, a connu un développement spéléologique en phase intrastrate. Il montre une coexistence de structures karstiques formées pendant l'exposition et de structures héritées des phases précédentes (structures complexes et polyphasées).

« Mantled Karst » (mantelé) : Le karst est recouvert par une épaisseur significative de sédiment non consolidé qui s'accumule en même temps que le karst se développe. Le « manteau » en question est souvent composé des résidus insolubles de calcaires et dolomies impures (dépôt autochtone).

« Buried Karst » (inhumé, colmaté) : Le karst subit un colmatage complet par des roches plus récentes, tels que des sédiments marins transgressifs. C'est un karst qui a été exposé, puis inhumé et colmaté. Lorsqu'il se retrouve à nouveau à la surface, on parle de karst exhumé.

En général, un système karstique ne présente pas à lui seul des structures issues de l'ensemble de ces phases, mais il peut en avoir connu plusieurs au cours de son évolution. Il n'est pas nécessaire qu'une karstification ait commencé de manière syngénétique, elle peut même parfois attendre la dénudation. On se rend bien compte qu'il s'agit d'un phénomène complexe, fortement lié au contexte géologique et hydrogéologique. Chaque phase, et chaque contexte, implique des caractéristiques géologiques et hydrogéologiques qui vont déterminer la façon dont le réseau karstique va se développer. Ces contrôles sont décrits dans les sections 1.1.2 et 1.1.3.

1.1.2 Les contrôles géologiques intervenant dans le développement des réseaux karstiques

La géologie impose un contrôle important sur la genèse des réseaux karstiques par l'intermédiaire de la lithologie (nature et pureté de la roche, porosité primaire) et des différentes discontinuités fournissant différents types de porosité initiale (fractures, plans de stratification, failles) [Klimchouk & Ford 2000a, Ford *et al.* 2007, Bakalowicz 2005]. Les conditions lithologiques et structurales pour la spéléogenèse subissent d'importants changements au cours des différentes phases d'évolution de la formation rocheuse sédimentaire karstifiée. Au cours du développement, l'héritage des différents types de porosité préspéléogénétique entraine un accroissement de l'hétérogénéité de leur distribution et de leurs paramètres, hétérogénéité à son paroxysme lorsque la roche atteint la surface ou subsurface. Lors de chaque phase du développement de la spéléogenèse, les structures de porosité héritées voient leur hétérogénéité en termes de distribution et de propriétés se renforcer. Ainsi, cette hétérogénéité atteint son paroxysme lorsque la roche atteint la surface ou subsurface.

1.1.2.1 Le rôle de la lithologie

Les caractéristiques lithologiques de la roche contrôlent le développement de la karstification par sa nature, sa pureté, et la présence d'éléments étrangers présents au sein de la roche même.

1.1.2.1.1 Roches carbonatées (calcaire et dolomie) : Les carbonates se distinguent par leur origine autochtone ou allochtone ainsi que par leurs profils de dépôt. Les dolomies moins solubles se forment surtout près de la surface de sédimentation en phase d'éogenèse, mais aussi parfois durant les autres phases (mésogenèse, télogenèse) lorsqu'il y a présence d'eaux thermales traversant le calcaire. Ces types de roches peuvent également contenir des nodules, ou autres éléments composés de silice, beaucoup moins soluble. La composition, les conditions de dépôt et la diagenèse des roches carbonatées sont d'une grande variété et ont une incidence sur la spéléogenèse [Ford *et al.* 2007].

1.1.2.1.2 Roches évaporitiques (gypse, anhydrite, sels) : Elles se forment par accumulation ou précipitation, dans un milieu soumis à une forte évaporation, favorisant une concentration élevée d'éléments chimiques d'origine saline. Ce sont par construction des dépôts très stratifiés. Les altérations diagénétiques peuvent être profondes [Klimchouk 2000a].

1.1.2.1.3 Pureté de la roche : C'est un facteur très important impactant le développement des karsts et cavités [Klimchouk & Ford 2000a, Ford *et al.* 2007]. Les différences de résistance mécanique et de porosité induites par la présence de dolomite impliquent des cinétiques de dissolution contrastées. Dans certaines zones, la présence de dolomies inhibe ou même empêche la karstification. Mais tout dépend des conditions (fracturation avec importantes ouvertures, gradients hydrauliques élevés ou longues périodes de dissolution peuvent permettre l'établissement de réseau karstiques dans la dolomie). Les minéraux argileux et les silicates sont les impuretés insolubles les plus communes dans les roches carbonatées. Les calcaires argileux (qui recèlent de 20 à 30 % d'argile) ne peuvent former que des karsts de faible dimension. La présence de grains de sable en revanche permet la création de vides significatifs favorisant l'écoulement de l'eau et la karstification. Des cavités bien développées peuvent ainsi se trouver dans des grès calcaires. Toutefois, la plupart des cavités se développent dans des calcaires ou dolomies présentant une pureté globale d'au moins 90% [Klimchouk & Ford 2000a].

1.1.2.1.4 Roches clastiques intercalées : Les plus importants développements karstiques se font en général dans des formations sédimentaires dont les strates sont dépourvues d'interlits clastiques (argiles, schistes argileux, grès) d'épaisseur significative. Mais ce n'est évidemment pas le cas de toutes les formations géologiques, qui présentent souvent des successions de couches composées de roches clastiques

et de roches solubles. Ces éléments intercalés peuvent intervenir de différentes manières. Ainsi les contacts entre calcaire et argile peuvent être des lieux de pénétration de l'eau plus aisés (effets diagénétiques ou glissement) que des joints de stratification au sein de couches calcaires. Les interlits gréseux constituent même initialement des cheminements d'écoulement plus efficaces. On peut prendre l'exemple de l'alternance de séquences intercalées de carbonates et de sulfates qui influence l'écoulement fluide et la spéléogenèse :

- Les carbonates possèdent une plus forte porosité primaire, et peuvent ainsi fournir de l'eau aux sulfates adjacents plus solubles mais également plus compacts. Les joints de stratification sont alors particulièrement importants.
- Les sulfates sont plus facilement dissous en profondeur que les carbonate : la dissolution et la spéléogenèse au sein des strates sulfatées fournissent un accès à l'eau pour les strates carbonatées voisines. L'effondrement de certaines de ces cavités précoces peut provoquer déformation et fracturation dans les couches calcaires supérieures et donc favoriser le développement d'un écoulement à travers les formations.
- Les fines strates de sulfate au sein des carbonates ou les séquences intercalées peuvent être entièrement dissoutes sur de larges zones, produisant d'importantes structures d'écoulement qui pourront influencer la spéléogenèse ultérieure.

1.1.2.1.5 La porosité matricielle : En général, le rôle de la porosité matricielle n'est pas considéré comme significatif dans le processus de spéléogenèse. Ainsi, les massifs calcaires relativement poreux mais peu fissurés ne présentent généralement pas de réseaux spéléologiques significatifs. Il existe toutefois une exception, avec les zones de mélange entre eau salée et eau de mer (« mixing corrosion »). Les différences initiales de porosité matricielle ainsi que sa modification et sa redistribution lors de la diagenèse peuvent exercer une influence importante dans l'orientation et la concentration de l'écoulement selon certains horizons ou certaines zones. Ceci accroît l'hétérogénéité par la suite. Sous des conditions géochimiques et hydrodynamiques favorables, notamment lorsque des communications hydraulique traversant les formations permettent le mélange d'eaux à la chimie contrastée, ceci peut amener à l'initiation et au développement de conduit à proximité des zones de mélange ou dans les zones adjacentes plus compactes et fissurées. De ce fait, l'augmentation de l'hétérogénéité de la porosité matricielle, qu'elle soit primaire ou liée à la diagenèse, peut permettre l'apparition de structures de perméabilité qui pourront guider l'initiation et le développement des conduits.

1.1.2.2 Le rôle des structures de discontinuités géologiques

Les joints de stratification, les fractures, les failles représentent des discontinuités planes qui forment les principaux guides structuraux pour l'écoulement de l'eau souterraine dans la majorité des roches karstiques [Klimchouk & Ford 2000a,

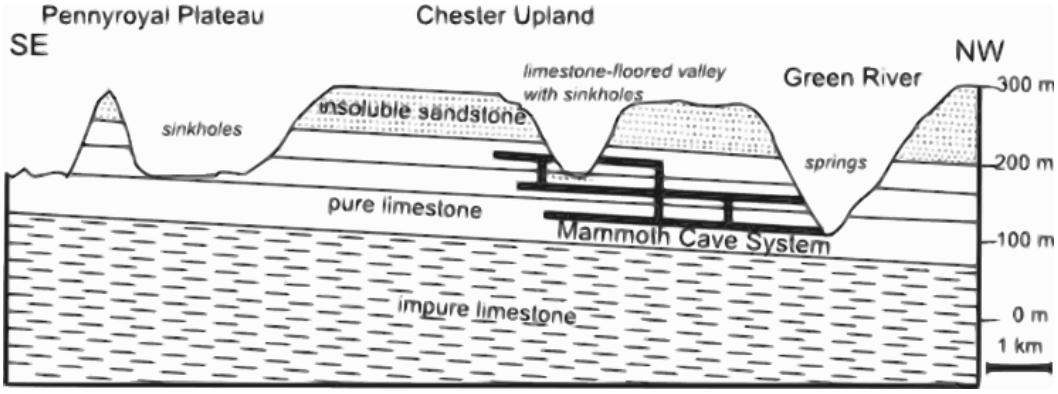

FIGURE 1.2: Coupe verticale schématique du réseau karstique « Mammoth Cave », caractérisé par une prédominance des structures stratigraphiques (Reproduit de [Bakalowicz 2006]).

Bakalowicz 2006, Ford *et al.* 2007]. L'importance relative de ces différents types de discontinuités varie de manière importante d'un système karstique à l'autre, et même parfois d'une portion d'un même système à une autre. C'est l'une des raisons qui font que les modèles conceptuels sont fortement dépendants de la morphologie des karsts qu'on retrouve majoritairement dans la région, et surtout du contexte géologique associé [Bakalowicz 2006]. Dans certaines situations, les interfaces stratigraphiques représentent les discontinuités majeures guidant les processus de spéléogenèse, les fractures et failles ne jouant alors qu'un rôle subalterne (le système « mammoth cave » par exemple, voir Figure 1.2). Le contrôle par les fractures est primordial dans le cas des cavités labyrinthiques (maze caves, par exemple le cas de nombreux systèmes ukrainiens [Klimchouk 2000b]). On peut dire qu'une majorité des grands réseaux karstiques connus utilisent une combinaison de ces différents types de discontinuités, y compris leurs multiples intersections (fractures entre elles, fractures avec les joints de stratification, voir section 2.2).

1.1.2.2.1 Joints de stratification et contacts : Un joint ou plan de stratification se forme lors d'un changement des modalités de sédimentation, voire lors d'une interruption. Les changements peuvent être variés, comme le passage à un calcaire à grains de taille ou d'homogénéité différentes, ou encore l'introduction d'argile lors de conditions plus agitées. L'interruption peut être provoquée par une plus ou moins brève émergence marine associée à de l'érosion. Lorsqu'une interruption sédimentaire persiste suffisamment longtemps, la discontinuité divise les séquences stratifiées en formations individuelles. On l'appelle alors un contact.

Au sein d'une formation stratifiée donnée, seule une minorité de plans stratigraphiques d'origine sédimentaire sont effectivement pénétrables par l'eau souterraine sous des gradients hydrauliques raisonnables, au point de pouvoir jouer le rôle de guide pour l'initiation et le développement de cavités. La roche comprise entre deux

plans spéléogénétiquement actifs constitue une strate du point de vue de la spéléogenèse. L'extension de ces plans varie fortement. Mais les joints de stratification majeurs peuvent être considérés comme des entités continues, alors que les fractures et la plupart des failles tombent plutôt dans le domaine des éléments discrets. Cet état de fait renforce l'importance de ces structures dans la spéléogenèse.

Les plans de stratification et les contacts les plus susceptibles de permettre un écoulement significatif sont ceux présentant des irrégularités substantielles de dépôts, ainsi que des plans contenant des lames de schiste, ou des séparations un peu plus épaisses (avec notamment présence de pyrite disséminée), ainsi que les plans contenants des nodules ou feuillets siliceux. Les plus importants sont peut être ceux ayant fonctionné en surface de glissement au cours d'évènements tectoniques. Même en cas de glissement sur de petites distances, des figures de friction (brèches, stries) se forment et s'ajoutent aux ouvertures initiales. Lorsqu'une charge importante est supprimée de manière abrupte, des plans stratigraphiques initialement impénétrables peuvent s'ouvrir grâce au relâchement de la pression (par exemple, le retrait d'un glacier). Pour qu'un réseau de cavité pénétrable se forme, la stratification doit en général être d'intermédiaire à massive (bancs d'épaisseur supérieure à 10 cm [Ford *et al.* 2007]). Dans le cas d'une stratification plus fine, la dissolution est trop dispersée. La résistance mécanique à l'effondrement est également trop faible pour permettre l'établissement de conduits de taille pénétrable. Toutefois, on observe souvent des massifs composés d'alternances de stratification fines et massives dues à des séquences cycliques de dépôts. Dans ce cas, l'eau peut pénètrer préférentiellement dans les zones les plus finement stratifiées où le développement s'initie.

1.1.2.2.2 Fractures et diaclases : Les diaclases représentent de simples ruptures sans déplacement au sein de roches déjà consolidées (ou au moins partiellement consolidées). Un déplacement horizontal ou vertical est en général associé à des fractures en cisaillement, mais pas assez important pour les discriminer clairement. Un classement de ces structures en fonction de leur longueur ou de leur ouverture peut être proposé. Les veines constituent une forme particulière, caractérisée par un remplissage par un minéral secondaire (calcite par exemple).

Ces discontinuités s'initient en un point de rupture et se propagent rapidement dans la strate concernée (l'initiation et la propagation des fractures en milieu sédimentaire stratifié sont développées dans la section 2.2). Cette rupture peut être causée par différents phénomènes : cause climatique lorsque la jeune roche est près de la surface, charge, compression, chaleur induite par l'enfouissement ou l'intrusion de magmas, contraintes tectoniques, décharge, extension, refroidissement et décompression durant l'uplift et l'érosion. La roche subit différentes contraintes mécaniques, ainsi que des changements de température et de pression, qui peuvent se traduire par l'apparition de ruptures et donc de diaclases. Ces phénomènes peuvent évidemment se produire alors que des fractures existent déjà : ces dernières sont affectées (extension, fermeture, rejeu...). Les variations de contraintes tecto-

niques peuvent successivement ouvrir ou fermer des familles de fractures d'orientations particulières [Eraso Romero & Dominguez Alvarez 2000, Pistre *et al.* 1999, Pistre *et al.* 2002], les fractures les plus ouvertes étant alors plus susceptibles d'être empruntées par la karstification. De ce fait, l'extension, la géométrie et la densité des réseaux fracturés peuvent varier à toutes les échelles, locales, régionales et même continentales.

La plupart des zones karstiques sont dominées par des ensembles de diaclases possédant une orientation similaire (familles). Une famille de fractures prédomine en général. Lorsque deux familles ou plus s'intersectent avec un angle relativement constant, on parle d'un système de fractures. Plus de 90 % des diaclases mesurées s'intersectent perpendiculairement avec les plans de stratifications [Ford *et al.* 2007]. La longueur et l'espacement des fractures sont en général étroitement corrélés avec l'épaisseur de la strate concernée (voir section 2.2). Ainsi, les strates les plus fines sont affectées de réseaux de fractures particulièrement denses pouvant permettre un dissolution quasi-totale si la quantité d'eau agressive est suffisante. Si les contraintes s'intensifient (augmentation de la charge lors de la subsidence par exemple), les fractures les plus étendues ont tendance à se propager, notamment en profondeur, traversant de nombreux bancs successifs. On parle alors de « diaclase maître » (master joint), structure qui pourra exercer une influence considérable sur le développement karstique en fournissant une connectivité verticale significative [Klimchouk & Ford 2000b].

1.1.2.2.3 Failles : Les failles sont des fractures caractérisées par un déplacement relatif visible de ses parois, verticalement et/ou latéralement. Les failles normales sont des structures de tension, à l'instar des diaclases. Elles peuvent présenter une ouverture significative, même en profondeur (mais sont souvent affectées par un remplissage de brèches ou autre). Les structures de compression telles que les failles inverses peuvent parfois être complètement impénétrables. Mais encore une fois, la formation de brèches, de figures de friction, et le déplacement peuvent permettre l'écoulement dans bien d'autres cas. La mise en place de nappes de charriage sur une faille sub horizontale peut avoir une grande importance du fait de son extension. Le rôle hydrogéologique et spléléogénétique joué par les failles varie avec leur type, leur taille, et l'enregistrement diagénétique depuis qu'elles se sont formées. Souvent, la faille n'est pas forcément utilisée en priorité, au contraire des structures qui lui sont associées (les grandes failles impliquent la formation d'un faisceau de structures tectoniques) [Klimchouk & Ford 2000a]. Parfois dans un même système, les failles peuvent être utilisées par les conduits, ou bien jouer le rôle de barrière ou de déviation. Elles peuvent même parfois faire office de barrage, divisant un aquifère en plusieurs compartiments séparés. Dans le cas de certains bassins, artésiens ou disloqués, les failles et leurs zones fracturées associées jouent parfois un rôle important pour ce qui est de la communication hydraulique verticale entre les différents aquifères qui peuvent être séparés par des aquicludes.

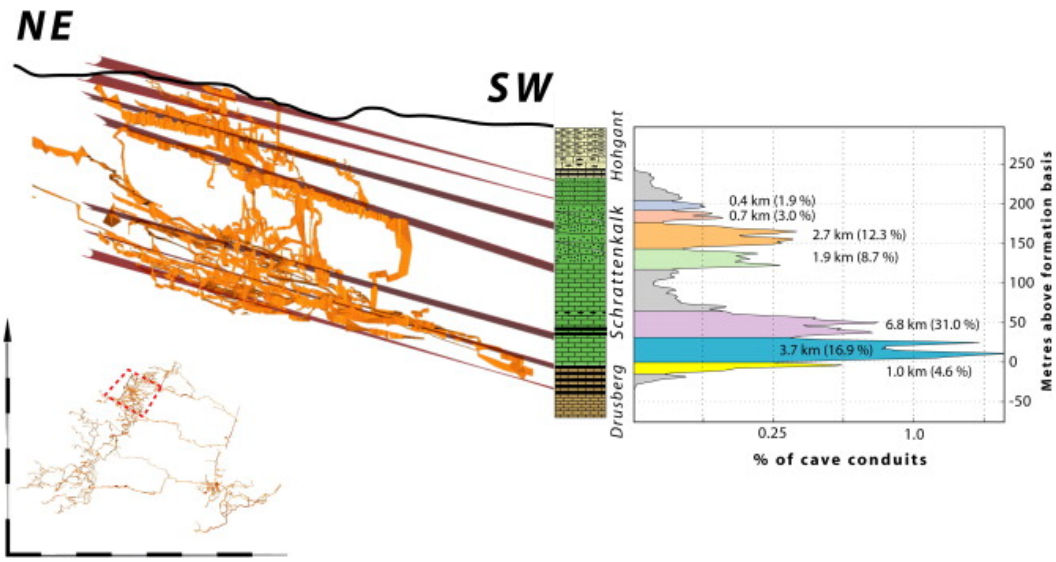

FIGURE 1.3: Projection d'une partie du système spéléologique de Siebenhengste, et sept horizons d'inception potentiels associés (Reproduit de [Filipponi *et al.* 2009]).

1.1.2.3 Des horizons préférentiels d'inception

Le concept d'horizon d'inception correspond à une unité d'une succession lithostratigraphique particulièrement favorable à l'initiation des processus spéléogénétique au tout début de la karstification [Lowe 2000b, Filipponi 2009]. Ces horizons particuliers seraient caractérisés par des propriétés physiques et chimiques atypiques relativement aux propriétés habituelles de la roche principale dans laquelle a lieu la karstification (carbonates par exemple). Ces structures se mettent généralement en place lors de l'arrêt ou de l'interruption de la sédimentation, et notamment aux limites entre cycles majeurs de dépôt [Lowe 2000b]. Après une analyse statistique de plusieurs grands réseaux spéléologiques cartographiés de par le monde, il a été démontré que le développement et le positionnement de la majorité des conduits est lié à un nombre restreint d'horizons lithostratigraphiques [Filipponi 2009, Filipponi *et al.* 2009] (voir Figure 1.3).

1.1.2.3.1 Typologie des horizons d'inception : Un certain nombre d'horizons d'inception ont été échantillonés et étudiés afin de déterminer quels paramètres lithologiques rendaient ces horizons favorables à l'initiation de la karstification [Filipponi 2009]. Ceci a permis de distinguer trois types :

Type 1 : L'initiation de la karstification a lieu au sein de l'horizon. Celui-ci possède une perméabilité primaire légèrement plus élevée que celle de la roche adjacente, ainsi qu'une proportion plus forte de quartz et de pyrite au détriment du contenu matriciel. L'oxydation de la pyrite permettant d'augmenter l'acidité et donc le pouvoir de dissolution. Les fractures ont tendance à traverser

ces horizons, ou à naître en leur sein.

Type 2 : L'initialisation se produit cette fois au contact entre l'horizon et la masse rocheuse adjacente. L'horizon est alors caractérisé par une plus faible perméabilité primaire, ainsi qu'une teneur plus faible en carbonates. Le contenu en pyrite y est toujours élevé. Des solutions agressives vont alors s'accumuler au contact avec la roche encaissante, et favoriser la karstification. Les fractures quant à elles ont tendance à buter sur ces horizons.

Type 3 : La karstification s'initie le long de plans de fractures ayant joué en glissement. Ce glissement est susceptible de produire des irrégularités, et notamment des vides permettant une augmentation substancielle de la perméabilité.

1.1.2.3.2 Le rôle de la fracturation dans l'inception : Les analyses statistiques ont montré qu'un nombre significatif de conduits karstiques se développaient le long d'intersections de fractures et d'horizons d'inception [Filipponi 2009]. L'apparition de fractures est dans la majeure partie des cas un phénomène tardif de l'histoire d'une masse rocheuse, et souvent après l'initiation de la karstification. Les fractures induisent un acroissement substantiel de la perméabilité. Cet accroissement de perméabilité peut permettre de « sauter » certaines phases de spéléogenèse et de réduire de manière importante le temps requis pour la phase de gestation.

1.1.2.3.3 L'inception au sein du développement d'un conduit karstique : Trois phases sont distinguées :

Phase d'inception : La karstification s'initie en les points les plus favorables.

Phase de gestation : Cette phase se distingue de la précedente par un changement de conditions aux limites hydrauliques (le gradient hydraulique augmente).

Phase de développement : Elle commence lorsque le conduit karstique atteint une ouverture suffisante pour permettre l'instauration d'un régime d'écoulement turbulent. A partir de ce changement, le développement est rapide, et un conduit pénétrable peut être formé en quelques milliers d'années [Dreybrodt & Siemers 2000, Palmer 2002].

Ces phases, concernant l'évolution d'un unique conduit, peuvent se dérouler en même temps en différents lieux d'un même système karstique. On parle alors de « zones » de spéléogenèse [Filipponi 2009], caractérisées par des conditions d'écoulement :

La zone d'inception des cavités : écoulement laminaire, faible gradient hydraulique.

La zone de gestation des cavités : écoulement laminaire, fort gradient hydraulique induit par « l'influence de la source » et un développement progressif du réseau de conduits karstiques.

La zone de développement phréatique : écoulement turbulent, faible gradient hydraulique au sein du conduit karstique.

La zone de développement vadose : Au dessus du niveau piézométrique (« Water table »). Les passages souterrains sont remplis à la fois d'air et d'eau (écoulements diphasiques), une eau permanente ou occasionnelle (fonte neige, pluie). L'écoulement est contrôlé par la gravité, il est surtout vertical. Les conduits vadoses sont ainsi principalement des cheminées verticales (shafts, pitching), et sont guidées par des fractures d'inception, autant que par les horizons d'inception (les fractures en question peuvent alors être appelées « inception links », lorsqu'elles font la jonction entre horizons d'inception).

1.1.3 Comment les caractéristiques hydrogéologiques du milieu déterminent la structure des réseaux karstiques

Il est en général admis [Palmer 1991, Palmer 2000b, Klimchouk & Ford 2000b] que la configuration hydrogéologique d'un aquifère karstique est le facteur déterminant contrôlant la mise en place du réseau de cavités qu'il contient. A l'échelle régionale, la localisation des cavités est déterminée par la distribution spatiale des points de recharge et de ceux de décharge (drainage) du système aquifère karstique. Si on isole une cavité particulière, l'arrangement géométrique général des conduits qui la composent est principalement contrôlé par la nature de la recharge en eau souterraine de l'aquifère. C'est à cette échelle que l'on distingue des morphologies de base, tels que les réseaux dendritiques ou labyrinthiques. Si on diminue encore l'échelle d'observation, la forme ainsi que l'orientation des conduits pris individuellement se trouvent contraintes par le type de porosité initiale (voir sous-section 1.1.2), et notamment l'influence relative de chaque type de discontinuités présentes. Localement, les phénomènes d'érosion ont également leur importance avec des modifications possibles du gradient hydraulique (creusement des vallées abaissant le niveau de base par exemple). D'un aquifère karstique à l'autre, mais aussi au sein d'un même aquifère, ces facteurs hydrogéologiques peuvent être très variés que ce soit dans le temps ou l'espace. En conséquence, chaque réseau de cavités est susceptible d'acquérir une structure propre.

Un contexte géologique permettant l'écoulement d'une eau potentiellement agressive au contact d'une roche soluble favorise l'initiation et le développement de cavités. Le réseau karstique se développera en fonction de la façon dont il recevra la recharge [Palmer 2000b] :

- Ainsi, les formations rocheuses karstifiables peuvent être directement exposées à la surface. Les incisions creusées par les cours d'eau majeurs permettent alors de conserver une épaisseur significative de roche soluble comprise entre la zone de recharge (face supérieure du massif) et le niveau de base. Quoiqu'il en soit, le bassin d'alimentation doit être suffisamment étendu pour permettre le développement d'un réseau significatif.
- L'aquifère karstique peut également se trouver recouvert d'une formation relativement imperméable. Une telle configuration, combinée à une localisation du niveau de base sous la formation imperméable est très favorable au développement d'un réseau de cavités : d'une part, le ruissellement sur les terrains

imperméables de la couverture concentre la recharge, et souvent renforce son agressivité ; d'autre part, la couverture fournit une protection contre l'effondrement et permet à la karstification de se poursuivre. En fonction de la position du niveau de base et du niveau piézométrique relativement à la couverture, un karst de type artésien peut se développer, avec des circulations karstiques sous pression potentiellement ascendantes. La couverture peu perméable est incisée en un certain nombre d'endroits (pertes) permettant une recharge concentrée de l'aquifère karstique. Une telle configuration implique la formation d'un réseau à la géométrie clairement moins uniforme que pour un aquifère karstique directement exposé à la recharge météorique. Ainsi, la majorité des cavités se forment en un nombre limité de zones de recharge caractérisées par une érosion de la formation faisant office de couverture (vallées perchées, cirques glaciaires...) ou situées en bordure de cette formation. Une topographie convexe est moins favorable, en raison d'un ruissellement divergent peu propice à la concentration. Les cavités issues d'un écoulement provenant de la surface qui sont les plus développées se regroupent de manière générale autour des zones favorables à la recharge ou à la décharge des eaux souterraines. Les zones situées autour des sources drainant un bassin important recèlent souvent de nombreuses cavités : des eaux provenant de diverses zones de recharge se mélangent, ce qui renforce la dissolution.

1.1.3.1 Le développement spéléogénétique en zone vadose et en zone phréatique

Une grande majorité des réseaux de cavités explorés et cartographiés ont vu leurs géométries déterminées par l'écoulement d'eau météorique provenant de la surface. Pour cette configuration, une distinction est généralement faite entre une spéléogenèse vadose ou une spéléogenèse phréatique [Palmer 2000b], voire une spéléogenèse intermédiaire épiphréatique ou semi-noyée [Haeuselmann *et al.* 2002, Salomon 2006].

L'eau présente dans la zone vadose (ou zone non saturée [Emblanch *et al.* 2003]) est animée par un mouvement gravitationnel. Les portions de cavités mises en place dans cette zone ont donc tendance à suivre le chemin vertical le plus direct vers le niveau piézométrique. Les fractures verticales, lorsqu'elles sont présentes, sont empruntées pour former des puits-cheminées. Les fractures et plans de stratification inclinés sont également mis à contribution.

Les passages spéléologiques phréatiques quant à eux se forment en dessous du niveau piézométrique, qui est très irrégulier et discontinu à l'échelle locale en milieu karstique. L'écoulement se fait en direction des sources (zones de décharge, ou de drainage) et les cheminements les plus efficaces sont sélectionnés (importance du gradient hydraulique). Les conduits phréatiques se forment en conditions noyées préférentiellement là où le débit est le plus important : les structures de porosité initiale les plus perméables sont alors empruntées en priorité. La relation entre la direction des structures de perméabilité majeures et celle du gradient hydrau-

lique est un élément déterminant. Ainsi, lorsque ces directions diffèrent significativement, des morphologies complexes, étalées et sinueuses ont tendance à se former [Palmer 2000b, Bakalowicz 2006].

La zone épiphréatique, quant à elle, voit se développer principalement des galeries sub-horizontales, dont la section transversale est fortement dépendante de la hauteur de l'intervalle de fluctuation des niveaux piézométriques. Des structures révélant un effet important de la corrosion et de l'érosion d'origine mécanique sont alors fréquentes.

L'eau phréatique provient en général de sources vadoses : les deux types de développement se trouvent de manière concomittante au sein d'un même aquifère karstique. Il existe d'importantes différences chimiques entre ces deux types d'eau. Notamment du point de vue de la pression partielle en dioxyde de carbone (pCO_2). L'eau qui s'infiltre à travers le sol acquiert une pCO_2 importante. Beaucoup de ces flux vadoses sont sursaturés vis à vis de la calcite si la vitesse d'écoulement est faible (il existe des accumulations de calcite saisonnières à la base de certains conduits [Palmer 2000b]). Mais en période d'écoulement intense et rapide, une proportion plus importante des eaux de la zone non saturée provient directement de la surface, ce qui favorise l'agressivité. On peut ainsi considérer que la spéléogenèse en zone vadose se produit pour la plus grande part lors des courtes périodes caractérisées par les débits les plus élevés (les 5 à 10 % de débits supérieurs [Palmer 2000b]). Dans le cas de changements à long terme de climat ou de mode de recharge, on peut donc observer des alternances de dissolution et de dépôts de calcite à la base des conduits. Il existe au sein de la zone non saturée un écoulement diphasique permettant à l'air enrichi en CO_2 produit dans les sols et saturé en vapeur d'eau de transiter dans le réseau mircofissural [Atkinson 1977, Ford *et al.* 2007], drainé en direction des cavités ou un dégazage peut se produire. Ce transit joue un rôle vis-à-vis de l'agressivité (mesurable à l'aide du nombre de Damköhler [Luquot 2008]) à laquelle se trouve confrontée la roche calcaire.

La zone saturée est souvent considérée comme moins favorable au développement des cavités en raison d'une évolution en condition atmosphérique fermée. Elle serait ainsi incapable d'acquérir le CO_2 nécessaire au remplacement de celui consommé par la dissolution de la roche carbonatée. Les études relatives aux équilibres de dissolution des carbonates (des détails sont apportés à la section 2.4) montrent que lorsqu'une eau devient proche de la saturation vis à vis de la calcite, la cinétique de dissolution ralentit [Dreybrodt & Eisenlohr 2000]. L'eau conserve donc une agressivité réduite mais réelle sur de longues distances parcourues au sein de la zone saturée. De plus, les mélanges potentiels avec des eaux issues de formations profondes peuvent renforcer l'agressivité, de même que les apports ponctuels d'eaux surfaciques lors d'évènements de crue.

1.1.3.2 Le contrôle exercé par les modalités de recharge sur la morphologie du réseau karstique

La morphologie d'une cavité dépend du résultat de l'élargissement compétitif des différents conduits. Cette compétition est en grande partie conditionnée par les modalités de recharge, qui conditionnent également en partie le comportement des aquifères karstiques [Lastennet & Mudry 1997]. Lorsqu'un grand nombre de conduits compétitifs s'élargissent simultanément à des vitesses comparables, un réseau de type labyrinthe (« maze ») se forme. Une telle compétition implique des chemins d'écoulement courts, et un débit élevé. Lors des premières phases d'un développement karstique, beaucoup de conduits sont en compétition, véhiculant un débit assez faible. Le cheminement est souvent assez long. Seule une faible proportion des conduits parvient à s'élargir assez rapidement pour former des cavités. Un réseau dendritique (« branchwork ») se forme alors. Différents modes de recharge sont présentés, ainsi que leurs conséquences sur la morphologie des cavités.

1.1.3.2.1 L'épikarst : La recharge en eau d'origine surfacique s'effectue par l'intermédiaire de l'épikarst. L'infiltration dispersée à travers une couverture pédologique ou la roche soluble directement exposée entraîne la formation de cette zone intensément karstifiée. L'ouverture mécanique des fissures est maximale en raison de la décompression, et permet une infiltration facile. Dans la partie la plus externe de l'épikarst, la plupart des discontinuités permettent un écoulement conséquent, et les distances sont réduites : de nombreux passages s'élargissent à une vitesse comparable. A moins que l'épikarst ne repose sur une formation relativement insoluble, les différences de cinétique d'élargissement augmentent avec la profondeur : la partie inférieure de l'épikarst devient irrégulière, avec un nombre réduit de conduits drainant l'eau agressive au cœur de l'aquifère karstique.

1.1.3.2.2 Recharge dispersée : L'aquifère karstique peut aussi être alimenté de manière dispersée via un ensemble de pores et de fractures de faible dimension. C'est principalement le cas de formations calcaires peu matures du point de vue de la diagenèse (faiblement consolidé). Dans les premiers temps de l'évolution, une recharge dispersée sur une formation relativerment poreuse ne suffit pas pour développer un réseau conséquent. Mais sur une période suffisamment longue, une réorganisation peut se mettre en place par l'élargissement sélectif des passages les plus favorables et le blocage des autres (par précipitation). Ainsi, peu à peu, la recharge s'organise et des cavités peuvent se former en connexion avec les structures de surface les mieux développées. Un autre type de recharge dispersée peut alimenter l'aquifère karstique via une formation supérieure poreuse mais insoluble (karstification sous couverture). Un réseau de type labyrinthique et peu sélectif est alors susceptible de se former. La morphologie globale du réseau peut alors être anguleuse (type « network ») ou plus sinueuse en fonction de l'importance relative des fractures et des joints de stratification.

1.1.3.2.3 Zones de mélange à proximité des côtes : Les études effectuées sur les équilibres calco-carboniques montrent que le mélange d'eaux aux caractéristiques chimiques contrastées peuvent favoriser de manière significative la dissolution des roches carbonatées [Dreybrodt *et al.* 2005]. Ainsi, la plupart des cavités creusées dans les calcaires côtiers peu indurés se produisent au niveau de zones de mélange entre l'eau douce infiltrée depuis la surface et l'eau saumâtre fournie par la proximité de la mer [Mylroie & Carew 2000] (on peut citer l'exemple de karsts situés en Floride, USA [Martin & Dean 2001]). Plus que la différence de salinité, c'est la différence de CO_2 qui est importante (la solubilité du CO_2 diminue avec la salinité). Dans ce cas de figure, des réseaux composés de vides irréguliers ou de type éponge (spongework) ont tendance à se former.

1.1.3.2.4 Sources ponctuelles de recharge : Le mode de recharge le plus commun des aquifères karstiques des régions humides est celui s'effectuant au travers de dépressions drainant une zone peu étendue, telles que les dolines. Chacune de ces entrées est susceptible de fournir un débit variable dans le temps, mais limité. Ce type de recharge ponctuelle concernerait au moins 60 % des réseaux explorés et cartographiés [Palmer 1991]. Des conduits se développent à partir de ces points d'entrée et ont tendance à se brancher les uns sur les autres pour former des passages de moins en moins nombreux mais de plus en plus larges. Un réseau de type dendritique (« branchwork ») se développe alors.

1.1.3.2.5 Recharge allochtone liée aux crues : Une quantité importante d'eau ruisselle sur une formation composée de roches insolubles et finit par pénétrer l'aquifère dès qu'elle atteint le contact entre les formations insolubles et solubles. L'aquifère karstique est ainsi alimenté par un nombre relativement restreint de pertes, caractérisées par des débits extrêmement variables conditionnés par le ruissellement de surface. Ce type de fonctionnement très variable dans le temps implique le développement de morphologies particulières. Un réseau globalement dendritique mais possédant peu de branches se développe régulièrement, mais se complexifie localement par la présence de portions de réseaux en labyrinthe ou en anastomose, résultats de la dissolution en conditions de crue (gradient hydraulique intense). En effet, la présence d'obstacles dans le drain principal entraine une diminution de l'énergie d'écoulement. En crue, le gradient hydraulique devient si important que l'écoulement cherche un échappatoire dans toutes les discontinuités de l'aquifère présentes au voisinage de l'obstacle. Selon la structure géologique de l'aquifère, des portions de réseau en labyrinthe de type network (prédominance des fractures) ou en anastomose (prédominance de la stratification) ont tendance à se former, et à masquer la morphologie globalement dendritique.

1.1.3.2.6 Agressivité d'origine profonde (hypogène) : Les réseaux de cavités d'origine hypogène (« hypogenic ») sont creusées par de l'eau puisant son agressivité en profondeur, indépendamment des sources d'acidité provenant

de la surface ou de la sub-surface (CO_2 d'origine pédologique par exemple) [Audra *et al.* 2002, Klimchouk 2009]. La morphologie de ce type de cavité est alors quasi indépendante des modalités de recharge en eau d'origine surfacique. Elle dépend surtout de la grande variété des contextes hydrogéologiques et des processus chimiques qui entrent en jeu. Les sources d'acidité les plus communes intervenant dans ce type de spéléogenèse sont : l'acide sulfurique produit par oxydation des sulfures, la recrudescence d'agressivité due au refroidissement d'une eau remontant des profondeurs, les acides issus de la maturation des hydrates de carbone. Les sources de sulfures métalliques peuvent d'ailleurs fournir une source potentielle d'initiation de la spéléogenèse : l'oxydation de la pyrite au niveau de certains horizons bien définis peut accélérer les phases primordiales de la karstification (horizons d'inception [Lowe 2000a, Filipponi *et al.* 2009]). Des réseaux bien connectés se forment à partir de la source d'agressivité. En fonction des types de porosité dominants, des réseaux anguleux, ramiformes, de types anastomose ou éponge (« spongework ») sont susceptibles de de développer.

La Figure 1.4 résume les principaux types de morphologies en plan se développant en fonction des modalités de recharge, mais aussi du type dominant de porosité caractérisant l'aquifère [Palmer 1991, Palmer 2000b]. Les morphologies naturelles sont en général bien plus complexes, et difficiles à classer. Plusieurs types de morphologies et plusieurs stades de développement peuvent se superposer, se combiner.

D'autre part, les facteurs bioclimatiques impactant le volume et les propriétés chimiques de la recharge peuvent également exercer une influence [Häuselmann *et al.* 1999]. Ainsi, le cas d'une recharge à forte composante météorique implique une soumission directe au climat : la recharge peut être relativement constante sur le cycle hydrologique (climat humide toute l'année) ou soumise à des périodes d'étiages et de crues saisonnières. A titre d'exemple, le climat dominant la zone méditerranéenne languedocienne implique une recharge très hétérogène avec des épisodes de crue intenses en général à l'automne et un étiage important les mois d'été.

1.1.3.3 Influence des variations du niveau de base

Les morphologies présentées précédemment (Figure 1.4) concernaient le développement en plan des réseaux (en longueur et en largeur). Les réseaux karstiques se développent également verticalement en fonction des structures géologiques et des conditions aux limites hydrogéologiques. La distribution verticale des conduits karstiques est en grande partie déterminée par la position du niveau de base [Palmer 2000b, Bakalowicz 2005]. Cette position est elle-même contrôlée par l'histoire tectonique et climatique. L'incision progressive d'une vallée fluviatile connectée au réseau karstique entraine ainsi le développement de niveaux karstiques successifs afin de s'adapter au changement de conditions aux limites (Figure 1.5). On admet généralement que les niveaux les plus développées ont été formés lors de périodes relativement longues de stabilité du niveau de base, ou encore en cas d'aggradation.

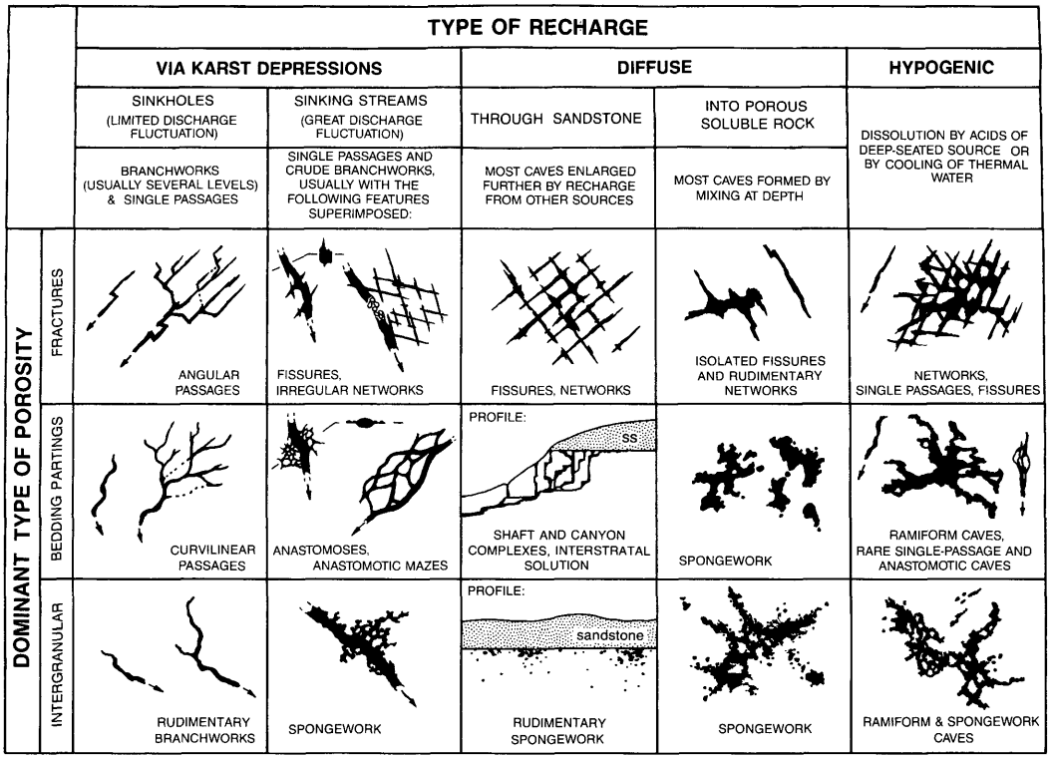

FIGURE 1.4: Principales morphologies des cavités en relation avec les types de recharge et de porosité initiale (Reproduit de [Palmer 2000b, Palmer 1991]).

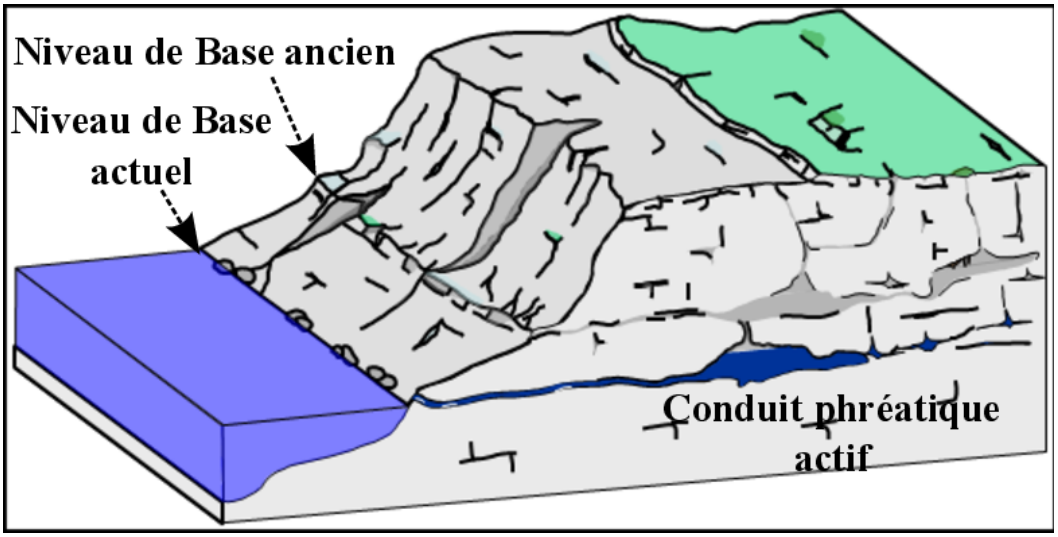

FIGURE 1.5: Relation du développement d'un réseau karstique en relation avec son niveau de base associé (Modifié de [Fleury 2005]).

Les karsts situés dans des régions proches du littoral sont également affectés par les variations eustatiques, pouvant être d'origine climatique (eustatisme mondial) ou géodynamique (exemple de la crise messinienne en Mer Méditerranée, voir la section 1.2). Les réseaux de morphologie dendritique s'adaptent en général bien à la géomorphologie, formant des étages bien distincts.

1.1.4 Synthèse

Nous avons vu tout au long de cette section les différents facteurs géologiques et hydrogéologiques intervenant dans le contrôle du processus de spéléogenèse. L'aspect chimique de la dissolution n'a pas été abordé en détail, mais des éléments plus précis seront donnés par la suite (section 2.4 notamment). Une vue d'ensemble de l'intervention de ces divers contrôles durant le cycle de spéléogenèse peut être apportée par la Figure 1.6. Les principaux facteurs contrôlant la spéléogenèse sont donc particulièrement dépendants de l'histoire géologique locale ayant affecté la formation rocheuse karstifiable. Les karst méditerranéen étant le cadre de notre étude, il convient de tracer les grandes lignes de l'histoire géologique de la Méditerranée, et de ses implications sur la mise en place des karsts de cette région (section 1.2).

1.2 Particularités de la spéléogenèse en milieu méditerranéen

Cette section a pour objet de présenter le contexte géologique dans lequel se sont formés les systèmes karstiques méditerranéens (et notamment languedociens). Un résumé des grandes lignes de l'histoire géologique du bassin sera tout d'abord fourni,

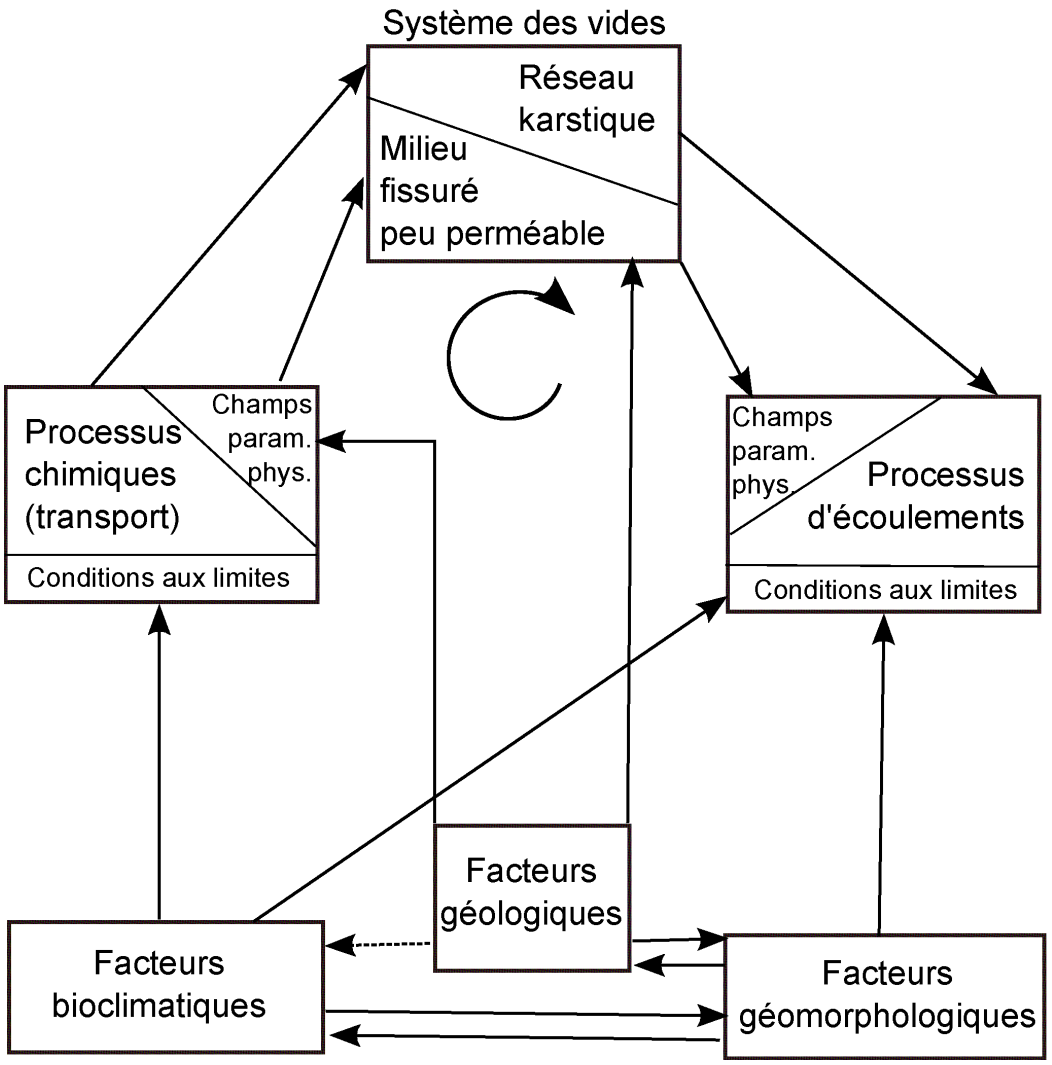

FIGURE 1.6: Système « karstification » et ses sous-systèmes. Les processus d'écoulement et les processus chimiques conduisent à l'évolution du « système des vides ». La dissolution est fonction de l'écoulement, mais est aussi contrôlée par la nature de la roche et les caractéristiques physico-chimiques des eaux infiltrées. Les processus d'écoulement et chimique s'auto-entretiennent (positive feedback). (Reproduit de [Jeannin 1996], modifié de [Kiraly 1969]).

suivi des conclusions de certaines études portant sur la mise en place de systèmes karstiques dans ce contexte. Enfin, l'exemple du système karstique de la Fontaine de Nîmes sera décrit, notamment du point de vue de la relation entre la karstification et la fracturation.

1.2.1 Les grandes lignes de l'histoire géologique du bassin méditerranéen

Les éléments suivants résument l'histoire géologique vécue par la zone languedocienne du bassin méditerranéen, depuis le Trias. L'histoire est principalement décrite du point de vue de ses conséquences potentielles sur les processus de karstification (périodes de dépôt, d'émersion, de changement des contraintes tectoniques). La source principale utilisée est un rapport réalisé par le BRGM concernant la caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques sous couverture, notamment dans le sud de la France [Dörfliger *et al.* 2008].

1.2.1.1 Secondaire

A l'ère Secondaire, un grand bassin sédimentaire (bassin mésozoïque du Sud-Est [Baudrimont & Dubois 1977]) se développe (Figure 1.7). Il est caractérisé par une forme triangulaire, et délimité par des accidents hérités du Paléozoïque : les faisceaux cévenol et ardéchois de direction NE-SW à l'Ouest, duranciens de direction NW-SE à l'Est, et par une zone continentale élevée au niveau de l'actuel Golfe du Lion [Benedicto 1996] au Sud. Ce bassin comprend notamment la zone Languedocienne, délimitée par les failles de Nîmes et des Cévennes. Ce bassin mésozoïque a permis la formation d'une série stratigraphique pratiquement continue du Trias à la fin du Crétacé, soit une période de 160 Ma, d'une épaisseur allant de 2500 à 3000 m sur les bordures à plus de 10000 m dans les zones les plus subsidentes (les phases d'émersion étant en général limitées aux zones de dépôt fonctionnant en plate-forme).

Du Trias (-250 à -203 Millions d'années) au Jurassique (-200 à -135 Ma), la région connaît une période tectonique calme, essentiellement subsidente, la région languedocienne est dans son ensemble submergée. Les argilites à sulfate de calcium du Trias moyen se déposent en discordance sur le Permien. Leur épaisseur est comprise entre 100 et 300 m sur les bordures du bassin sub-alpin. Au Jurassique, les dépôts sont de type calcaire, dolomie et calcaire argileux sur la plate-forme continentale. Ils constituent des formations potentiellement karstifiables, et une initiation de la spéléogenèse peut se produire à ce moment là (voir section 1.1.2).

Au Crétacé (-135 à -65 Ma), la position du bassin est modifiée : on passe au bassin dit « Vocontien » avec l'apparition de l'Isthme Durancien. La sédimentation est alors de type argilo-calcaire. Les zones des Causses et sud Languedocienne, émergées, subissent une érosion et un développement de la karstification par infiltration des eaux météoriques. La sédimentation se poursuit dans le bassin alors qu'il migre vers le nord au Crétacé supérieur : la région nîmoise notamment (voir section 1.2.3), submergée au Crétacé inférieur et moyen (voir Figure 1.8), est émergée au Crétacé

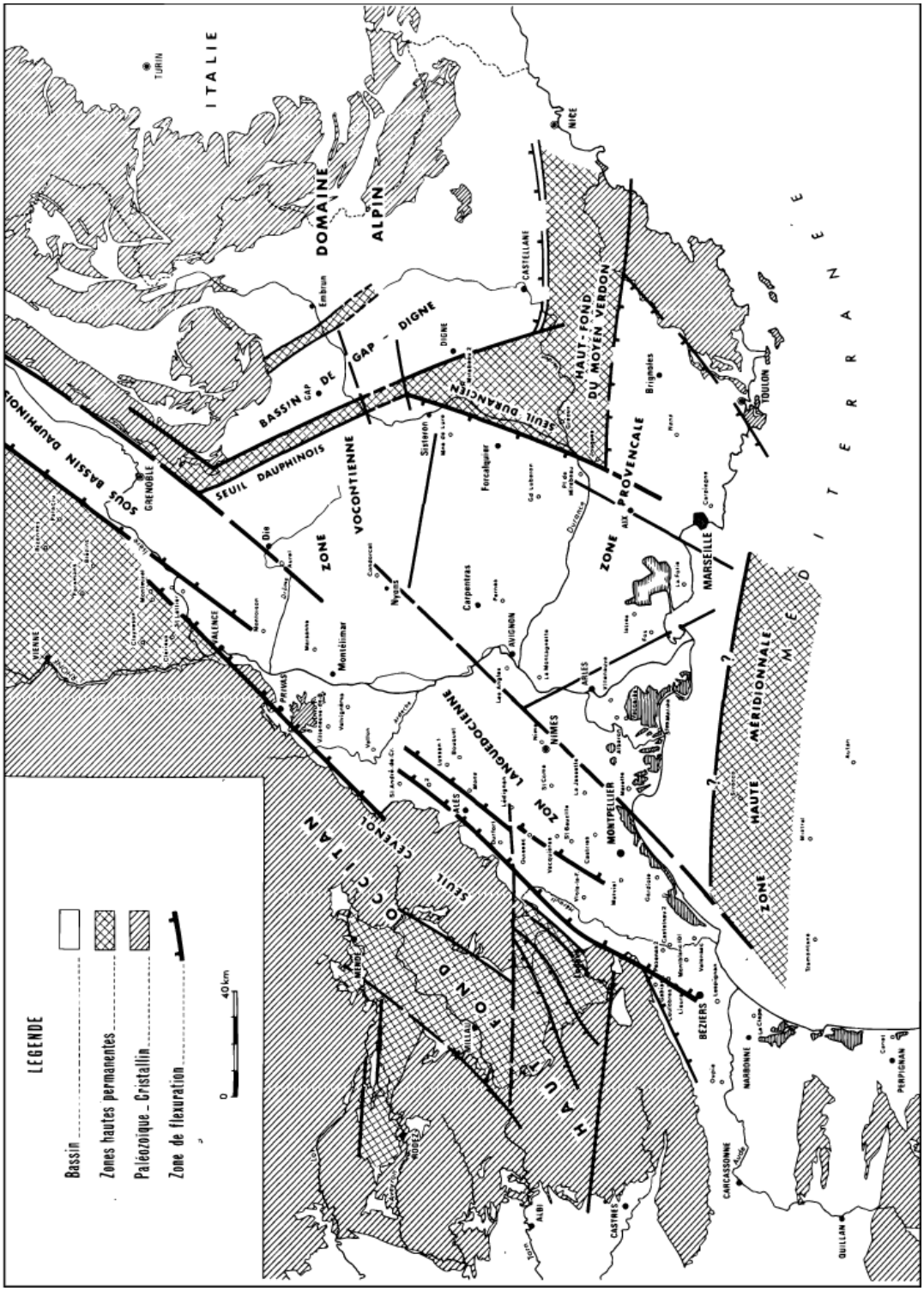

FIGURE 1.7: Schéma structural du bassion mésozoïque du Sud-Est (Reproduit de [Baudrimont & Dubois 1977]).

supérieur, permettant ainsi le développement de la karstification des calcaires du Crétacé dès cette période. A la fin du Crétacé le bassin est en grande partie émergé alors que des bassins continentaux se mettent également en place. L'eustatisme global est, à la fin du Crétacé, à son plus haut niveau (+220 m NGF) et ne cesse de baisser au Tertiaire, ce qui favorise la karstification par une augmentation du relief et donc de l'épaisseur de terrain sédimentaire karstifiable.

1.2.1.2 Tertiaire

L'ère tertiaire (-65 à -2 Ma) est caractérisée par de grands bouleversements tectoniques, avec d'abord à l'Eocène une phase compressive N-S associée à la structuration des Pyrénées. Elle a pour conséquence la formation de plis d'axe E-W et le jeu en décrochement sénestre des failles des Cévennes et de Nîmes. La tectonique compressive, associée à la baisse du niveau marin, provoque une élévation des reliefs, ce qui augmente encore le potentiel de karstification. A l'Oligocène, la région est soumise à une phase extensive (rifting), due à l'ouverture du Golfe du Lion. L'extension E-W à NW-SE entraîne la création de bassins adjacents aux accidents majeurs. A l'instar de l'aquifère karstique de la Fontaine de Nîmes, barré par la présence du bassin de la Vistrenque de l'autre côté de la faille de Nîmes, des karsts barrés peuvent alors se former (voir section 1.2.3). Le Miocène inférieur est caractérisé par une évolution en marge passive. A la fin du Miocène, se produit l'événement eustatique majeur du Messinien (aussi connu sous le nom de crise de salinité messinienne, voir la section 1.2.2.1) : la fermeture du détroit de Gibraltar et la chute du niveau de la Méditerranée de plus de 1 500 m [Clauzon 1982] jusqu'à la réouverture 500 000 ans plus tard. La durée et le climat de cette période sont favorables à la karstification. Avec la crise messinienne associée à la tectonique alpine, le potentiel de karstification atteint son paroxysme. Il a pour conséquence la réactivation des anciens réseaux karstiques et le développement très profond sous le niveau marin actuel et sur toute la région, probablement jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres à l'intérieur des terres [Maréchal *et al.* 2004]. Ainsi, certains systèmes méditerranéens tels que la Fontaine du Vaucluse [Mudry & Puig 1991], ou Font Estramar présentent des développement topographiés à des profondeurs très importantes. La remontée du niveau marin engendre ensuite l'ennoyage et le colmatage partiel des systèmes karstiques, avec une possible spéléogenèse « per ascensum » [Mocochain *et al.* 2006b].

1.2.1.3 Quaternaire

Au Quaternaire, une compression N-S a été décrite dans les Pyrénées, en Provence [Ritz 1991], dans la partie ouest du Languedoc [Birot *et al.* 1968] ainsi qu'à l'est [Josnin *et al.* 2001] entrainant de potentiels mouvements verticaux [Josnin *et al.* 1998]. De fréquentes chutes eustatiques liées aux glaciations (jusqu'à −120 m) ont également permis le développement de la karstification de cette région pendant les périodes interglaciaires. Cette dynamique a pu réactiver les réseaux karstiques préexistants, notamment ceux hérités de la crise messinienne ou les précédents.

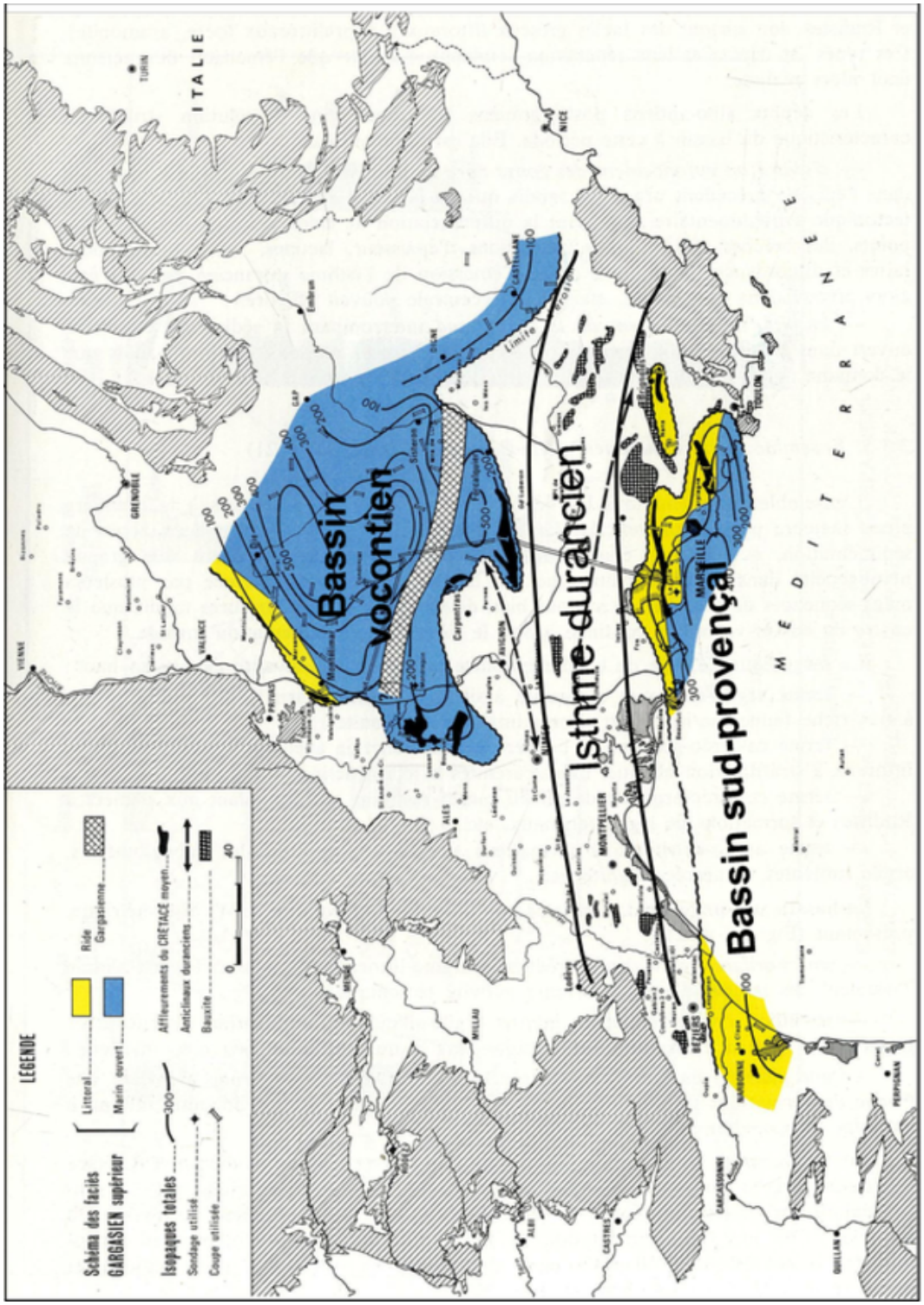

FIGURE 1.8: Carte d'isopaques et environnement sédimentaire du Crétacé moyen (Reproduit de [Baudrimont & Dubois 1977]).

1.2.2 Revue des travaux existants portant sur la genèse des karsts méditerranéens

Dans le domaine méditerranéen qui nous intéresse, le niveau de base des systèmes karstiques est lié directement à l'évolution du niveau eustatique de la Mer Méditerranée et de celui des cours d'eau et fleuves qui s'y jettent. Ces niveaux de base ont été affectés par d'importantes variations au cours de l'histoire géologique, au cours des émersions précoces des massifs carbonatés, des variations eustatiques mondiales, des surrections et subsidences issues de la tectonique [Clauzon 1990, Seranne *et al.* 2002]. Ces phases successives d'abaissement et d'élévation des niveaux de base confèrent un caractère polyphasé à la majorité des karsts méditerranéens [Blanc & Miskovsky 1997], ce qui rend encore plus difficile la compréhension des processus de spéléogenèse, des réseaux pouvant être abandonnés, réutilisés, ou modifiés par l'instauration de nouveaux régimes d'écoulement.

Une méthodologie basée sur la géologie régionale a été développée, en replaçant le massif karstique dans un contexte de géodynamique de bassin sédimentaire [Aunay *et al.* 2002, Aunay *et al.* 2003]. Elle consiste en plusieurs étapes :

- Caractérisation de la géométrie des massifs carbonatés potentiellement karstifiables
- Synthèse des périodes propices au développement de la karstification en considérant conjointement la géodynamique régionale et la charte eustatique mondiale
- Reconnaissance des morphologies d'aplanissement et l'enregistrement sédimentaire fossile des massifs karstiques
- Définition du potentiel théorique de karstification (différence de potentiel hydraulique entre la zone d'alimentation de l'aquifère et l'exutoire du système).

Ainsi, l'épaisseur potentiellement karstifiée, somme de toutes les accommodations karstiques (volume disponible entre le niveau de base d'un karst d'âge donné et la paléo-surface qui lui est connectée dans une même séquence eustatique) a été définie pour la région Languedoc Roussillon.

1.2.2.1 L'influence du mégacycle eustatique messino-pliocène

Certains auteurs privilégient une phase particulière de l'histoire géodynamique méditerranéenne, le mégacycle eustatique messino-pliocène, auquel ils attribuent principalement la mise en place des systèmes karstiques noyés de la zone considérée [Audra *et al.* 2004, Mocochain *et al.* 2006b, Mocochain *et al.* 2006a]. Trois évènements marqués ont caractérisé ce cycle et exercé leur influence sur l'évolution karstique régionale (Figure 1.9) :

- Au Messinien, une baisse mondiale du niveau des mers, couplée à l'isolement de la Mer Méditerranée de l'Océan Atlantique par la création d'un seuil (détroit de Gibraltar), a entraîné une chute considérable du niveau de base

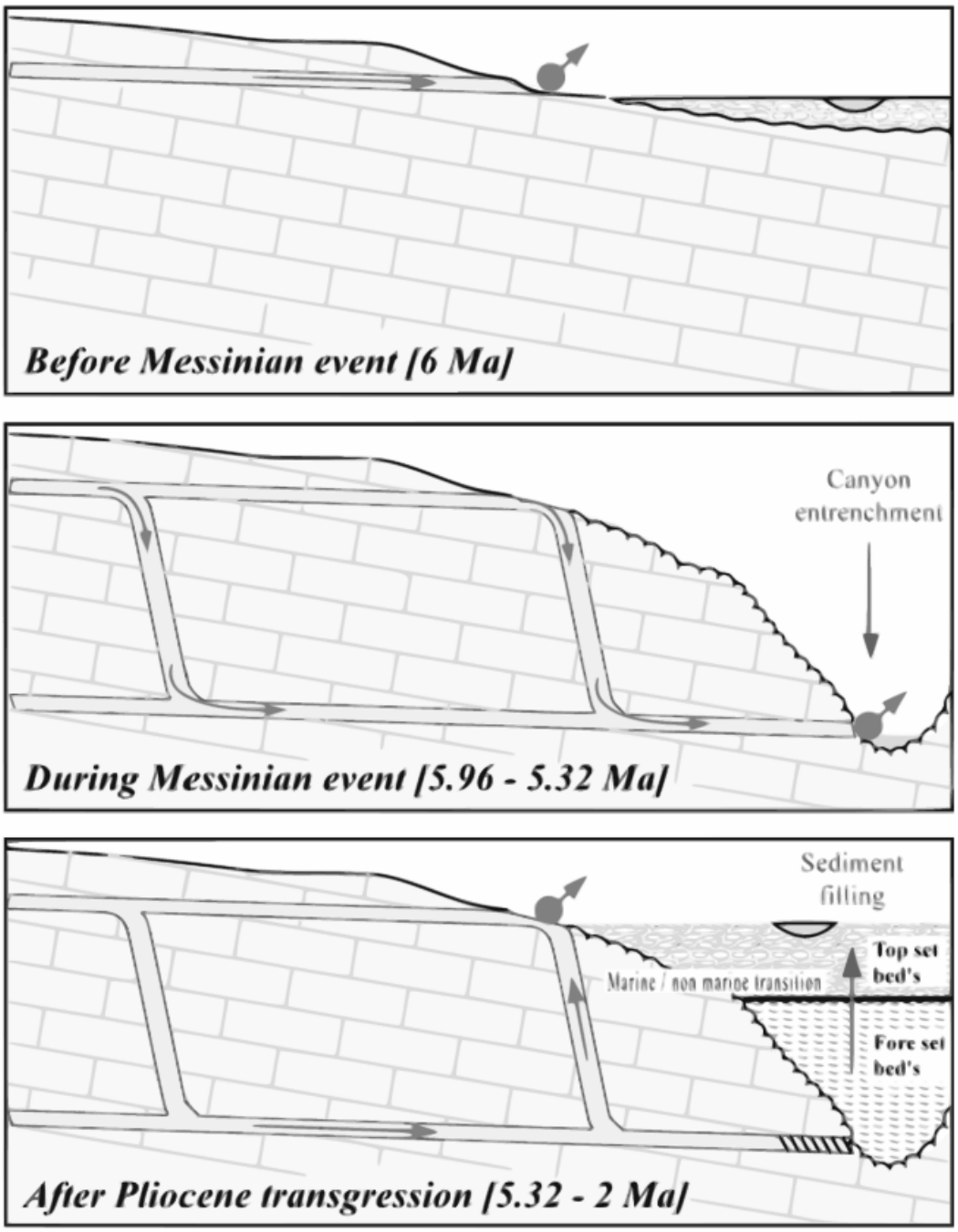

FIGURE 1.9: Diagramme schématique représentant une interprétation de l'évolution des drainages karstiques au cours du cycle Messino-Pliocène (Reproduit de [Audra *et al.* 2004]).

(jusqu'à 1500 m sous le niveau de l'Atlantique) en Méditerranée par assèchement et le dépôt d'évaporites. Ces niveaux particulièrement bas ont entraîné le développement de la surface d'érosion messinienne, associée à des canyons messiniens sur les marges continentales. Ces surcreusements ont donné lieu à un abaissement drastique des niveaux de base karstiques, et par conséquent l'établissement de gradients hydrauliques particulièrement forts permettant une importante karstification en profondeur. Cette phase aurait duré de 5,96 Ma à 5,32 Ma avant notre ère.

- Au Zancléen (première subdivision du Pliocène) s'est produit une transgression abrupte, permettant le remplissage rapide du bassin méditerranéen en moins de 20 ans et sans remplissage sédimentaire marin transgressif [Blanc *et al.* 1992, Clauzon & Rubino 1995]. Un haut niveau marin s'est alors installé durablement (5,32 Ma à 3,8 Ma avant notre ère) et a submergé les canyons messiniens, créant ainsi des vallées noyées (rias). Les drainages karstiques profonds ont de ce fait été bloqués, ce qui a forcé l'eau à remonter par le biais de systèmes vauclusiens ou de sources sous-marines. Ainsi, des sources karstiques sous-marines existent sur le pourtour méditerranéen : par exemple en France [Cavalera 2007, Fleury 2005], Espagne [Fleury *et al.* 2008], Italie [Fleury *et al.* 2007], en Grèce [Arfib 2001] ou au Liban [El-Hajj 2008]. Les chemins empruntés pouvant alors être des systèmes pré-existants ou de nouveaux passages, selon la disponibilité des vides.
- Les vallées noyées se sont ensuite retrouvées progressivement comblées par la sédimentation marine, ce qui ajouté à l'aggradation fluviale entraîna une montée du niveau de base et la migration ascensionnelle des sources karstiques (3,8 à 2 Ma avant notre ère).

Des études portant sur des systèmes aquifères karstiques distribués dans tout le pourtour méditerranéen français ont conclu à une forte influence de ce cycle [Audra *et al.* 2004, Audra *et al.* 2007, Camus 2003, Camus 1997, Gilli & Audra 2004, Mocochain *et al.* 2006b, Mocochain *et al.* 2009, Seranne *et al.* 2002].

La variété des environnements géologiques et structuraux, ainsi que de la durée et de l'amplitude de la variation du niveau de base au sein du domaine méditerranéen, rend quasiment impossible la proposition d'un modèle simplifié d'évolution karstique dans un tel contexte. Trois types complètement différents de développement de drainage en domaine méditerranéen français peuvent être distingués [Audra *et al.* 2004], avec pour principal critère la distance du système vis-à-vis de la mer Méditerranée.

- Des aquifères karstiques côtiers, sujets à une contamination par des eaux marines (exemples des sources sous-marines de Port-Miou et Bertouan [Gilli & Audra 2004]).
- Des aquifères karstiques connectés aux canyons messiniens et aux vallées noyées pliocènes (exemples de Fontaine de Vaucluse, et des karst ardéchois [Mocochain *et al.* 2006b, Mocochain *et al.* 2009]).

- Des aquifères continentaux des Causses méditerranéens (situés entre le socle hercynien Cévennol et le Golfe du Lion). On peut citer par exemple les paléo-vallées perchées de l'Hérault, du Vidourle, en relation avec l'aquifère karstique du Lez [Camus 2003].

1.2.2.2 L'influence de la tectonique sur le développement des drains karstiques languedociens

Les aquifères karstiques languedociens sont caractérisés par la surimposition de plusieurs phases de karstification, s'étant déroulées sous des contextes géologiques et tectoniques différents [Camus 2003, Léonardi *et al.* 2011]. Comme cela a été précisé dans le résumé de l'histoire géologique méditerranéenne, la karstification a débuté dés le Crétacé. Ces phases précoces de karstification semblent avoir déterminé les principales directions d'écoulement, qui ont encore cours aujourd'hui [Léonardi *et al.* 2011]. Ceci est cohérent avec le principe d'héritage abordé dans les sections précédentes : les premières phases de karstification renforcent l'hétérogénéité du système. Durant les phases suivantes, la karstification a tendance à être guidée par les structures de perméabilité pré-existante. L'accent est ainsi mis sur les conditions ayant cours au moment de l'initiation de la karstification.

1.2.3 L'exemple du système karstique de la Fontaine de Nîmes

Après avoir abordé des éléments généraux sur la mise en place des aquifères karstiques méditerranéens, nous nous penchons de manière plus précise sur un système en particulier, l'aquifère karstique de la Fontaine de Nîmes. Les éléments présentés ci-après ont été acquis et analysés dans le cadre du stage de Master 1 de Vincent Vidal, réalisé en 2009 à l'Université Montpellier 2 sous la responsabilité de Véronique Léonardi et en collaboration avec Nathalie Dörfliger et Antoine Lafare. Le but était d'obtenir des données de fracturation et de cartographie du réseau spéléologique. Ceci afin de caractériser la relation entre le développement des drains karstiques et les structures tectoniques, mais aussi de fournir des données utilisables dans le cadre d'une potentielle modélisation future inspirée de ce système naturel.

1.2.3.1 L'aquifère karstique de la Fontaine de Nîmes

La ville de Nîmes est la préfecture du Gard, département situé entre la mer Méditerranée et les reliefs cévenols. L'aquifère karstique drainé par la Fontaine s'étend au Nord de la ville, et est en partie urbanisé dans sa partie aval. La présence de ce karst actif dans une partie de la ville pose régulièrement problème lors d'évènements pluviométriques intenses. Plusieurs inondations ont ainsi affecté la ville ces dernières décennies, dont celle de triste mémoire du 3 octobre 1988 qui provoqua la mort de neuf personnes.

Le système karstique est représenté par les formations calcaires et marno-calcaires de l'Hauterivien (voir Figure 1.10). Moins karstifié que le Barrémien, l'extension de ce réservoir dépasse, au moins vers l'ouest (Parignargues) la limite du

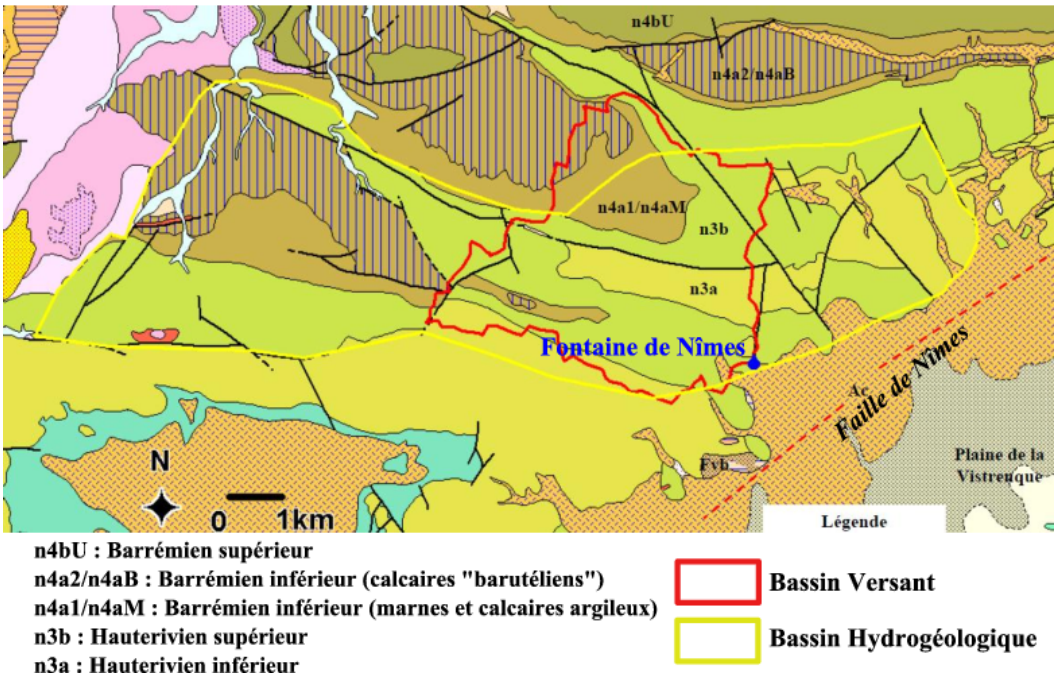

FIGURE 1.10: Carte simplifiée représentant la géologie du système karstique de la Fontaine de Nîmes (modifié de [Vidal 2009]).

bassin versant superficiel de la Fontaine de Nîmes, avec également de possibles communications avec les calcaires barutéliens (n4a2). Les formations de marnes et de calcaires argileux de l'Hauterivien inférieur (n3a) ne sont pas imperméables contrairement à ce que leur lithologie peut laisser croire, du fait d'une intense fracturation. L'Hauterivien supérieur (n3b) se démarque par sa masse calcaire sans intercalation importante sur 100 à 200 m. Ces deux systèmes karstiques sont isolés par les calcaires argileux et marnes du Barrémien inférieur (n4a1) qui jouent un rôle important dans la délimitation du bassin hydrogéologique de la Fontaine de Nîmes [Maréchal *et al.* 2004].

Le bassin versant topographique s'étend au nord sur environ 22 km^2 passant d'un paysage de garrigue en amont à un paysage urbain en aval. Il diffère du bassin hydrogéologique (ou bassin d'alimentation) puisque ce dernier est estimé à 65 km^2 d'après des traçages et bilans hydrologiques [Fabre 1997, Maréchal *et al.* 2004]. L'aquifère de la Fontaine de Nîmes est constitué des formations carbonatées (marno-calcaires et calcaires) de l'Hauterivien (inférieur et supérieur) ainsi que des calcaires de la base du Barrémien pour une puissance totale estimée entre 400 et 600 m. C'est un karst gravitaire unaire qui alimente quelques sources pérennes ou temporaires, toutes situées dans la partie méridionale des garrigues, mais dont le débit n'est élevé qu'en période de crue. La faille de Nîmes constitue une barrière peu perméable donnant une structure de karst barré à cet aquifère (Voir Figure 1.11). La nappe de l'aquifère est libre au Nord de la Fontaine de Nîmes, dans le secteur des garrigues.

Elle devient captive très localement au Sud de la rue E. Jamais [Fabre 1988].

La Fontaine de Nîmes émerge dans la partie nord-ouest de la ville de Nîmes, en amont de la faille de Nîmes. C'est une source pérenne de type vauclusien, avec le développement de siphons sous le niveau d'écoulement. Elle constitue le principal exutoire du karst. L'eau de la Fontaine a un faciès bicarbonaté calcique et présente une importante turbidité (une large part aval du système est urbanisée, principalement par des habitations individuelles possédant des systèmes d'assainissement non collectifs). C'est une source de trop plein dont le débit moyen est d'environ 560 L/s mais qui varie de 20 L/s à l'étiage jusqu'à 20-25 m3/s en crue. Le système des garrigues lors d'une crue est caractérisé par un important ruissellement au niveau des vallées sèches ou « cadereaux » et de nombreux débordements du karst au niveau de sources temporaires ou « boulidous » [Maréchal & Ladouche 2006]. L'extension du karst en profondeur est à l'heure actuelle difficile à estimer, du fait que la faille de Nîmes a une perméabilité variable mais globalement faible. On ne sait donc pas quelle hauteur était noyée ni quand. Le rôle de la faille reste donc encore à préciser. Des pompages effectués sur les principaux exutoires des calcaires hauteriviens (Fontaine de Nîmes, Foux du Saint-Gervasy) ont montré qu'il n'y avait pratiquement pas de réserve en dessous du seuil d'écoulement : les apports souterrains des calcaires à la nappe de la Vistrenque, bien que probables, ne devraient a priori pas être très élevés [Maréchal 2004].

1.2.3.2 Caractérisation de la fracturation

1.2.3.2.1 Mesures de fracturation in situ : Les rosaces de fracturation présentées (Figure 1.12) ont été réalisées à partir de 350 mesures de fractures effectuées in situ après une recherche des escarpements potentiellement intéressants en utilisant photos aériennes, cartes géologiques et cartes topographiques [Vidal 2009]. Ces rosaces indiquent le pourcentage de fractures présentes dans chaque intervalle de 10 degrés.

Les familles de failles dominantes sur l'Hauterivien inférieur (figure 9) sont N010-N020 ; N060 ; N170. Les familles minoritaires sont N070-N080 ; N100. Les familles dominantes dans l'Hauterivien supérieur sont N030-N040 ; N070. Deux familles minoritaires sont également présentes : N060 ; N170-180. L'intervalle N080-N110 ne comprend que très peu de fractures. Concernant l'ensemble des mesures, toutes les directions sont représentées ce qui rend les résultats difficiles à interpréter. Le vecteur moyen a une direction N030 mais présente un écart-type important autour de cette direction. Les trois familles qui ressortent malgré tout sont N050-N060 ; N100 ; N170-180. La majorité des fractures sont d'âge éocène et oligocène, la tectonique alpine n'ayant que peu affecté la région nîmoise.

1.2.3.2.2 Fracturation par photos aériennes : Le relevé de fracturation a également été effectué via l'exploitation de photos aériennes à l'aide d'un dispositif de vision binoculaire. Une fois le relevé effectué, des mesures de longueur et de direction ont été entreprises : des rosaces de direction des fractures en longueur cumulée

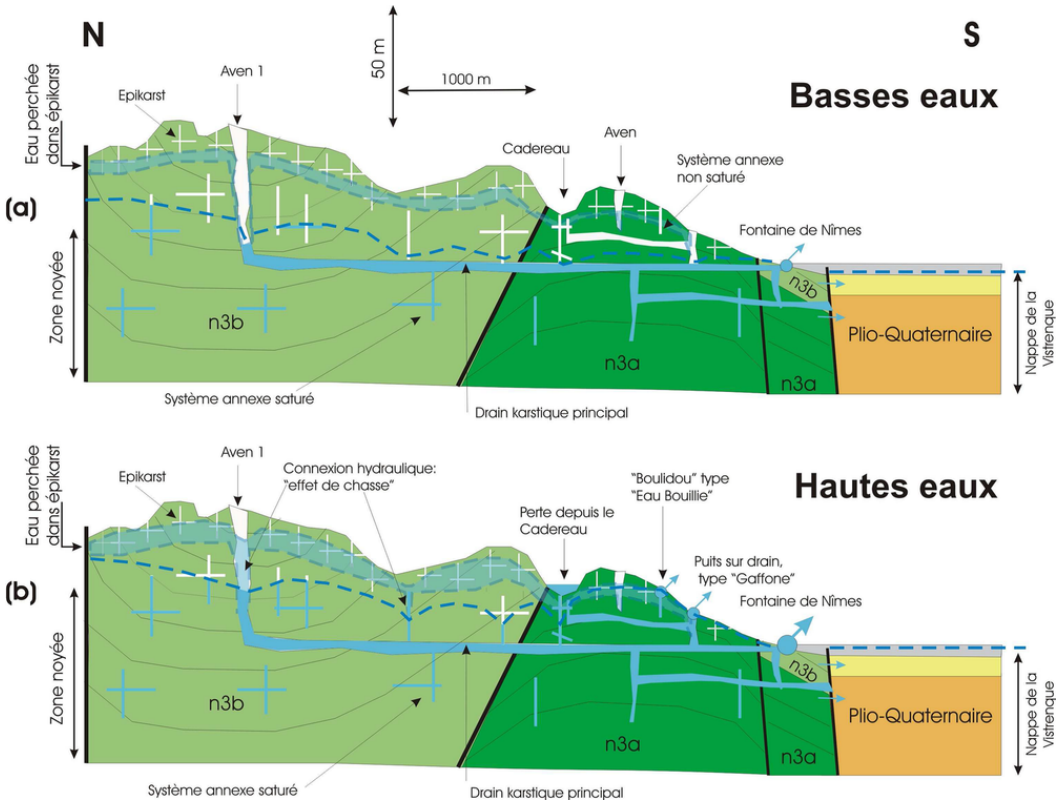

FIGURE 1.11: Modèle conceptuel du fonctionnement de l'aquifère karstique de la Fontaine de Nîmes en basses eaux (a) et en hautes eaux (b) (reproduit de [Maréchal & Ladouche 2006]).

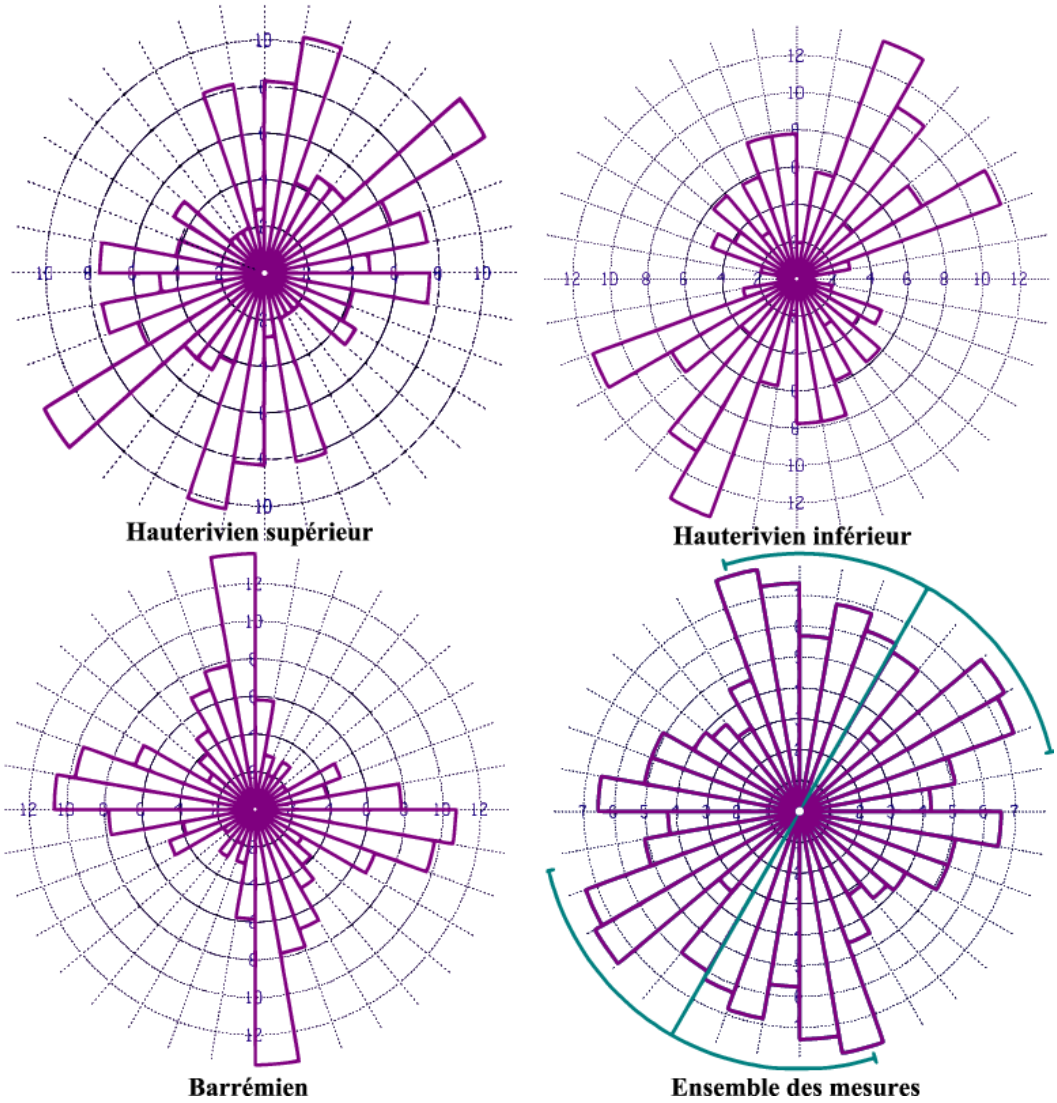

FIGURE 1.12: Rosaces en fréquence des directions de la fracturation, par formation puis globalement avec vecteur moyen et intervalle de confiance (les valeurs sont exprimées en pourcentage.

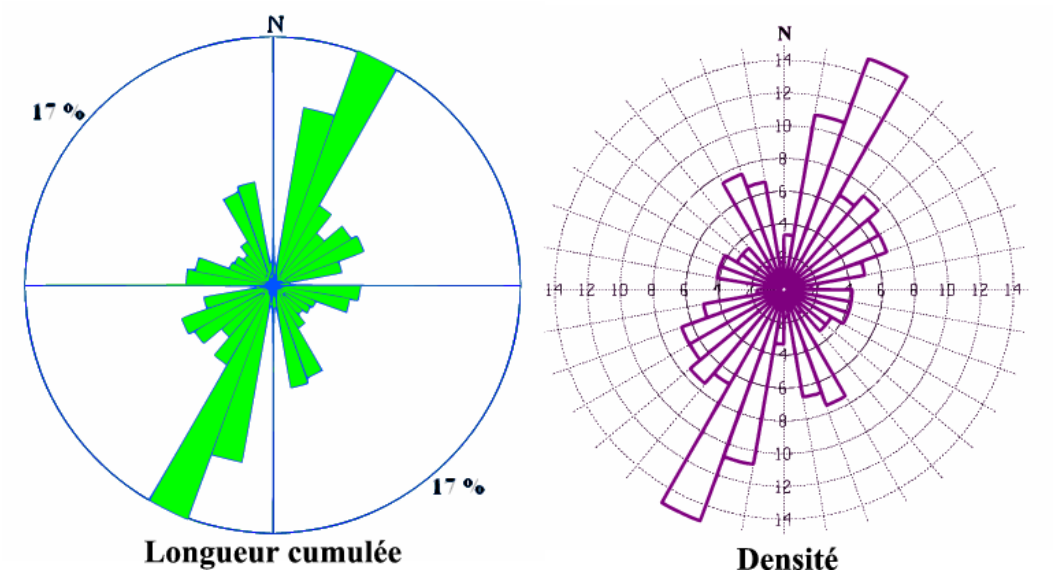

FIGURE 1.13: Rosaces des directions de la fracturation mesurée par photos aériennes, en longueur cumulée puis en densité (les valeurs sont exprimées en pourcentages).

ainsi qu'en densité ont pu ainsi être réalisées (Figure 1.13). Le nombre relativement faible de fractures relevées (120) doit être pris en compte dans l'interprétation qui doit rester prudente.

Les rosaces de direction des fractures en longueur cumulée et en densité sont quasi identiques. La famille prédominante est N020-N030 et les familles minoritaires sont N040 ; N060-N070 ; N100-N110 ; N160-N170. La direction N020-N030 qui se dégage est compatible avec celle du vecteur moyen résultant de l'étude de fracturation in situ. On remarque néanmoins que les autres directions demeurent moins visibles.

1.2.3.3 Caractérisation du réseau spéléologique

Des données issues notamment des campagnes d'exploration (Nemausa) ont été fournies par les membres de l'Association Fontaine de Nîmes, afin de disposer de connaissances actualisées sur le développement du réseau spéléologique.

1.2.3.3.1 Représentation du réseau : L'association Fontaine de Nîmes regroupant notamment des spéléologues a entrepris l'exploration du réseau spéléologique de la Fontaine de Nîmes. La source étant pérenne, les explorations ont donc dû être effectuées en plongée, ou ont nécessité des opérations de pompage pour dénoyer le conduit (voir Figure 1.14). Les membres de ces expéditions (expéditions NEMAUSA) ont ainsi effectué des relevés topographiques pour une longueur totale portée à l'heure actuelle à plus de 5 km. Ces données ont permis de commencer un travail de représentation en trois dimensions (3D) qui n'avait jusque là pas été entrepris (Figure 1.15). Dans cette optique, le logiciel GHTopo (solution libre Windows

FIGURE 1.14: La Fontaine de Nîmes, dénoyée après une opération de pompage en vue d'une exploration (gauche), en crue (droite). (Photos : Gilbert Jouanen, Association Fontaine de Nîmes).

pour le traitement des données TOPOROBOT) a été employé. Le réseau actuellement connu part de la source (Fontaine de Nîmes, vasque aménagée au sein des « Jardins de la Fontaine ») et se divise en deux bras principaux (Ouest et Nord) s'enfonçant sous la ville.

1.2.3.3.2 Mesure de l'orientation des galeries : L'orientation des galeries en pourcentage de longueur cumulée est présentée (Figure 1.16), pour le réseau total, mais aussi pour les deux branches principales séparément (sachant que la portion depuis la source jusqu'à la confluence des deux branches est ici classée dans le réseau ouest).

La rosace présentant la direction des galeries du réseau ouest présente une unique famille dominant de loin toutes les autres : N070, mais avec un développement relativement homogène des autres directions. La rosace présentant l'orientation du réseau nord présente une famille N030-N050 regroupant environ la moitié des galeries. Enfin, la dernière rosace synthétisant la direction de l'ensemble des galeries permet de distinguer deux familles dominantes : N030-N050 ; N070. La famille N070 étant plus représentée que la famille N030-N050. Cela s'explique notamment par le fait que la longueur explorée du réseau ouest (2706 m y compris la partie collectrice) est bien supérieure à celle du réseau nord (1445 m). Les familles correspondent avec le vecteur moyen de la rosace regroupant toutes les fractures mesurées in situ (Figure 1.12) de direction N030. Il est aussi possible de noter une concordance entre les rosaces de fracturation mesurée par photo aérienne (Figure 1.13) et celle du réseau nord. La direction de ces familles coïncide avec les directions de la faille des Cévennes et de celle de Nîmes.

Il faut également souligner les différences entre les deux réseaux : le réseau nord a un aspect relativement rectiligne et une direction globalement N030-N050 tandis que le réseau ouest est plus tortueux et présente une direction des galeries majoritaire N070. Ces différences peuvent s'expliquer par la différence des conditions aux limites (relation recharge / décharge) ayant contrôlé la formation de ces deux

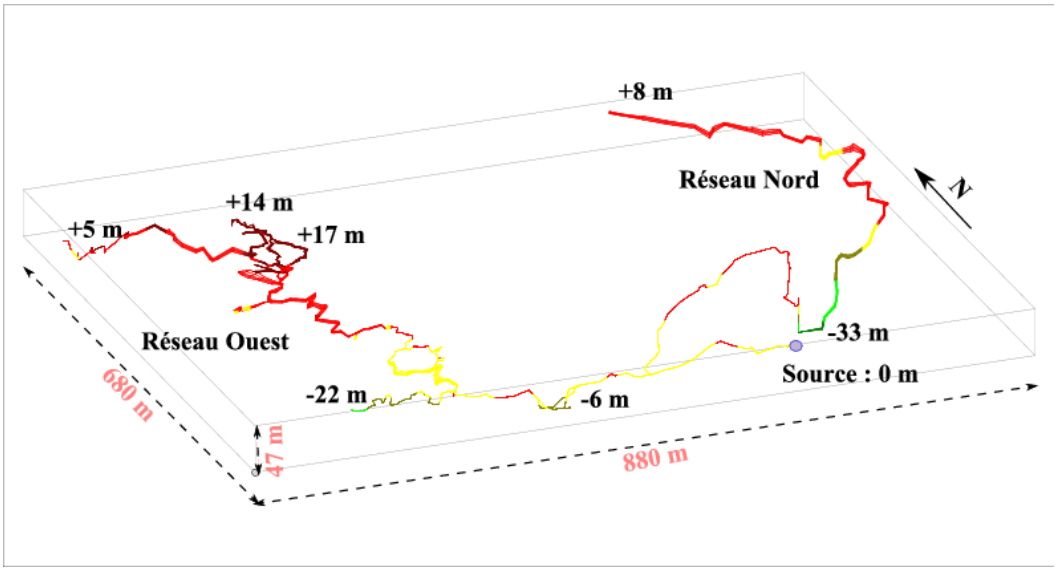

FIGURE 1.15: Représentation tridimensionnelle du réseau spéléologique cartographié : la source est prise comme niveau de référence (0 m), et la couleur représente l'altitude des segments du réseau par rapport à ce niveau (du jaune vers le vert quand on est sous le niveau de la source, du jaune vers le rouge puis le marron quand on est au dessus).

branches principales. Un gradient hydraulique plus ou moins parallèle aux structures permettant une karstification préférentielle (Famille particulière de fracture ou horizons d'inception) peut permettre le développement d'un réseau à la géométrie sinon rectiligne du moins relativement simple (Voir section 1.1). Dans le cas contraire, une géométrie plus torturée est tout à fait prévisible. Cependant cette différence de géométrie entre ces deux réseaux peut également s'expliquer par une différence dans la structure la roche : un réseau karstique se développant dans une zone très endommagée (avec une importante concentration de failles et de fractures) aura une forme plus torturée que celui se développant dans une zone moins endommagée.

Une étude plus précise des structures géologiques au sein desquelles se développent ces deux branches (notamment la recherche d'horizons préférentiels de karstification, voir la section 1.1.2.3) pourrait apporter des éléments de compréhension.

1.2.3.3.3 Mesure des altitudes des galeries : Les histogrammes ont été réalisés, représentant la répartition altitudinale du réseau. C'est un moyen utile notamment pour déceler d'anciens niveaux de base ou des niveaux où les drains se sont préférentiellement développés qui sont représentés par des longueurs cumulées plus importantes. Le niveau 0 est le niveau d'eau actuel de la Fontaine de Nîmes, relevé de 2 m par rapport au niveau naturel par un batardeau du XIXme siècle (lors de l'aménagement de la source au sein du jardin public).

L'histogramme fourni (Figure 1.17) représente la longueur cumulée de galerie par

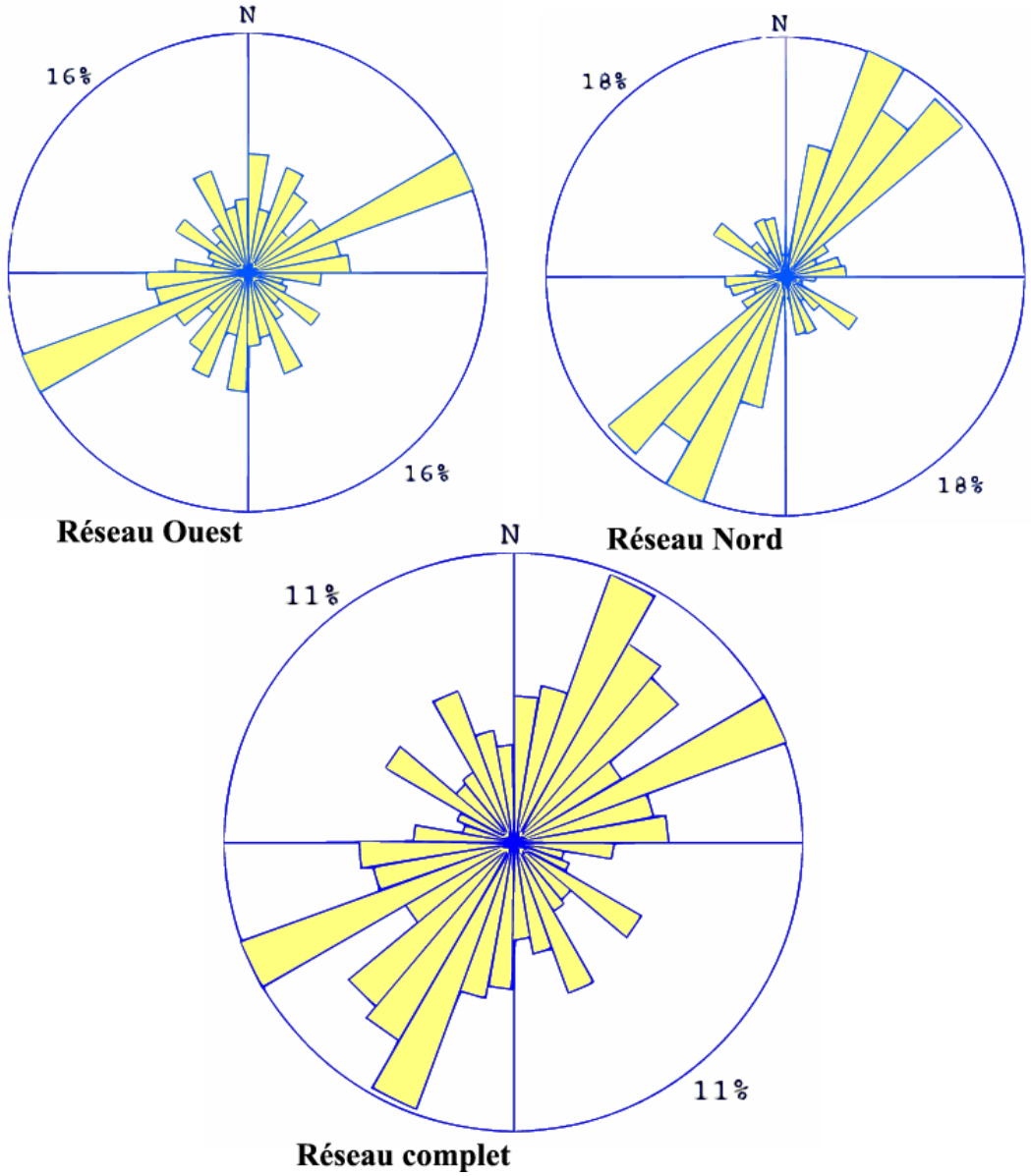

FIGURE 1.16: Rosaces de direction des galeries, en pourcentage de longueur cumulée, pour chaque branche de réseau, puis pour le réseau complet.

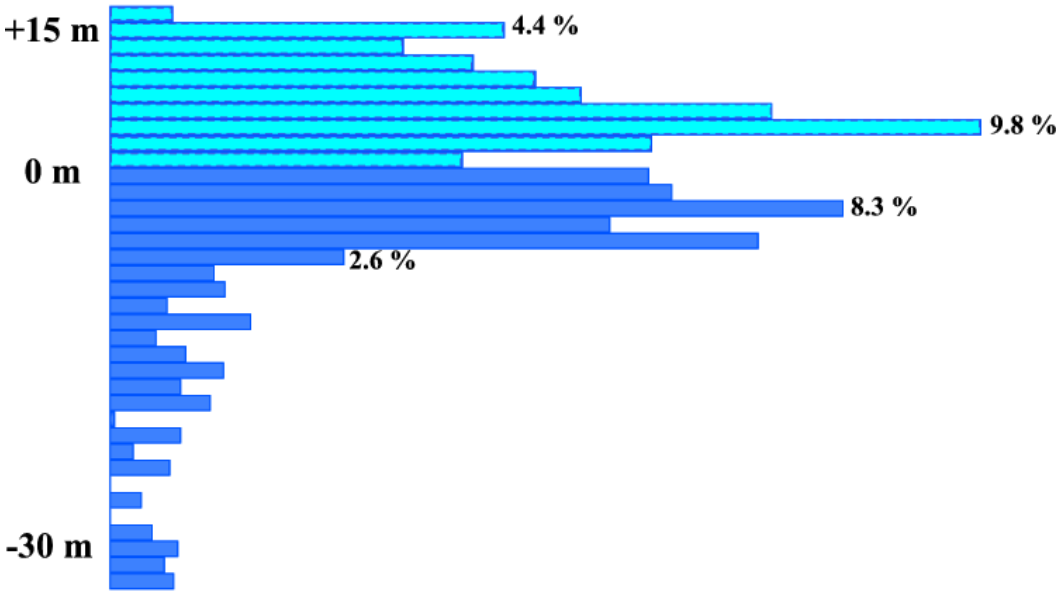

FIGURE 1.17: Histogramme des altitudes relativement au niveau de la source des galeries, en pourcentage de la longueur cumulée.

tranche de $1,25m$ d'altitude sur la totalité du réseau topographié. L'essentiel des galeries est compris entre $+15m$ et $-10m$, avec deux pics respectivement à $+4m$ et $-4m$ d'altitude. Le développement de galeries à un niveau inférieur à celui de l'exutoire actuel peut être interprété par l'existence passée d'au moins un niveau de base situé plus bas que celui que nous connaissons aujourd'hui. Un évènement eustatique de l'ampleur de la crise messinienne peut éventuellement avoir joué un rôle sur cette karstification en profondeur. La profondeur maximale mesurée, à $-35m$, va dans ce sens, bien qu'elle soit peu représentée (sachant bien entendu que l'exploration du réseau est loin d'être exhaustive). L'hypothèse du rôle de barrière hydraulique potentiellement exercé par la faille de Nîmes, peu perméable, pourrait être avancée pour expliquer un développement relativement faible à cette profondeur. Il convient cependant de garder à l'esprit que l'exploration du réseau n'est pas exhaustive, et que les tronçons les plus profonds sont plus difficiles à parcourir.

1.2.3.4 Synthèse

L'aquifère karstique drainé par la Fontaine de Nîmes a pu commencer à se développer dés l'Eocène [Husson 2011] mais les directions préférentielles des réseaux observables supposent un développement à l'Oligocène [Léonardi *et al.* 2011], quand l'ouverture du Golfe du Lion a créé la dépression de la Vistrenque. La karstification a ensuite probablement été reprise, notamment au cours de l'évènement messinien, mais il est difficile d'estimer la profondeur qu'elle a pu atteindre. En effet les conditions aux limites sont incertaines : la faille de Nîmes qui barre le karst,

de perméabilité faible, freine les écoulements actuels du karst vers la nappe de la Vistrenque.

Les mesures effectuées semblent révéler l'importance de la direction NNE-SSW à NE-SW comme le montrent les rosaces de fracturation in situ et à l'échelle aérienne ainsi que celle des directions des galeries (c'est particulièrement le cas pour le réseau nord). Cependant les deux portions de réseaux explorées s'avèrent assez différents de par leur morphologie.

A partir des informations précédemment décrites, il est possible d'émettre une hypothèse sur l'histoire de la genèse de ce réseau karstique.

- Le massif s'est fracturé à l'Eocène pendant la compression pyrénéenne selon une direction privilégiée NNE-SSW à NE-SW. Un début de karstification est possible à cette époque, notamment dans les fractures de direction parallèle à la direction de compression.

- Le jeu en faille normale de la faille de Nîmes à l'Oligocène a provoqué l'affaissement du Bassin de la Vistrenque, augmentant ainsi le gradient hydraulique (et donc le potentiel de karstification). A cette époque, l'ouverture des fractures parallèles à la faille de Nîmes facilite la circulation d'eau et donc le développement d'un réseau de direction majoritaire NE-SW.

- Cette karstification a pu être reprise notamment lors de la crise messinienne, ce qui pourrait expliquer le développement apparent sous le niveau de l'exutoire.

- Le réseau nord acheminerait l'eau venant du N à NE, et aurait pu ainsi emprunter le passage plus aisé fourni par la fracturation du système qui suit a priori majoritairement cette direction. Ce tronçon s'avère d'ailleurs plutôt rectiligne sur d'assez longues distances.

- Le réseau ouest collecterait quant à lui l'eau provenant de l'W au N (principalement WNW), obligeant les écoulements à se frayer un chemin plus compliqué tenant compte des structures de perméabilité majeures. Ainsi, pour rejoindre l'exutoire du système, l'eau de ce réseau aurait dû exploiter d'autres discontinuités mineures pour passer d'une fracture à l'autre. Ce cheminement compliqué donnant alors vraisemblablement son aspect particulièrement tortueux à cette partie du réseau : on peut d'ailleurs noter des structures de type anastomose (réseau ouest, Figure 1.15) permettant probablement de contourner certains blocages (voir section 1.1.3).

Ceci n'est bien entendu qu'une première approche de la compréhension de la genèse du réseau karstique de la Fontaine de Nîmes. Des études supplémentaires, notamment une analyse comparée du réseau topographié et des structures géologiques locales (stratification notamment) pourrait permettre de distinguer des horizons préférentiels de développement spéléogénétique.

1.3 Revue des approches existantes de modélisation de la spéléogenèse

Les déterminismes généraux de la karstification et plus précisément ceux spécifiques au domaine méditerranéen ont été décrits dans les sections précédentes. Ceci permet de se faire une idée plus précise des éléments que doit prendre en compte une méthode de modélisation pour prétendre apporter à la compréhension de la mise en place des karsts méditertanéens. La section présente a pour but de citer les approches existantes de modélisation de la spéléogenèse, et de déterminer si elles présentent les caractéristiques requises par l'objet de notre étude.

Plusieurs modèles de la genèse des réseaux karstiques peuvent être décrits, considérant différentes hypothèses et différentes approches [Jeannin 1996] :

- Des approches déductives ou déterministes, basées sur les mécanismes physiques ayant déterminé entièrement le réseau karstique (champ physique final) à partir d'un champ physique initial et de conditions aux limites, considérant les processus physico-chimiques de dissolution.
- Des approches dites inductives (statistiques, fractales...) qui, à partir de l'analyse de la partie explorable des réseaux karstiques ou des réseaux de fractures, tentent d'extrapoler une image du réseau total, et de comprendre les phénomènes l'ayant engendré.

Nous nous intéresserons ici plus particulièrement aux approches déterministes, ayant donné lieu à l'élaboration de modélisations numériques de la spéléogenèse.

1.3.1 Les approches de modélisations numériques déterministes

1.3.1.1 Chronologie d'apparition des différentes approches

En ce qui concerne la détermination de la structure et de la géométrie des réseaux de conduits des aquifères karstiques, les approches les plus récentes consistent en des modélisations numériques déterministes, basées sur les lois physico-chimiques de transport et de dissolution, couplées aux équations d'écoulement. Ces modèles assez lourds en calcul font intervenir des méthodes numériques de résolution des équations différentielles à éléments finis et/ou à différences finies.

Une première génération de modèles, simulant en une dimension l'élargissement de fractures isolées [Dreybrodt 1990, Palmer 1991, Groves & Howard 1994b, Dreybrodt & Gabrovsek 2000], a révélé l'importance des cinétiques de dissolution d'ordre élevé dans le développement de la karstification en profondeur (concept dit de « kinetic trigger »). L'instauration de ce genre de cinétique, particulièrement lente, permet à une eau très proche de la saturation vis à vis de la calcite de conserver un pouvoir de dissolution lors de son écoulement au sein d'un aquifère. Ainsi, le processus de dissolution a la possibilité de se poursuivre, même à une distance significative des zones de recharge et en cas d'écoulement lent. Les méthodes de simulation ainsi que les résultats de ces premières approches [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005] seront décrits plus en détail

dans la section relative à la validation de la methodologie proposée dans le cadre de ce travail (Section 2.4).

Les investigations ont ensuite logiquement porté sur des réseaux de fractures bidimensionnels avec des conditions aux limites simplifiées [Groves & Howard 1994a, Howard & Groves 1995, Siemers & Dreybrodt 1998, Dreybrodt & Siemers 2000]. La condition de recharge apparaît alors comme un autre paramètre déterminant, avec la distinction entre une recharge à charge fixée, ou à débit fixé. Un potentiel (charge hydraulique) fixé permet alors un développement toujours croissant (le débit augmente constamment dans le domaine simulé), ce qui pose le problème de la réalité physique d'une telle recharge « illimitée ». Certains modèles prennent en compte une recharge de ce type durant les premières phases d'évolution du réseau karstique. Au delà d'un certain seuil, une condition de flux imposé est appliquée (plus réaliste, dans le sens où le système ne peut véhiculer plus d'eau que ce que la recharge est capable de lui fournir).

A partir de ces bases, des modèles plus complexes ont pu être élaborés. Certains prennent en compte un écoulement au sein d'une matrice fissurée simulée par un continuum en relation avec les conduits discrets via un facteur d'échange [Clemens *et al.* 1996, Clemens *et al.* 1999, Bauer *et al.* 2003] ou par un maillage à éléments finis commun avec les drains [Kaufmann & Braun 1999, Kaufmann & Braun 2000]. L'importance de la composante matrice poreuse dans l'écoulement de l'aquifère karstique primordial est alors mise en évidence par l'intermédiaire de simulations faisant intervenir des matrices aux conductivités hydrauliques variées [Bauer *et al.* 2000a, Romanov *et al.* 2002, Kaufmann 2003a, Bauer *et al.* 2003].

Des morphologies proches de celles décrites par [Palmer 1991] comme des structures dendritiques (voir section 1.1.3) ont pu être reproduites [Dreybrodt *et al.* 2005]. Ces études ont par la suite été étoffées par la prise en compte de conditions non confinées (aquifère libre représenté en coupe verticale) [Gabrovsek & Dreybrodt 2001, Kaufmann 2002, Liedl *et al.* 2003, Dreybrodt *et al.* 2005] permettant d'évaluer le rôle du niveau piézométrique ainsi que de la position du niveau de base. Une nouvelle prise en compte de la matrice fissurée est testée [Dreybrodt *et al.* 2005] : deux réseaux de fractures sont superposés, l'un dense et peu perméable simulant la matrice, l'autre plus ténu mais aux ouvertures plus importantes représentant les fractures majeures. [Kaufmann 2003b] simule la prise en compte de l'écoulement en zone non saturée au sein d'un aquifère en évolution, alors que [Bauer *et al.* 2005] ajoute une structure épikarstique modélisée pour évaluer l'influence sur l'évolution spéléogénétique de ce type particulier de recharge. Un autre modèle numérique [Annable 2003] prenant en compte un écoulement à saturation variable ainsi que le transport réactif et le transport de sédiments au sein d'un aquifère fracturé carbonaté a également été proposé dans le but de simuler l'évolution de proto-conduits à partir de fractures discrètes. Ce modèle a entre autre souligné l'influence de l'orientation des fractures verticales relativement au gradient hydraulique principal, avec des morphologies d'autant plus complexes que les orientations sont différentes. De plus, l'adjonction du transport de sédiments

fins a pour effet de réduire le taux de développement des conduits, à l'exception des zones où les vitesses d'écoulement sont les plus élevées : le réseau se concentre alors en un nombre restreint de cheminements qui se développent de manière accélérée.

Plus récemment encore, des modèles ont été élaborés à partir de données issues du suivi de systèmes naturels (en terme de recharge, mais aussi de conditions aux limites topographiques) [Kaufmann & Romanov 2008, Kaufmann 2009]. Enfin, les premiers modèles réellement tridimensionnels ont commencé à apparaître, concernant encore une fois l'évaluation de l'influence de l'écoulement matriciel [Kaufmann *et al.* 2010] ainsi que la simulation de conditions aux limites extrêmes causées par la présence d'un barrage [Hiller *et al.* 2011].

1.3.1.2 Exemples marquants

Un ouvrage relativement récent [Dreybrodt *et al.* 2005] compile les principales approches actuelles de modélisation numérique de la spéléogenèse. Il présente en détail les travaux réalisés par les auteurs, Wolgang Dreybrodt, Franci Gabrovsek et Douchko Romanov, tout en offrant un espace de contribution à deux autres équipes proposant des approches différentes : Sebastian Bauer, Steffen Birk, Rudolf Liedl et Martin Sauter d'une part, et Georg Kaufmann d'autre part. Les principes théoriques et résultats sont décrits de manière bien plus complète qu'il n'est possible de le faire dans ce manuscrit. Néanmoins, les principales caractéristiques de chacun des modèles sont cités par la suite.

L'ensemble de ces modèles a pour points communs certains concepts théoriques de base :

- Il existe une hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques en milieu karstique avec une double, voire triple porosité (matrice, fractures et conduits), ainsi que la présence de régimes d'écoulement laminaires et turbulents.
- Il existe une notion de porosité secondaire : les discontinuités sont élargies au fur et à mesure de l'évolution.
- Les processus de dissolution chimique des roches carbonatées sont pris en compte : cinétiques de dissolution d'ordre plus ou moins élevé, boucle auto-entretenue entre la dissolution et l'écoulement. Les lois physico-chimiques régissant le transport et la dissolution sont modélisées.
- Ce sont des approches couplées, impliquant la combinaison de modèles d'écoulement de l'eau souterraine et de modèles de dissolution des roches carbonatées.

1.3.1.2.1 Le modèle de « Brême » Dreybrodt et al. : Une des caractéristiques les plus marquantes de ce modèle est le concept de « dual fracture » (voir Figure 1.18). La dualité de l'écoulement caractéristique des aquifères karstiques est représentée par la juxtaposition de deux réseaux fissurés distincts :

- Un réseau dense de fines fissures caractérisé par une distribution statistique des ouvertures. Il représente la matrice fissurée.

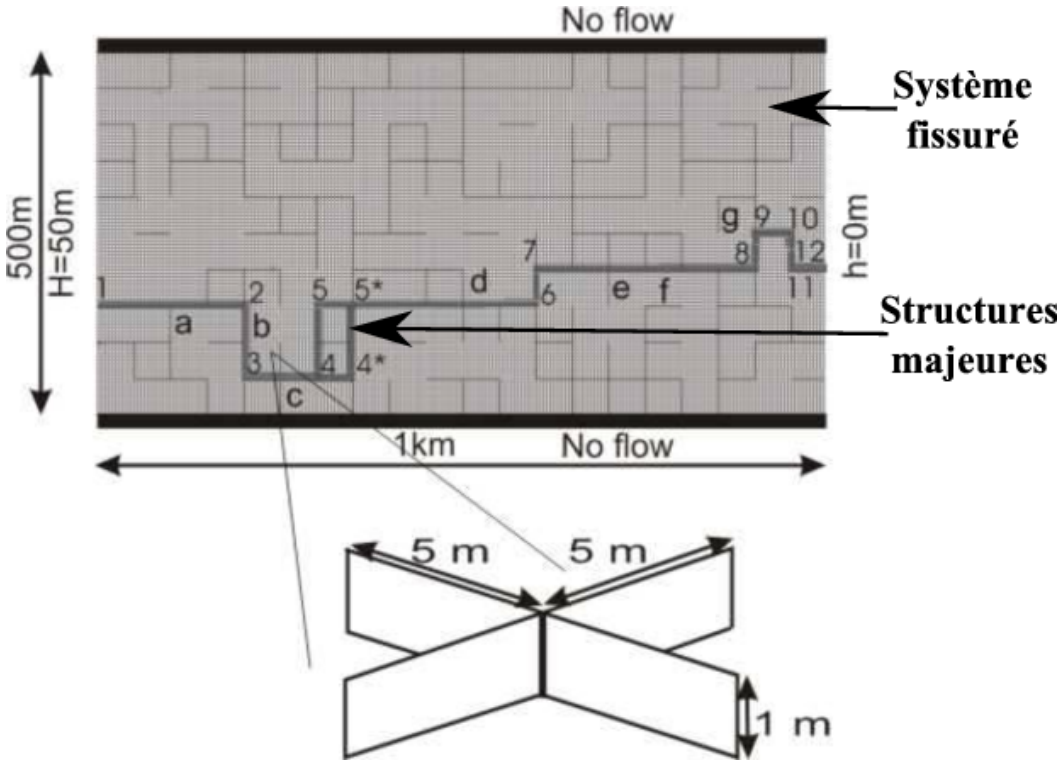

FIGURE 1.18: Illustration du maillage de type « Dual Fracture » avec la juxtaposition de deux réseaux de fissures : un réseau dense (système fissuré) et un réseau représentant les structures majeures (reproduit de [Dreybrodt *et al.* 2005]).

- Un réseau moins dense de fissures plus importantes, caractérisé par une distribution probabiliste. Il représente le réseau de discontinuités majeures qui permettront le développement des conduits karstiques.

Ainsi, la dissolution est prise en compte à plusieurs échelles, notamment entre les fractures majeures. La porosité matricielle elle même, par contre, n'est pas prise en compte.

Chaque élément de fissure est considéré individuellement par le modèle, et se voit attribuer des paramètres :

- Géométriques : longueur, largeur, ouverture.
- Hydrodynamiques : Débit véhiculé, charge hydraulique.
- Chimiques : Concentration en ions Ca^{2+}, Pression partielle en dioxyde de carbone, constantes contrôlant la cinétique de dissolution.

La loi d'Hagen Poiseuille pour l'écoulement est utilisée, à partir de la distribution des charges hydrauliques. A partir des données au point d'entrée de la fracture, ainsi que du débit calculé, le modèle de dissolution-transport 1-D est appliqué, permettant d'obtenir un nouveau profil. Un débit et des paramètres chimiques seront alors affectés au point de sortie de la fracture (sachant qu'en chaque nœud, le mélange est supposé total). L'opération est ainsi étendue à l'ensemble du système, pour obtenir une nouvelle distribution des charges hydrauliques.

Le modèle a été appliqué pour la simulation de l'évolution de réseaux 2-D, horizontaux (en longueur et en largeur) ou verticaux (en longueur et en profondeur) permettant de prendre en compte des couches calcaires tabulaires confinées comme des aquifères verticaux non confinés (présence d'une surface piézométrique fluctuante et d'un niveau de base variable) [Gabrovsek & Dreybrodt 2001, Dreybrodt & Gabrovsek 2003, Dreybrodt *et al.* 2005]. Le modèle, par sa prise en compte distribuée des paramètres physico-chimiques, a notamment permis de souligner l'influence primordiale des conditions aux limites d'ordre chimique : saturation variable vis à vis de la calcite, effet des mélanges d'eaux chimiquement distinctes, effet de sources souterraines de dioxyde de carbone [Gabrovsek *et al.* 2000, Romanov *et al.* 2003, Dreybrodt *et al.* 2005]. Une autre application a été le test de l'instauration de conditions aux limites hydrauliques extrêmes artificielles (causées par un réservoir de barrage par exemple) [Dreybrodt *et al.* 2005, Romanov *et al.* 2007].

1.3.1.2.2 Le modèle CAVE : Le modèle CAVE (« Carbonate Aquifer Void Evolution ») [Clemens *et al.* 1996, Clemens *et al.* 1999, Bauer *et al.* 2003] représente la dualité de l'écoulement d'une manière différente (voir Figure 1.19).

- La matrice fissurée, caractérisée par une faible perméabilité mais un fort emmagasinement, est modélisée par une grille continue 3-D à différences finies gérée par le logiciel Modflow.
- Le réseau de conduit est pris en charge par une modélisation discrète. L'écoulement, de régime variable (laminaire / turbulent) est soumis à la loi de Kirchoff pour l'équilibre en chaque nœud.

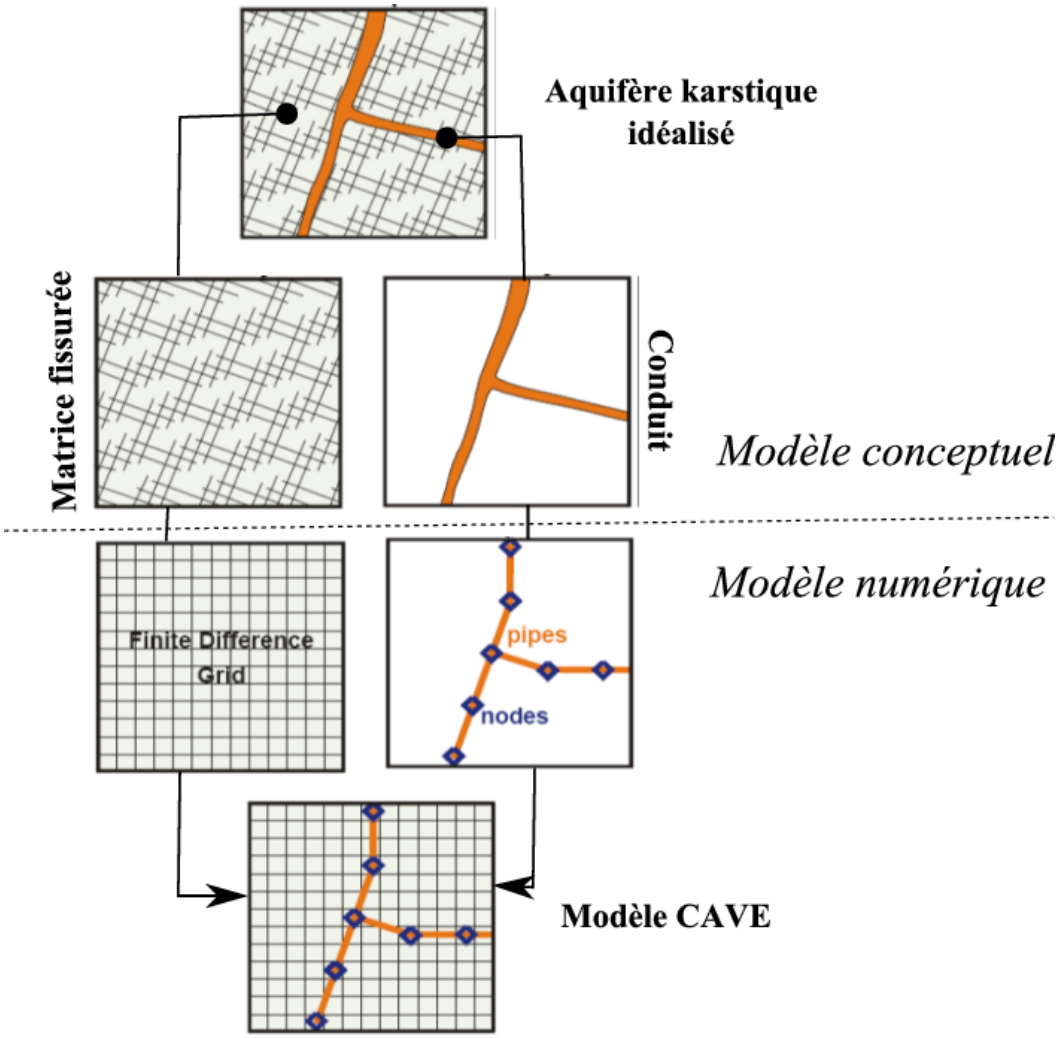

FIGURE 1.19: Illustration de la conceptualisation du modèle CAVE : la matrice fissurée est représentée par une grille à volumes finis, alors que le réseau de conduits est représentée de manière discrète (modifié de [Clemens *et al.* 1996]).

- Ces deux systèmes sont couplés, via un terme d'échange linéaire fonction de la différence de charge.

Les fractures sont donc représentées par des conduits cylindriques discrétisés en segments caractérisés par un diamètre variable en fonction du temps. L'élargissement par dissolution est soumis à des lois cinétiques fonctions de la concentration en Ca^{2+}. La loi de conservation des masses est utilisée, et le mélange supposé total.

Ce modèle a été appliqué notamment pour évaluer l'influence des conditions de recharge sur la spéléogenèse : recharge diffuse, concentrée, ou par l'intermédiaire d'un épikarst [Clemens *et al.* 1996, Clemens *et al.* 1997, Liedl *et al.* 2003, Bauer *et al.* 2005]. L'influence des interactions entre le système matrice fissuré et le réseau de conduit a également été testée [Bauer *et al.* 2003], de même que le développement de conduits artésiens dans des formations gypseuses [Birk *et al.* 2003].

1.3.1.2.3 Le modèle KARST : Le modèle KARST (« Karst Aquifer Simulation Tool ») [Kaufmann & Braun 1999, Kaufmann & Braun 2000] est basé sur une approche de modélisation à fractures discrète (voir Figure 1.20). Les discontinuités sont directement incorporées au continuum matriciel, et une méthode de résolution à éléments finis (Galerkin) est utilisée pour l'écoulement laminaire / turbulent au sein des éléments linéaires (fractures) et triangulaires (matrice de conductivité hydraulique fixe). L'écoulement au sein des fractures est ici supposé restreint aux intersections entre fractures et interfaces stratigraphiques. Elles sont ainsi simplifiées par une structure de conduit cylindrique de diamètre variable dans le temps. Comme pour le modèle CAVE, la dissolution n'est pas prise en compte dans la matrice fissurée. La dissolution en système fermé prend en compte les lois cinétiques de dissolution et les paramètres physico-chimiques habituels.

Les applications de ce modèle ont notamment été la caractérisation du contrôle géologique de l'évolution des aquifères karstiques (de par l'orientation et l'ouverture initiale des discontinuités) [Kaufmann & Braun 1999, Kaufmann & Braun 2000] ainsi que l'effet de différentes représentations de la matrice [Kaufmann 2003a]. La méthode de modélisation a été plus récemment appliquée à des données paléoclimatiques issues d'un système réel [Kaufmann & Romanov 2008] ainsi qu'à des situations tridimensionnelles [Kaufmann *et al.* 2010].

1.3.2 D'autres approches de modélisation

Les méthodes statistiques s'intéressent à certaines caractéristiques géométriques des conduits (orientation des conduits, section, densité de conduits, tortuosité, amplitude des U...) et leur répartition, ou distribution dans l'espace. Dans le cas d'une approche statistique croisée, on cherche à établir des relations entre un paramètre du réseau et un autre paramètre (par exemple rechercher une relation entre l'orientation des conduits karstiques et la fracturation). Une méthode stochastique discrète impliquant une automatisation de type « gaz sur réseau » est ainsi présentée par [Jaquet *et al.* 2004].

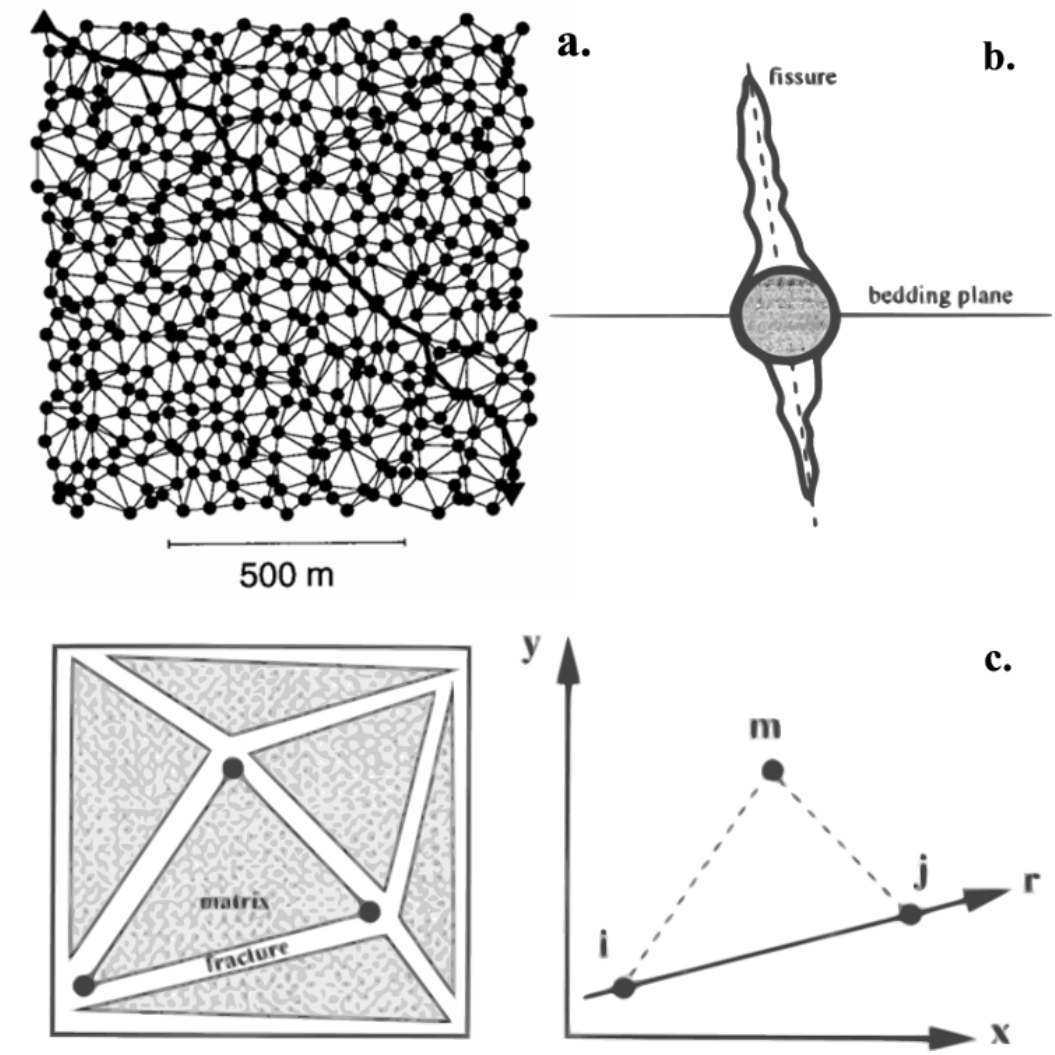

FIGURE 1.20: Illustrations de la conceptualisation du modèle KARST : Discrétisation du domaine en N points (a), l'écoulement est supposé concentré aux intersections entre discontinuités (b), les éléments fractures sont linéaires et les éléments matrice triangulaires (c) (modifié de [Kaufmann & Braun 2000]).

Une technique récente [Borghi *et al.* 2011] a été développée pour modéliser de manière stochastique des conduits par une approche pseudo-génétique. Elle part du principe que les conduits se développent à partir d'une formation géologique fracturée hétérogène, et consiste en trois étapes principales :

- La modélisation géologique 3-D du système considéré (stratification, plis).
- La modélisation des hétérogénéités initiales de l'aquifère : la fracturation.
- La génération de réseaux karstiques réalistes utilisant un algorithme de chemin d'effort minimum, basé sur un algorithme de type « Fast Marching ».

D'autres approches stochastiques ont été utilisées récemment [Fournillon *et al.* 2011], et notamment pour tester l'utilisation des hypothèses spéléogénétiques telles que celle des horizons d'inception [Collon-Drouaillet *et al.* 2011].

1.4 Proposition d'une approche originale

Les principales approches de modélisation décrites présentent le désavantage d'être basées sur des réseaux initiaux de discontinuités éloignés de la réalité, en plan ou en coupe, mais uniquement en 2D. En outre, il est établi que les structures géologiques préexistantes ont une influence déterminante sur la morphologie et l'organisation des aquifères karstiques. Une modélisation prenant en compte un réseau initial de fractures tridimensionnel représente de ce fait une approche originale de la genèse des réseaux de conduits.

Ainsi, dans le cadre de cette thèse, nous nous proposons d'utiliser le code REZO3D permettant de simuler la genèse d'un réseau fracturé en trois dimensions, réaliste dans des formations sédimentaires stratifiées, basée sur des lois mécaniques et statistiques régissant les processus de fracturation [Jourde *et al.* 1998, Josnin *et al.* 2002]. Ce modèle permet la prise en compte des directions des familles de fracture, ainsi que de nombreux paramètres de fracturation mesurables in situ (moyenne et écart type des longueurs de diaclases, nombre et épaisseur moyenne des strates, paramètres géométriques contrôlant les interactions entre fractures). L'utilisation de ces paramètres permet la génération de réseaux réalistes en termes de position relative des discontinuités dans l'espace, cette dernière contrôlant la connectivité globale du réseau. Le système fracturé généré pourra ensuite être intégré dans un modèle d'écoulement souterrain, GW [Cornaton 2007] ; en fonction de la répartition des écoulements et la vitesse de ces derniers ainsi que l'évolution de l'âge de l'eau souterraine, une évolution distribuée des ouvertures des fractures pourra être déduite. Les résultats théoriques des modèles précédents basés sur les processus chimiques de dissolution (section 1.3) pourront alors être exploités afin de déterminer une loi analogique simple permettant de corréler les vitesses d'écoulement et l'âge de l'eau avec l'évolution de l'ouverture des discontinuités initiales, ainsi que d'évaluer la performance du modèle développé. Les concepts théoriques utilisés dans l'élaboration de cette approche de modélisation ont été décrits par [Lafare *et al.* 2009]. Par ailleurs, des analyses de sensibilité seront effectuées afin d'évaluer l'influence respective de différents paramètres sur les résultats des simulations. Les tests pourront

ainsi porter notamment sur les caractéristiques de la fracturation (densité, orientation), sur les gradients hydrauliques imposés initialement, ainsi que sur les variables relatives à la recharge.

Chapitre 2

Méthodologie de modélisation et calage

Sommaire

2.1 Présentation générale de l'approche proposée 55
2.2 Pré-traitement : REZO3D et maillage 58
2.2.1 Le modèle structural REZO3D 59
2.2.2 Description de l'écriture d'un maillage élément fini à partir des réseaux de fractures générés 70
2.3 Le simulateur Ground Water 78
2.3.1 Simulation de l'écoulement 81
2.3.2 Simulation du transport : calcul de l'âge de l'eau souterraine 83
2.4 Loi empirique d'élargissement 85
2.4.1 Introduction 85
2.4.2 Article WRR : calage et validation 89
2.4.3 Synthèse et enseignements tirés des résultats présentés 126

Le chapitre précédent a permis d'aborder les principaux déterminismes régissant les processus de karstification (section 1.1), notamment en domaine méditerranéen (section 1.2). Les principaux fondements et apports des méthodes existantes de modélisation de la spéléogénèse ont ensuite été discutés (section 1.3), avant d'introduire la proposition d'une approche originale. Afin de prendre en compte à la fois les facteurs géologiques (distribution initiale des structures de perméabilité) et hydrogéologiques (conditions d'écoulement), un modèle structural est couplé à un simulateur d'écoulement des eaux souterraines, l'élargissement des discontinuités étant par ailleurs simulé au moyen de l'établissement d'une loi analogique. Ce chapitre a pour objet de présenter l'élaboration et le calage de cette approche de modélisation.

2.1 Présentation générale de l'approche proposée

Cette section a pour objet la présentation de la démarche générale de modélisation retenue dans le cadre de cette thèse. Une représentation schématique (Figure 2.1) permet de visualiser dans sa globalité l'ensemble du processus, qui est subdivisé en trois étapes principales.

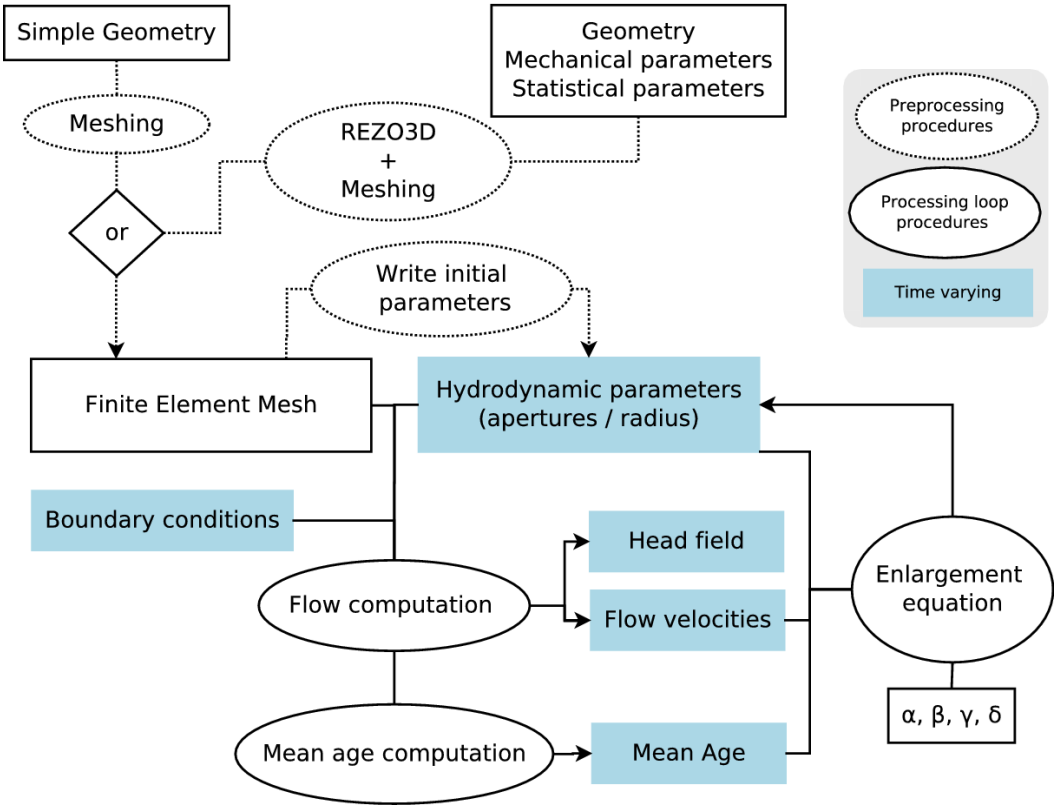

FIGURE 2.1: Représentation schématique des différentes étapes du processus de modélisation

Nous pouvons diviser le processus en trois « étapes » principales distinctes, qui seront décrites séparément dans les sections suivantes.

- Une étape de pré-traitement (voir la section 2.2), correspondant à la génération de l'aquifère carbonaté fracturé originel qui correspondra à l'état initial du système karstique caractérisé par une configuration plus ou moins complexe (une ou deux familles de fractures, une ou plusieurs strates...). Cette étape est basée sur l'utilisation du modèle structural REZO3D [Jourde 1999, Josnin *et al.* 2002] permettant de générer des réseaux de fracture en 3D qui peuvent être traités afin de construire un maillage à éléments finis utilisable par un simulateur d'écoulement des eaux souterraines.
- Un deuxième ensemble de processus correspond à la première partie d'une boucle de simulation. A chaque pas de temps considéré, des simulations d'écoulement (voir la sous-section 2.3.1) et de transport (voir la sous-section 2.3.2) sont effectuées au sein du maillage généré. Ceci est réalisé à l'aide du simulateur Ground Water (GW) [Cornaton 2007].
- La troisième « étape » concerne l'extraction des données résultantes des simulations d'écoulement et de transport, ainsi que l'application d'une équation empirique d'élargissement des éléments fractures en fonction des variables vitesse et âge de l'eau souterraine (voir la section 2.4) afin de simuler la spéléogénèse au sein de l'aquifère synthétique. L'élaboration et le calage de cette équation constitue une partie majeure du travail de thèse, et fait l'objet d'un article soumis à la revue WRR [Lafare *et al.* sub]. L'article (en langue anglaise) en question sera donc fourni directement dans la section concernée, assorti d'une description et d'éléments de synthèse en français.

Par définition, la première étape (pré-traitement) n'est réalisée qu'une seule fois avant le lancement de la boucle de traitement elle-même. Cette boucle fait intervenir alternativement les seconde et troisième étapes. Une exécution du logiciel Ground Water est réalisée (étape 2) permettant d'obtenir de manière distribuée les variables de vitesse et d'âge de l'eau souterraine. Ces variables permettent de calculer une nouvelle ouverture pour chaque élément fracture ou conduit, à l'aide d'une loi empirique de dissolution (étape 3). A la fin de ce premier cycle, les nouvelles ouvertures sont affectées au maillage éléments finis. Une nouvelle exécution de GW est alors lancée, sur l'aquifère synthétique modifié, et ainsi de suite. Cette boucle est répétée un nombre de fois égal au nombre de pas de temps choisi au préalable. La durée du pas de temps est également choisie en début de traitement, afin de déterminer la durée totale de simulation.

L'élaboration de cette méthodologie a nécessité la réalisation de développements informatiques :

- Ajout d'une procédure d'écriture d'un maillage à éléments finis au code REZO3D (langage Fortran 77).
- Développement de scripts (Langage Python) permettant l'automatisation de l'affectation des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique, ou-

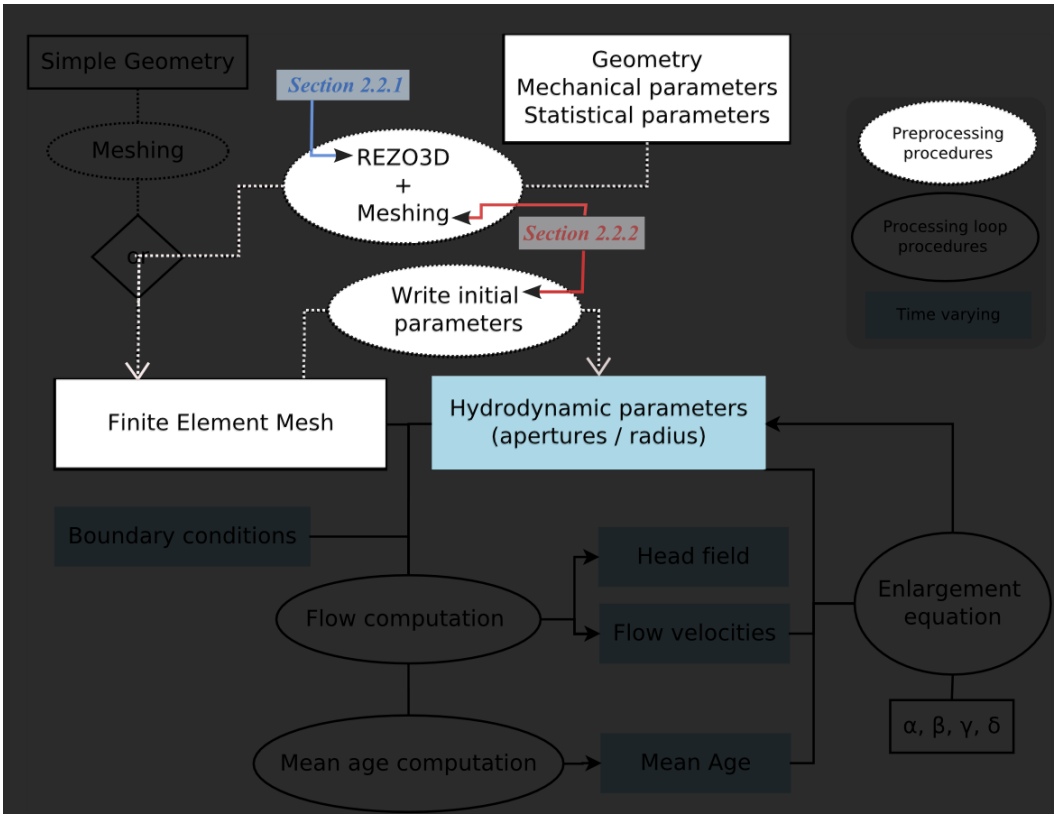

FIGURE 2.2: Première étape préparatoire : la génération du réseau de fracturation et le maillage de l'aquifère synthétique

vertures...) choisis pour les différents éléments d'écoulement (matrice, fractures, conduits) constituant le maillage.

- Développement de scripts (Python) contrôlant la boucle de traitement, avec initialisation des fichiers d'entrée, création des répertoires, lancement du simulateur GW, extraction et traitement des résultats de chaque itération, application de la loi analogique, et création des nouveaux fichiers permettant une nouvelle itération.

2.2 Etape de pré-traitement : le modèle structural REZO3D et la méthode de maillage

Le processus de modélisation commence par une étape de préparation de la configuration initiale de l'aquifère carbonaté fracturé synthétique, avant toute simulation de dissolution. Cette étape est mise en évidence dans la Figure 2.2.

L'étude bibliographique portant sur les approches existantes de modélisation numérique de la genèse des aquifères karstiques a permis de constater que les réseaux initiaux de vides utilisés (protoconduits) semblent pour la plupart très schéma-

tiques, et plus ou moins arbitrairement distribués. On peut citer par exemple le modèle proposé par [Dreybrodt *et al.* 2005] qui a pour particularité de présenter deux réseaux superposés, sensés représenter la dualité de l'écoulement au sein d'un aquifère karstique. La distribution des ouvertures des réseaux s'avère dans ce cas purement statistique ou probabiliste, en tout cas sans chercher à prendre en compte les considérations mécaniques qui régissent la mise en place des fractures et leurs interactions.

D'autre part, le processus de spéléogenèse est en partie contrôlé par la nature et la position des structures géologiques présentes dans le massif rocheux [Klimchouk & Ford 2000a, Ford *et al.* 2007]. En fonction des différents modèles conceptuels, l'accent est souvent mis sur le rôle des interfaces stratigraphiques et sur celui des fractures [Bakalowicz 2006]. Des études récentes soulignent la prépondérance d'horizons géologiques en tant qu'horizons d'inception [Filipponi 2009, Filipponi *et al.* 2009] dans les premiers stades de l'évolution de la karstification, qui rend dans certains cas facultative la présence de fractures pour entamer le processus de karstogenèse (voir section 1.1.2.3). Toutefois, il est établi que la présence de fractures accélère le processus par un accroissement local de la perméabilité même dans le cas où elle ne l'initie pas. Les caractéristiques géométriques des réseaux de fractures sont donc à prendre en compte, particulièrement si l'on cherche à mieux comprendre la genèse des conduits karstiques dans des milieux fortement fracturés.

Une prise en compte réaliste des structures géologiques, et notamment de la fracturation et de la stratification, est donc un préalable important à considérer pour la modélisation de la genèse et de l'évolution de la karstification d'un système réel. Le modèle structural REZO3D [Jourde 1999, Josnin *et al.* 2002] présenté ci-après a la capacité de générer des réseaux de fractures tridimensionnels, prenant en compte leurs propriétés physiques à partir de l'application conjuguée de lois mécaniques et statistiques. Ce modèle structural a notamment été appliqué à la modélisation de la fracturation de formations sédimentaires stratifiées [Josnin *et al.* 2002], et couplé à un modèle hydrodynamique pour simuler les écoulements dans le réseau généré [Jourde *et al.* 2002a].

Ce modèle permettant de simuler de manière réaliste la fracturation de réservoirs sédimentaires constitue donc l'outil permettant la génération d'un réseau initial de discontinuités au sein d'un aquifère carbonaté utilisé dans le cadre de l'approche de simulation proposée dans le cadre de cette thèse.

2.2.1 Le modèle structural REZO3D

2.2.1.1 Les modèles discrets de fracturation

REZO3D est un modèle structural appartenant à la famille des modèles discrets de fracturation. Ces derniers, à la différence par exemple des milieux poreux équivalents, ont pour objet de simuler des réseaux de fractures possédant des caractéristiques comparables à celles de réseaux naturels [Jourde 1999]. Dans cette optique, chacune des caractéristiques étudiées (variation des directions, longueurs,

espacements) est soumise à une loi statistique déterminée au préalable. Cette loi pouvant être théorique, mais plus souvent empirique basée sur des données statistiques mesurées sur le terrain. Ce type de modèle s'appuie sur une description géométrique du réseau, dans laquelle chaque fracture est individualisée. Les intersections sont appelées des nœuds, et les portions de fracture comprises entre deux nœuds sont considérées comme les éléments sièges de l'écoulement (la matrice étant alors supposée imperméable). Une telle individualisation des éléments de fractures est entreprise afin de rendre compte de l'anisotropie d'un réseau fracturé.

Les données introduites dans ces modèles sont typiquement les distributions statistiques des différents paramètres physiques de la fracturation (ouvertures, orientations, tailles, densités), et spécifiées en général par famille de fractures [Jourde 1999]. Des champs de fractures sont alors générés de manière pseudo-aléatoire, satisfaisant dans la mesure du possible les caractéristiques statistiques spécifiées.

D'une façon générale, un modèle à fractures discrètes est construit à partir des descriptions statistiques de la géométrie des fractures ainsi que de leurs propriétés hydrauliques. Les distributions statistiques de base pour la description des fractures peuvent être listées ainsi :

- La localisation et la structure spatiale.
- La taille des fractures : extension (rayon).
- L'orientation.
- La transmissivité (ouverture hydraulique).
- La densité ou l'intensité des fractures.

La population des réseaux de fractures est ainsi engendrée sur la base de ces lois statistiques et un réseau d'écoulement en résulte, déterminé par la connectivité des fractures.

Ce type de modèle présente les avantages suivants :

- Une représentation explicite de la géométrie des zones fracturées et des propriétés physiques des fractures.
- La possibilité d'incorporer des fractures majeures (failles).
- La possibilité de modéliser des zones fracturées à des échelles variées, les zones inaccessibles par des sondages ainsi que d'autres hétérogénéités basées sur des observations structurales.

Il est à noter que l'hypothèse selon laquelle les fractures se comportent comme deux disques ou plans parallèles est discutable. Des études à l'échelle de la fracture ont en effet montré que l'écoulement semble se faire majoritairement selon quelques chemins privilégiés inscrits dans le plan de fracture : c'est ce qu'on appelle l'hypothèse de *chenalisation*. Il existerait ainsi dans les plans de fractures des zones imperméables et d'autres conductrices. Le concept des modèles à chenaux repose sur l'hypothèse que l'écoulement dans le réseau de fractures discrètes a lieu dans des espaces monodimensionnels qui intersectent les fractures (connus sous le nom de chenaux). Comme pour les modèles à fractures discrètes, les modèles à chenaux reconnaissent le caractère discret des chemins d'écoulement.

Les modèles discrets permettent ainsi une individualisation du réseau de fracture et de la matrice, dans laquelle les écoulements peuvent ou non être pris en compte. Proches des modèles déterministes, ils permettent de prendre en compte des concepts mécaniques propres au milieu fracturé qui contrôlent notamment la position relative des fractures, et finalement la connectivité déterminante pour la prise en compte d'un écoulement au sein d'un aquifère.

2.2.1.2 Théorie et hypothèses de base

Le modèle structural à trois dimensions REZO3D [Jourde 1999, Josnin *et al.* 2002] a été élaboré pour permettre de simuler des réseaux de discontinuités comprenant deux familles orthogonales de fractures ainsi qu'un ensemble de discontinuités sédimentaires (interfaces stratigraphiques). Des règles mécaniques simplifiées relatives à la fracturation sont implémentées dans un algorithme qui utilise un processus pseudo-aléatoire pour générer des réseaux orthogonaux de fractures au sein d'un aquifère stratifié synthétique. Ce n'est pas un modèle mécanique à proprement parler, néanmoins il permet de simuler de manière satisfaisante la distribution relative de réseaux de fractures naturels, en prenant en compte des données statistiques telles que la distribution des longueurs des fractures ainsi que leur espacement moyen en fonction de l'épaisseur de la strate [Jourde *et al.* 2007].

De tels réseaux fracturés perpendiculaires à la stratification sont très communs en de nombreux affleurements de roches sédimentaires constituant des formations aquifères [Jourde *et al.* 2002a]. De plus, ces réseaux orthogonaux en milieu stratifié sont parmi les réseaux fracturés dont les mécanismes de formation sont les plus connus : des lois de comportement ainsi que des lois statistiques confirmées par des études de terrain ont été établies pour expliquer leur genèse. La présence de joints de stratification subdivise la masse rocheuse en une succession d'unités lithostratigraphiques. Ces unités successives présentent des caractéristiques géométriques (épaisseur) lithologiques et donc géochimiques qui leur sont propres. De ce fait, la conjugaison de certaines de ces caractéristiques peut permettre à un nombre restreint de ces lits ou interlits de constituer un horizon préférentiel d'inception, au sein duquel la majeure partie des processus de spéléogenèse se produiront [Filipponi 2009, Filipponi *et al.* 2009] (voir également les éléments présentés en section 1.1).

Le modèle structural REZO3D est largement décrit dans des travaux précédents [Jourde 1999, Josnin *et al.* 2002], et utilisé dans le cadre d'étude de l'écoulement en milieu fracturé [Jourde *et al.* 2002a, Jourde *et al.* 2002b, Jourde *et al.* 2007]. Il est basé sur un certain nombre d'hypothèses qui sont fournies dans les paragraphes suivants.

L'observation des réseaux fracturés montre des relations particulières : certaines fractures d'une famille butent sur celles de l'autre famille perpendiculaire, alors que d'autres les traversent. Ces observations conjuguées à la différence d'orientation des fractures semblent indiquer que ces deux familles de fracture distinctes ne

se sont formées ni au même moment, ni sous les mêmes conditions de contraintes [Bai & Gross 1999, Josnin *et al.* 2002]. Pour ce modèle structural à trois dimensions, la seconde famille est considérée comme étant plus récente que la première : la première famille, d'une orientation donnée, s'est formée à une époque donnée et sous un ensemble de contraintes géologiques et tectoniques données. A un moment donné de l'évolution géologique du massif rocheux, de nouvelles contraintes s'appliquent sous lesquelles s'initie et se propage la seconde famille. Pour des structures partiellement traversantes, la première famille regroupe donc les plus longues fractures avec lesquelles les fractures de la seconde famille intéragissent, soit en butant dessus, soit en les traversant.

Lors de son développement, une fracture produit une relaxation des contraintes à son voisinage [Segall & Pollard 1983]. Cette *zone de relaxation* affecte un volume restreint de la roche autour de chaque fracture, à l'intérieur duquel aucune nouvelle fracture ne pourra se former [Becker 1996, Rives *et al.* 1994, Bai & Pollard 2000]. L'extension de cette zone de contrainte réduite (appelée « zone interdite » ou « *shadow zone* ») est fortement dépendante de la hauteur (dimension verticale) de la fracture. Cette zone est donc responsable de la corrélation entre l'espacement des fractures et l'épaisseur des couches sédimentaires [Hobbs 1967, Price & Cosgrove 1990].

Concernant la distribution statistique des espacements entre les fractures d'une même famille, une évolution au cours du développement a été observée : dans les premiers stade du développement, la distribution est de type exponentielle négative, devient log normale, puis finalement normale lorsque la strate arrive à saturation du point de vue du nombre de fractures [Rives *et al.* 1994, Wu & Pollard 1995].

Le modèle structural REZO3D est élaboré à partir des hypothèses précédentes, et met en jeu une approche pseudo-aléatoire pour simuler l'initiation et la propagation des fractures. La simulation est basée sur des descriptions mécaniques simplifiées des propagations de fractures et des interactions mécaniques que l'on peut lister :

1. Une procédure aléatoire assigne une épaisseur à chaque strate du massif synthétique, selon une distribution log normale (utilisant une épaisseur moyenne ainsi qu'un écart type déterminés préalablement ou mesurés sur le terrain).
2. Une procédure aléatoire assigne une longueur potentielle aux fractures perpendiculaires aux joints de stratification, qui se propagent à partir d'un nombre donné de *germes*. Le nombre total de *germes* est fourni en entrée par l'utilisateur, pour la première et pour la seconde famille. Les germes de la première famille sont assignés de manière aléatoire à une strate, et distribués toujours de manière aléatoire en son sein.
3. Le « comportement » des fractures est contrôlé par les concepts de *zone interdite* et de saturation de la couche sédimentaire : une fracture ancienne (les fractures qui se sont vues affectées les longueurs les plus grandes sont considérées comme les plus anciennes) empêche toute autre fracture plus récente de se développer à l'intérieur de sa *zone interdite* associée.
4. Les fractures de deuxième génération traversent ou butent sur celles de première génération, selon le résultat d'un test de traversement.

5. Les fractures peuvent traverser plusieurs strates, mais seront toujours limitées verticalement par une interface stratigraphique. Cette propagation verticale à travers les interfaces stratigraphiques suit des règles pseudo-mécaniques dépendant de tests (test de traversement, test d'énergie potentielle, test de zone interdite) décrits par [Josnin *et al.* 2002]. Une fois l'interface traversée, fractures « mère » et « fille » se développent indépendamment l'une de l'autre [Helgelson & Aydin 1991].
6. Les fractures sont supposées de forme rectangulaire. Dans un milieu homogène idéal, dépourvu de discontinuités susceptibles de stopper leur développement, les fractures devraient avoir une forme circulaire à elliptique [Pollard & Aydin 1988, Petit *et al.* 1994]. Mais en milieu sédimentaire stratifié, le développement vertical se voit limité par les discontinuités sédimentaires qui agissent comme des barrières mécaniques à l'intérieur de la masse rocheuse [Helgelson & Aydin 1991], tandis que le développement horizontal se trouve contraint par les interactions mécaniques avec les fractures voisines. La forme rectangulaire ainsi choisie est caractérisée par un *rapport de forme* de la hauteur maximale H par la longueur maximale L (Figure 2.3). Des mesures de terrain [Petit *et al.* 1994] montrent que ce rapport devrait être compris entre 0.001 et 0.8, avec une valeur typique de 0.5.

2.2.1.3 Le processus séquentiel de génération des réseaux fracturés

Le modèle structural REZO3D simule la génération de réseaux fracturés orthogonaux en milieu stratifié par un processus séquentiel, composé de différentes étapes qui peuvent être décrites de la manière suivante.

2.2.1.3.1 Définition du domaine et configuration des discontinuités sédimentaires On définit un domaine de l'espace tridimensionnel à l'intérieur duquel le code génère un réseau de fractures conforme aux hypothèses retenues. Ce domaine (Figure 2.4) est défini par sa longueur L_y, sa largeur L_x, le nombre de strates qu'il contient, leur épaisseur moyenne, et l'écart type de ces épaisseurs. A chaque strate est associée une épaisseur satisfaisant à une répartition suivant une loi log-normale. Une telle distribution vise à obtenir des contrastes d'épaisseurs conséquents, et s'avère être cohérente avec la répartition des unités lithostratigraphiques observée dans les dépôts tidaux [Jourde 1999]. A l'intérieur du domaine, les fractures de première génération se développent selon l'axe y, et selon l'axe x pour celles de seconde génération.

2.2.1.3.2 Initiation et propagation des fracture de la première famille Une fois le domaine et la stratification définis, une procédure prend en charge l'initiation et la propagation des fractures de la première famille. A partir des paramètres choisis par l'utilisateur (nombre total de germes relatifs à la première famille, longueur moyenne et écart type) les germes sont répartis aléatoirement dans le domaine,

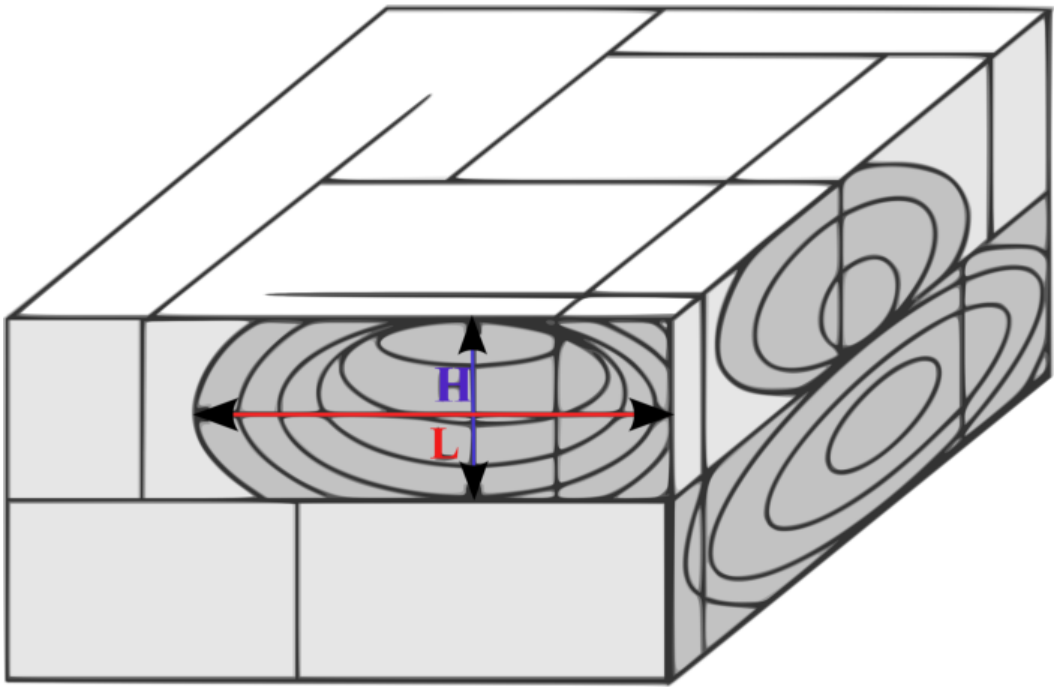

FIGURE 2.3: Représentation schématique d'un massif fracturé en domaine tabulaire stratifié. La forme elliptique de la propagation de la fracture est limitée dans son extension par des limites planes. H et L sont les composantes du rapport de forme. (Reproduit de [Josnin *et al.* 2002])

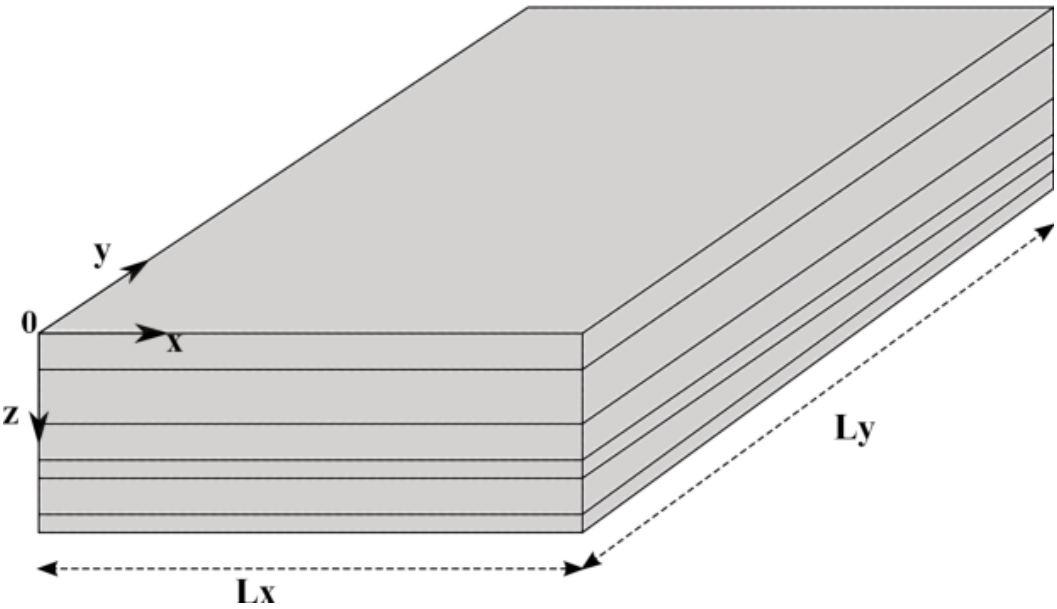

FIGURE 2.4: Représentation schématique du domaine modélisé, ainsi que de ses dimensions

recevant chacun des coordonnées x et y, ainsi qu'un numéro de strate suivant z (les fractures occupent toute l'épaisseur de la strate dans laquelle elles se développent). La longueur de chaque fracture est déterminée aléatoirement à partir d'une distribution log-normale. L'initiation et la propagation de chaque fracture est alors prise en compte, strate par strate, en respectant les considérations physiques suivantes :

- Les fractures se propagent horizontalement à la même vitesse de part et d'autre des germes. Ceci implique que les fractures aux longueurs potentielles les plus grandes sont également celles qui ont commencé à se développer en premier (caractère chronologique de la longueur potentielle).
- Une fracture ne peut ni s'initier, ni se développer dans la zone de relaxation induite par une fracture plus ancienne (et donc de longueur potentielle plus importante).

Afin de prendre en compte ces interactions mécaniques, une zone de relaxation (zone interdite) est affectée à chaque fracture (Figure 2.5). Une forme hexagonale est choisie, caractérisée géométriquement par trois paramètres E, F et G permettant d'ajuster l'espacement et le chevauchement des fractures (ces paramètres sont fournis en entrée, et peuvent être différents pour chaque famille de fractures). Ainsi, si les réseaux sont saturés, l'espacement du réseau de fracture est directement contrôlé par l'épaisseur E de la zone de relaxation. Dans le cas de figure où deux zones se recouvrent, le programme re-découpe les fractures de telle sorte que les zones soient en contact (Figure 2.5). Si un nouveau germe se trouve dans la zone relative à une fracture préexistante, celui-ci est supprimé.

La hauteur minimale de chaque fracture est égale à l'épaisseur de la strate dans laquelle elle se développe. Toutefois, elle a la possibilité de traverser les limites supérieure et inférieure de la couche. Cette propagation verticale est contrôlée par l'évaluation des trois tests suivants :

- Un premier test de pénétration est effectué sur la base d'un coefficient d'arrêt (SC, pour « Stopping Coefficient ») affecté aux interfaces stratigraphiques (nouveau paramètre d'entrée du modèle). Un nombre SP (« Stopping Probability ») est aléatoirement choisi à chaque test (chaque fois qu'une fracture rencontre un joint de stratification), et s'il est supérieur à SC ($SP > SC$) la fracture est autorisée à traverser l'interface.
- Un « test d'énergie potentielle » prend en compte la relation entre l'extension horizontale de la fracture et l'énergie dont elle dispose pour se propager verticalement (et donc traverser les interfaces). Cette énergie (PE) disponible pour le franchissement des interfaces est ainsi d'autant plus forte que la fracture est longue, ce qui permet un contrôle indirect du rapport de forme (les fractures les plus courtes auront une hauteur potentiellement moins importante, et donc un rapport de forme demeurant relativement faible). Elle est définie ici :

$$PE = \frac{2}{\pi} \arctan \frac{l_P}{l_{0_{max}}} \tag{2.1}$$

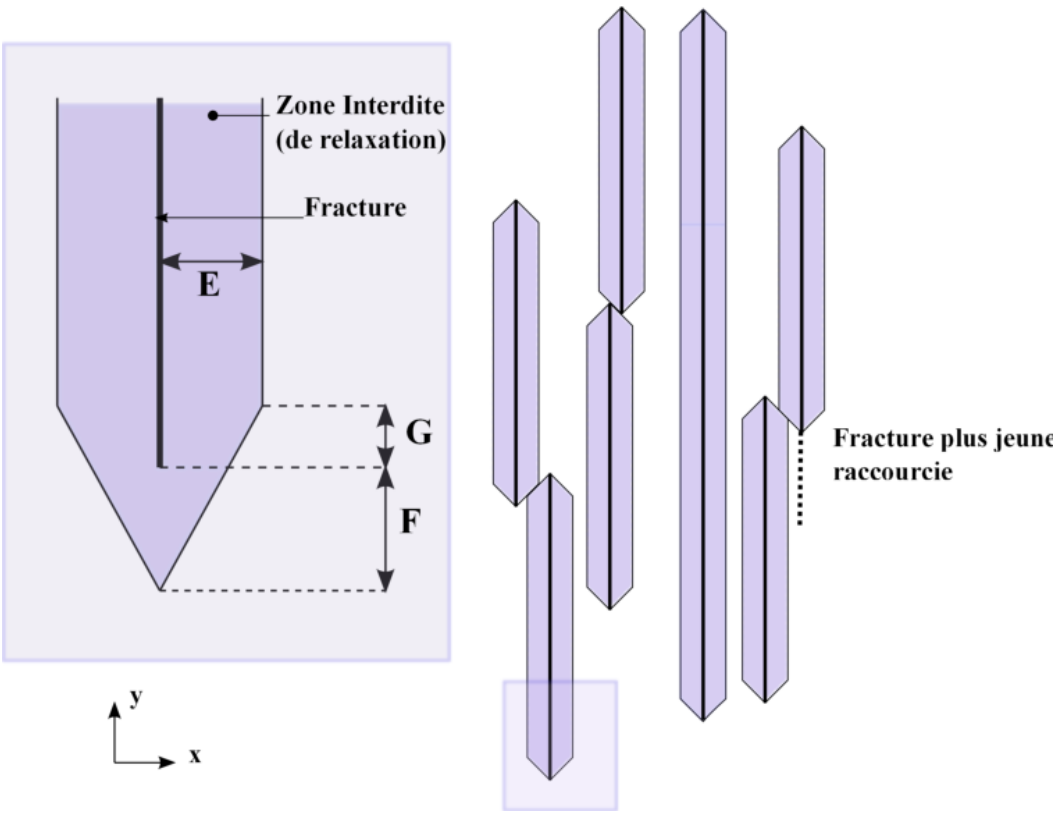

FIGURE 2.5: Schématisation des interactions entre fractures de la première famille, dans le plan (xy). La zone de relaxation ainsi que ses paramètres géométriques e, f et g sont représentés. (Reproduit de [Jourde 1999])

où $l_{0_{max}}$ est une longueur de référence préalablement choisie et cohérente avec le rapport de forme. Le « test d'énergie potentielle » est réussi lorsque $SP < PE$.

- Enfin, un dernier test est effectué pour éviter le chevauchement de la zone de relaxation de la potentielle « fracture fille » avec une zone d'une fracture préexistante dans la strate adjacente. Si les zones se recouvrent dans le cas d'un franchissement, celui-ci n'est pas autorisé.

2.2.1.3.3 Initiation et propagation des fracture de la seconde famille
Les fractures de seconde génération sont considérées comme postérieures à toutes celles de la première génération. Elles prennent naissance sur les fractures de premier ordre et se propagent orthogonalement à celles-ci d'un côté ou de l'autre. Leurs longueurs suivent comme celles de première génération une loi de distribution log-normale (leur longueur moyenne ainsi que l'écart type étant également fournis en entrée).

Les fractures de seconde génération interagissent de la même manière que celles de la première famille. La relaxation au voisinage d'une fracture génère une zone interdite (avec ses propres paramètres) à toute autre fracture de second ordre. La largeur de cette zone interdite est également une fonction linéaire de l'épaisseur des strates (Figure 2.6).

Au cours de sa croissance, une nouvelle fracture peut en rencontrer une autre de première génération, et s'arrêter sur cette dernière suivant un coefficient d'arrêt des fractures SCJ (« Stopping Probability Joint » fixé, à l'image du coefficient d'arrêt des interfaces stratigraphiques. Ce coefficient peut être compris entre 0 (toutes les fractures de la seconde famille franchissent les premières) à 1 (toutes les fractures sont arrêtées) (Figure 2.6). Concrètement, ce paramètre peut par exemple rendre compte de la minéralisation des fractures de première génération ou de leur fermeture s'il y a changement du champ de contrainte lors du passage d'un ordre à l'autre. Si une fracture ne rencontre pas de discontinuité de première génération, elle ne cesse de se développer que lorsqu'elle a atteint la longueur maximale qui lui a été attribuée par la loi de répartition log-normale.

Les fractures de deuxième ordre peuvent également être présentes dans plusieurs strates (propagation verticale). Mais leur mode particulier de génération (germination sur les fractures de la première famille), et le choix de réseaux « en échelle » (critère butant quasi systématique) amènent à imposer certaines conditions :

- La fracture de seconde génération n'est présente que dans les strates dans lesquelles la fracture de premier ordre sur laquelle elle s'est initiée se trouve également.
- Elle est soumise à la capacité d'arrêt de l'interface graphique, au même titre qu'une fracture de première génération.
- Son rapport de forme doit conserver une valeur faible.

Si les fractures de première génération étaient d'abord générées, puis interagissaient en donnant lieu à une certaine « épuration » du réseau, chaque fracture de

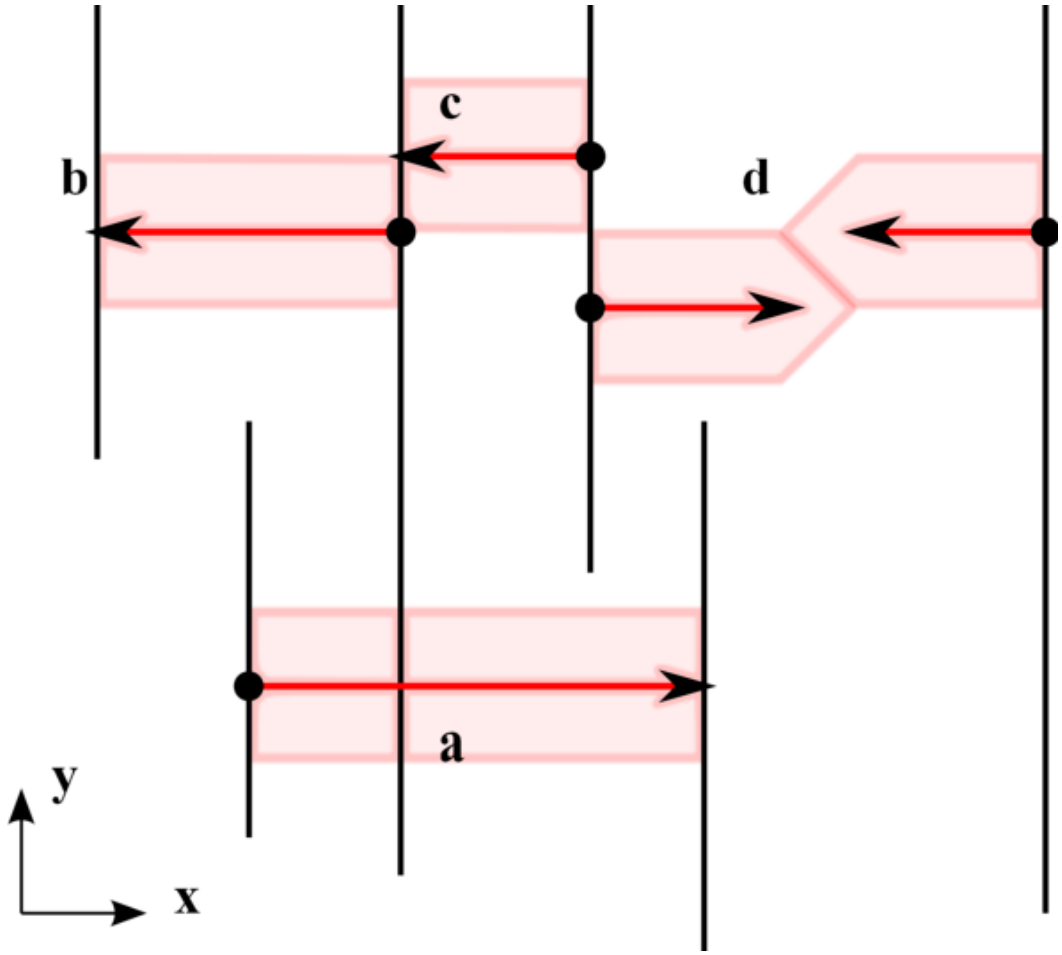

FIGURE 2.6: Représentation schématique dans le plan (xy) de la germination et de la propagation des fractures de seconde génération. 4 types d'interactions mécaniques sont représentées : (a) la fracture traverse une fracture de première génération. (b) la fracture bute sur une fracture de première génération. (c) la fracture bute sur la zone de relaxation induite par une autre fracture de seconde génération. (d) deux fractures de seconde génération butent et s'arrêtent mutuellement par rencontre de leurs zones interdites.

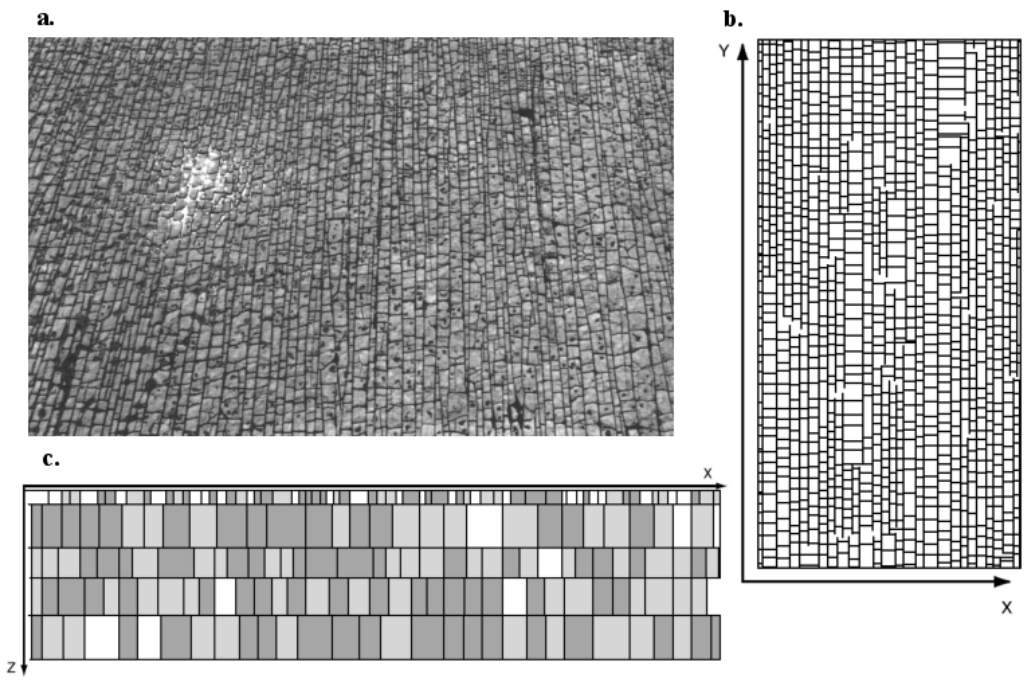

FIGURE 2.7: Visualisations de réseaux fracturés synthétiques et naturels. (a) Exemple naturel : cartographie des traces de fractures au sein d'une strate des calcaires de Nashpoint (Pays de Galles). (b) Fractures dans une strate simulée. (c) Coupe verticale d'une simulation parallèle à la direction de la seconde famille (Reproduit de [Josnin *et al.* 2002])

deuxième génération est initiée et interagit au fur et à mesure de sa croissance, avant l'initiation de la fracture suivante.

2.2.1.4 Exemples de réalisation

Les réseaux synthétiques obtenus donnent des résultats cohérents, d'un point de vue visuel (voir Figure 2.7) comme statistique [Jourde *et al.* 1998, Jourde 1999]. D'autre part, cette approche tridimensionnelle des réseaux de joints orthogonaux en milieu tabulaire stratifié a satisfait à des tests de validation qui consistaient à comparer les résultats du modèle avec un réseau fracturé naturel du Jura suisse [Josnin *et al.* 2002]. Comme cela a été précisé auparavant, REZO3D n'est pas un modèle mécanique. Malgré cela, il permet de reproduire de manière satisfaisante la distribution statistique des espacements que l'on peut mesurer dans des réseaux de fractures naturels, sans nécessiter la prise en compte de la densité de fracturation en entrée comme dans les modèles de type géostatistiques. D'autres données statistiques mesurables sur le terrain (distribution des longueurs de fracture, espacement moyen fonction de l'épaisseur de la strate, rapport de forme) sont représentées de manière satisfaisante par le modèle.

Un exemple de réalisation en trois dimensions est fourni par la Figure 2.8. Pour cet exemple, un domaine large de $x = 150$ m et long de $y = 200$ m est considéré, divisé en 8 strates d'épaisseur moyenne $z_{moy} = 2$ m. La génération des réseaux de fracture est paramétrée de la façon suivante :

- Famille 1 : 350 fractures de longueur moyenne $l_1 = 50$ m orientées selon y.
- Famille 2 : 500 fractures de longueur moyenne $l_2 = 20$ m orientées selon x.

Trois types de visualisations sont proposés, afin de faire apparaître successivement les fractures, les interfaces stratigraphiques, et finalement le massif rocheux fracturé dans son ensemble. Une fois le réseau généré, il n'est pas encore possible d'y simuler directement des écoulements. Une étape de traitement et de maillage doit être entreprise, et fait l'objet de la sous-section suivante.

2.2.2 Description de l'écriture d'un maillage élément fini à partir des réseaux de fractures générés

Le modèle précédemment décrit (REZO3D) permet donc de générer un réseau de fractures en environnement stratifié tabulaire (de pendage nul). Ce réseau de fractures sert de base pour l'élaboration d'un aquifère fracturé synthétique initial au sein duquel le processus de spéléogenèse sera modélisé. Les simulations d'écoulement et de transport requises seront réalisées à l'aide du Simulateur à éléments finis d'écoulement et de transport tri-dimensionnel Ground Water (GW) [Cornaton 2007]. Ce modèle à éléments finis permet notamment de prendre en compte des éléments discrets tels que les fractures ou conduits, adaptés à la modélisation de l'écoulement et du transport au sein de réseaux discrets et de milieux fracturés. Pour répondre aux caractéristiques de ce modèle, le réseau fracturé obtenu en sortie de REZO3D est traité afin d'obtenir un maillage tri-dimensionnel représentant un massif aquifère fracturé.

Dans le cadre de cette thèse, une procédure de maillage, écrite en Fortran 77, est alors incorporée au code REZO3D pour traiter le réseau directement au cours de l'exécution. La méthode de maillage est décrite rapidement, basée sur l'écriture d'éléments *virtuels* temporaires permettant de prendre en compte chaque fracture et d'assurer une continuité verticale de la connectivité. Un fichier ASCII formaté dans le but d'être pris en compte par GW (fichier « .fed » pour « Finite Element Data ») est alors généré, contenant les coordonnées des nœuds du maillage ainsi que la table d'incidence des éléments. Un autre fichier est créé en parallèle, contenant des informations sur le maillage (nombre d'éléments, nombre de fractures, nombre de conduits, nombre de strates) ainsi qu'une liste des éléments et des informations qui leur sont associés :

- Identifiant de l'élément
- Type d'élément associé à un code (élément matriciel, fracture de la première ou de la seconde famille, joint de stratification, limite supérieure, intersection sub-horizontale ou sub-verticale)
- Numéro de la strate dans laquelle il se trouve

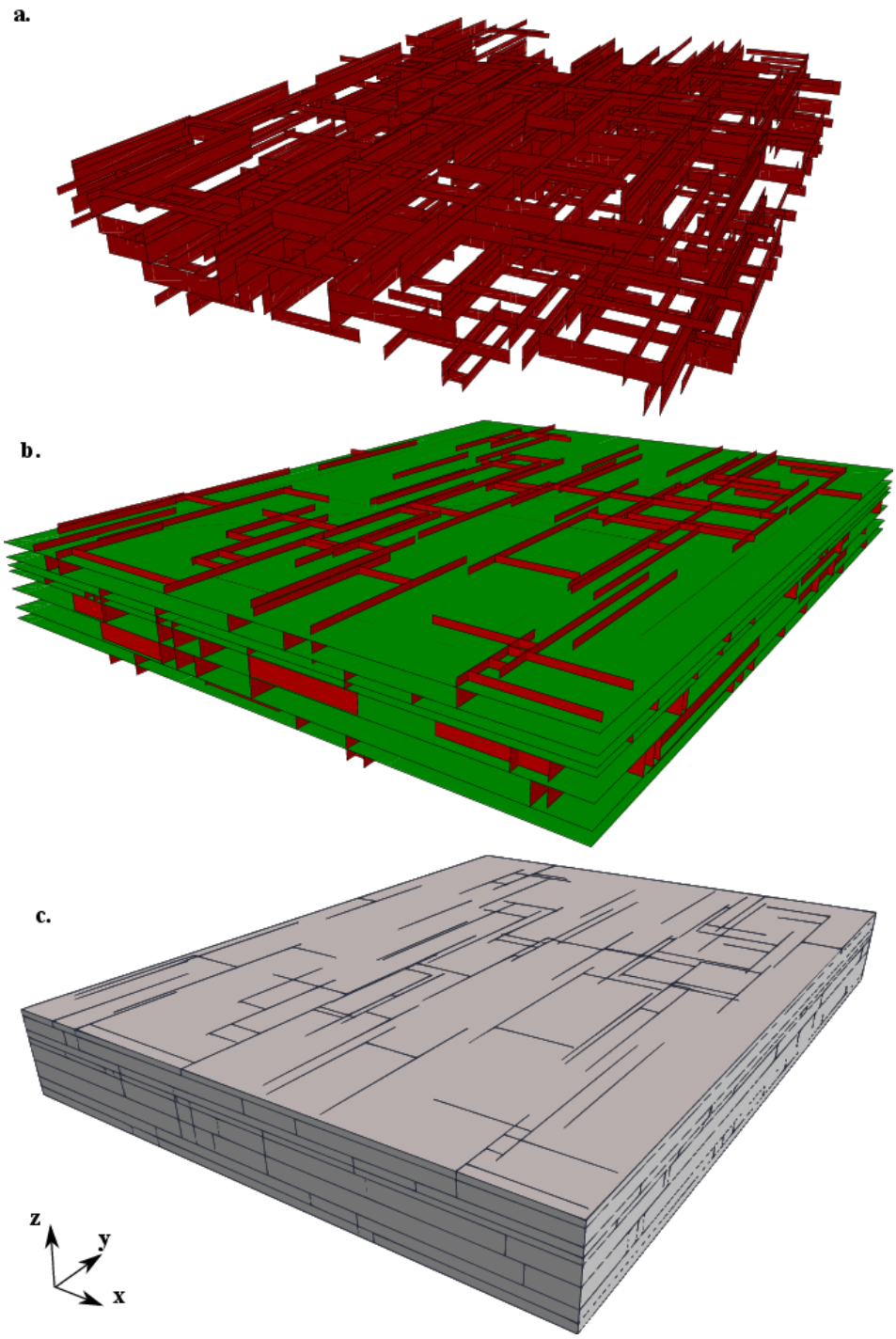

FIGURE 2.8: Représentations tridimensionnelles d'un exemple de réseau fracturé généré par REZO3D : (a) Représentation des deux familles de fractures sub-verticales. (b) Représentation des fractures sub-verticales accompagnées des joints de stratification sub-horizontaux. (c) Représentation du massif fracturé synthétique

Les informations contenues dans ce fichier pourront être exploitées par exemple pour affecter aux éléments des propriétés hydrodynamiques dépendantes de tel ou tel paramètre.

L'écriture des éléments est basée sur les considérations théoriques suivantes. Dans les modèles d'écoulement en réseaux fracturés, l'écoulement est en général supposé diffus (entre deux plaques) ou chenalisé de manière homogène dans chaque fracture. Cependant, les observations de systèmes naturels montrent régulièrement une chenalisation de l'écoulement dans des conduits situés aux intersections entre fractures. Les intersections semblent donc être des chemins d'écoulement privilégiés, particulièrement en ce qui concerne les massifs sédimentaires stratifiés [Cornaton & Perrochet 2002, Drogue & Grillot 1976, Jourde *et al.* 2002a]. On peut également s'appuyer sur les considérations spéléogénétiques présentées au chapitre précédent. Les travaux relatifs aux horizons d'inception peuvent notamment être cités [Filipponi 2009].

Gardant ces observations à l'esprit, le réservoir stratifié et fracturé synthétique peut être décrit comme un système composé d'un panel d'éléments d'écoulement différents :

- Des éléments à 1 dimension possédant une forte conductivité hydraulique, constitués par la jonction linéaire de deux nœuds. Ils représentent les conduits situés aux intersections entre fractures sub-verticales (donnnant lieu à des conduits sub-verticaux), ou ceux situés aux intersections entre interfaces stratigraphiques sub-horizontales et fractures sub-verticales (donnant lieu à des conduits sub-horizontaux).
- Des éléments rectangulaires à 2 dimensions possédant également une conductivité hydraulique élevée, constitués par un ensemble de quatre nœuds. Ces éléments permettent de représenter les plans de fracture ainsi que les interfaces stratigraphiques.
- Des éléments cubiques à 3 dimensions possédant une conductivité hydraulique plus faible, constitués de huit nœuds. Ces éléments permettent de simuler la matrice carbonatée présente entre les différents éléments de fracture et d'interface stratigraphique.

L'écriture du maillage est ainsi réalisée de manière séquentielle. Un exemple issu de REZO3D est utilisé pour illustrer la méthodologie de maillage, et les différents éléments qui en résultent (Figure 2.9). Pour cet exemple, un domaine large de $x = 50m$ et long de $y = 50$ m est considéré, divisé en 4 strates d'épaisseur moyenne $z_{moy} = 2$ m. La génération des réseaux de fracture est paramétrée de la façon suivante :

- Famille 1 : 50 fractures de longueur moyenne $l_1 = 25$ m orientées selon y.
- Famille 2 : 50 fractures de longueur moyenne $l_2 = 7$ m orientées selon x.

Pour commencer l'ensemble des fractures, toutes strates confondues, sont considérées pour générer une grille de base afin d'assurer une continuité verticale des écoulements. La grille en question est composée d'arêtes tracées selon les directions

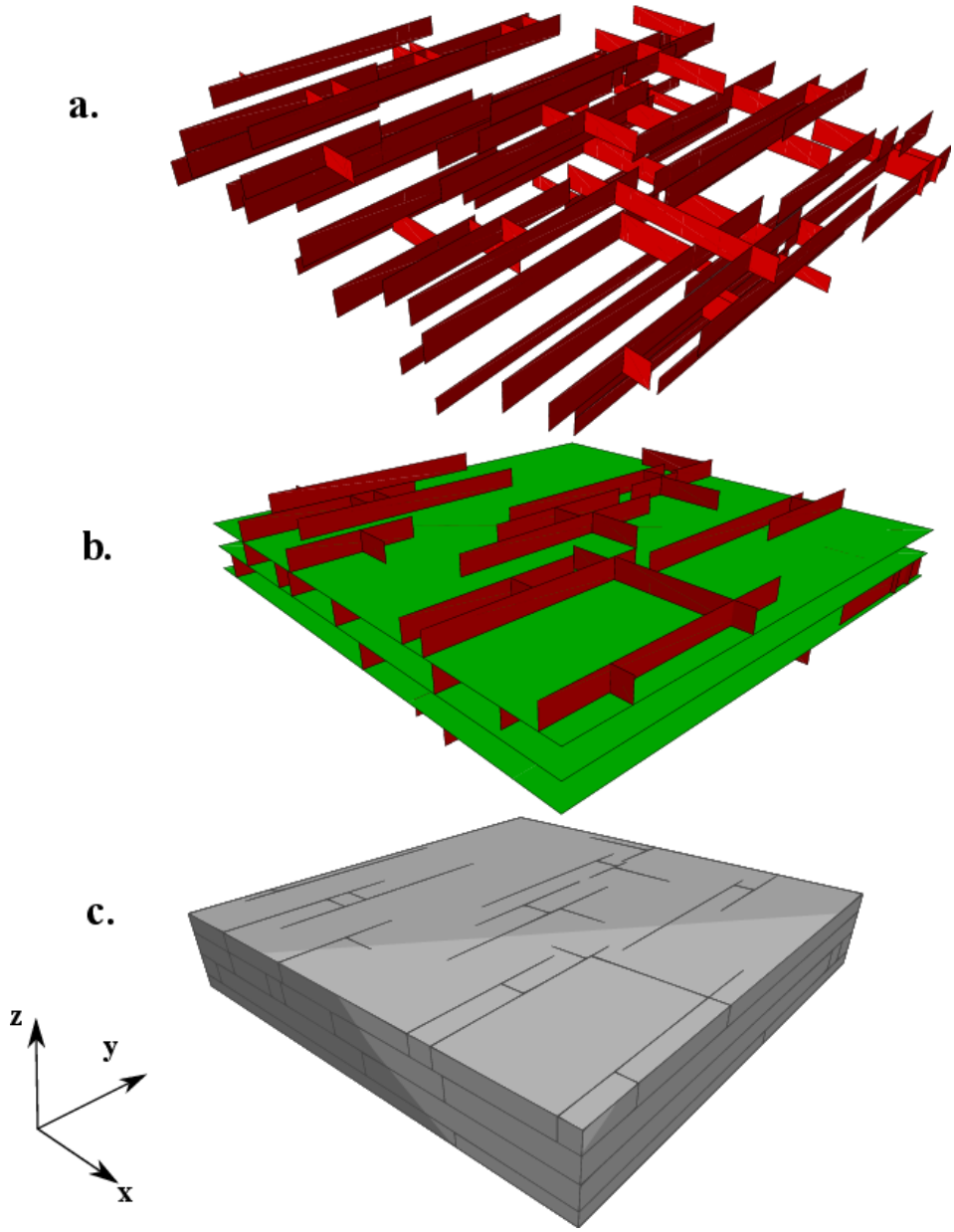

FIGURE 2.9: Visualisations du réseau fracturé issu de REZO3D, et utilisé pour illustrer la méthode de maillage. (a) Fractures sub-verticales. (b) Fractures et joints de stratification sub-horizontaux. (c) Massif fracturé : la Famille I est composée de 50 fractures de longueur moyenne $l_1 = 25m$ orientées selon y et la Famille II de 50 fractures de longueur moyenne $l_2 = 7m$ orientées selon x.

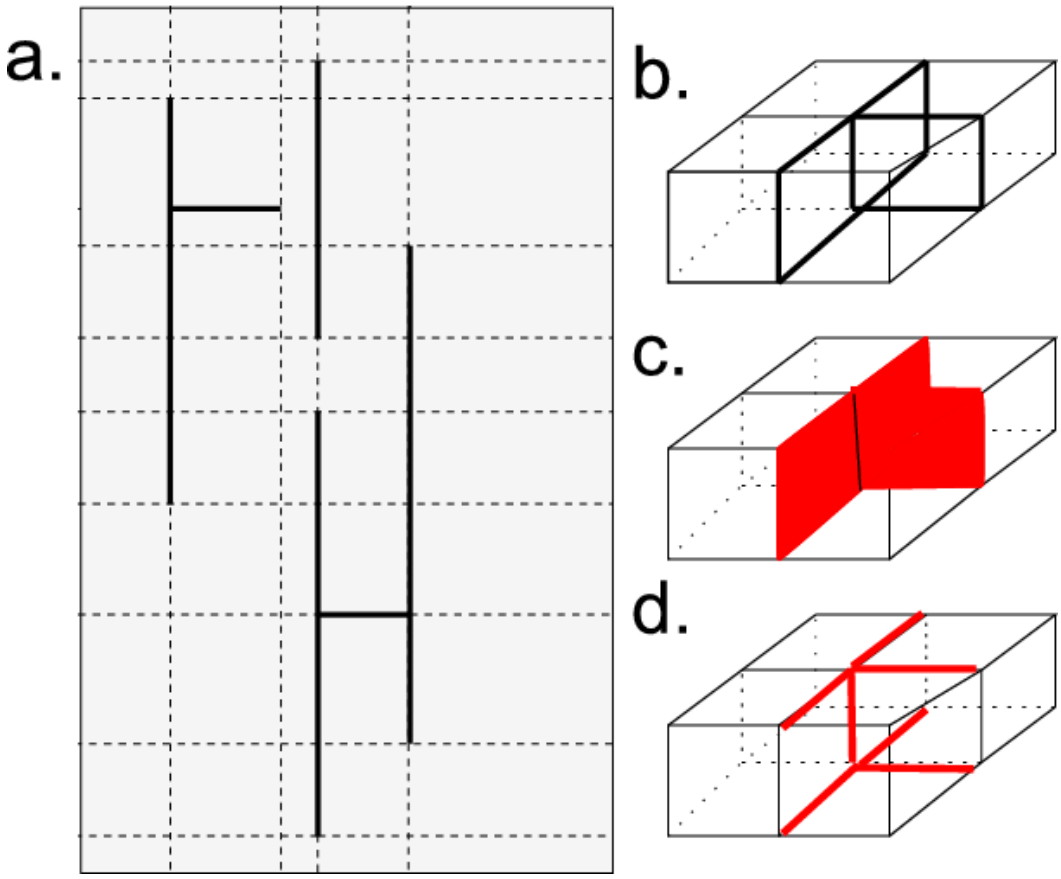

FIGURE 2.10: Schématisation de la méthode de maillage. (a) Réalisation de la grille (traçage des arêtes en fonction de la position des fractures). (b) Les éléments 3D composés de huit nœuds. (c) Les éléments 2D : Joints de stratification (éléments horizontaux non représentés) et fractures. (d) Les éléments 1D aux intersections.

x et y selon les modalités suivantes. Chaque fracture donne lieu à l'écriture de trois arêtes : Une arête selon la direction de la fracture, et deux arêtes perpendiculaires passant par ses extrémités considérées comme des « nœuds virtuels » (Figure 2.10a). La procédure stocke en mémoire l'incidence de chaque fracture : ses limites (nœuds virtuels), la ou les strate(s) où elle est présente. Une recherche des doublons éventuels est également effectuée.

A partir de cette grille, des éléments cubiques sont déployés, en tenant compte de l'épaisseur de chaque strate (Figure 2.10b et Figure 2.11).

Les faces de chaque élément 3D sont considérées : à chaque face horizontale est écrit un élément 2D représentant un joint de stratification, tandis qu'un test à partir de l'incidence des fractures est effectué sur chaque face verticale afin de déterminer si un élément de type fracture doit être écrit (Figure 2.10c et Figure 2.12).

Enfin, chaque intersection entre fractures ou entre fracture et joint de stratification entraine l'écriture d'un élément 1D de type conduit(Figure 2.10d et Figure 2.13).

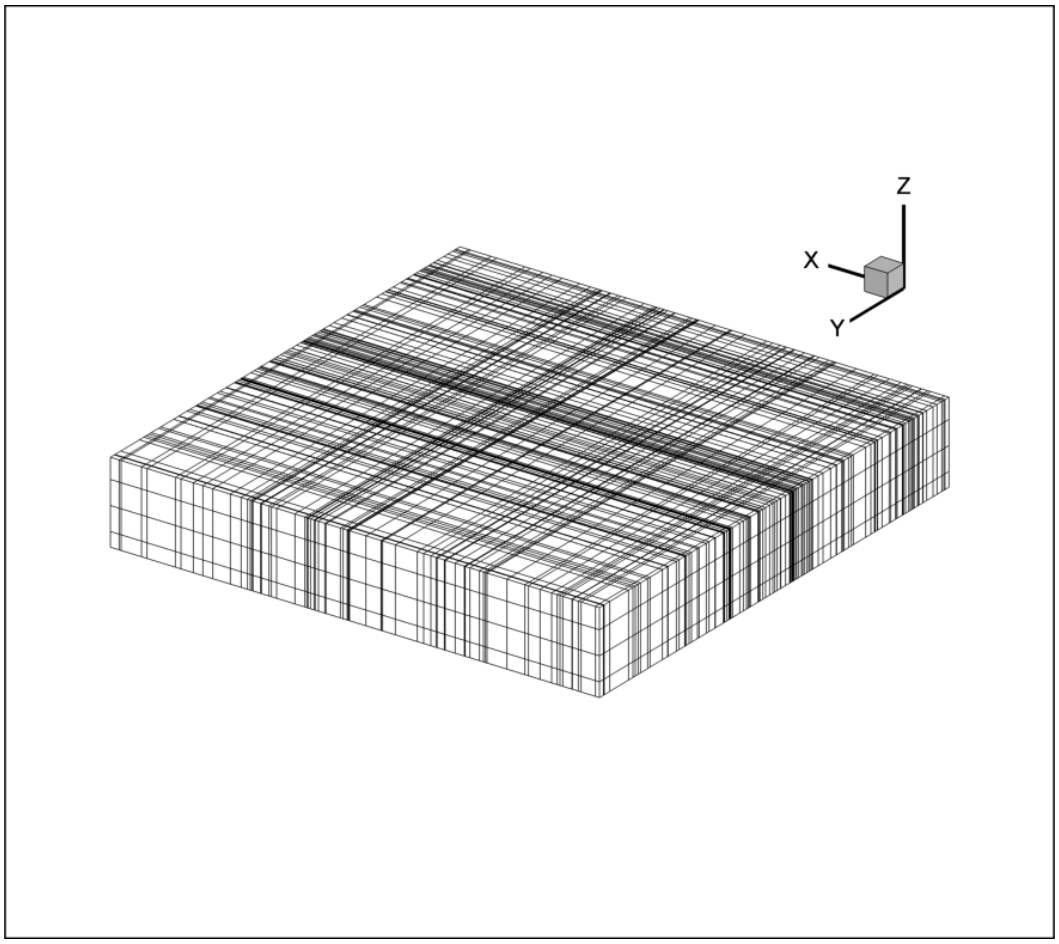

FIGURE 2.11: Visualisation des éléments 3D du maillage simulant la matrice carbonatée

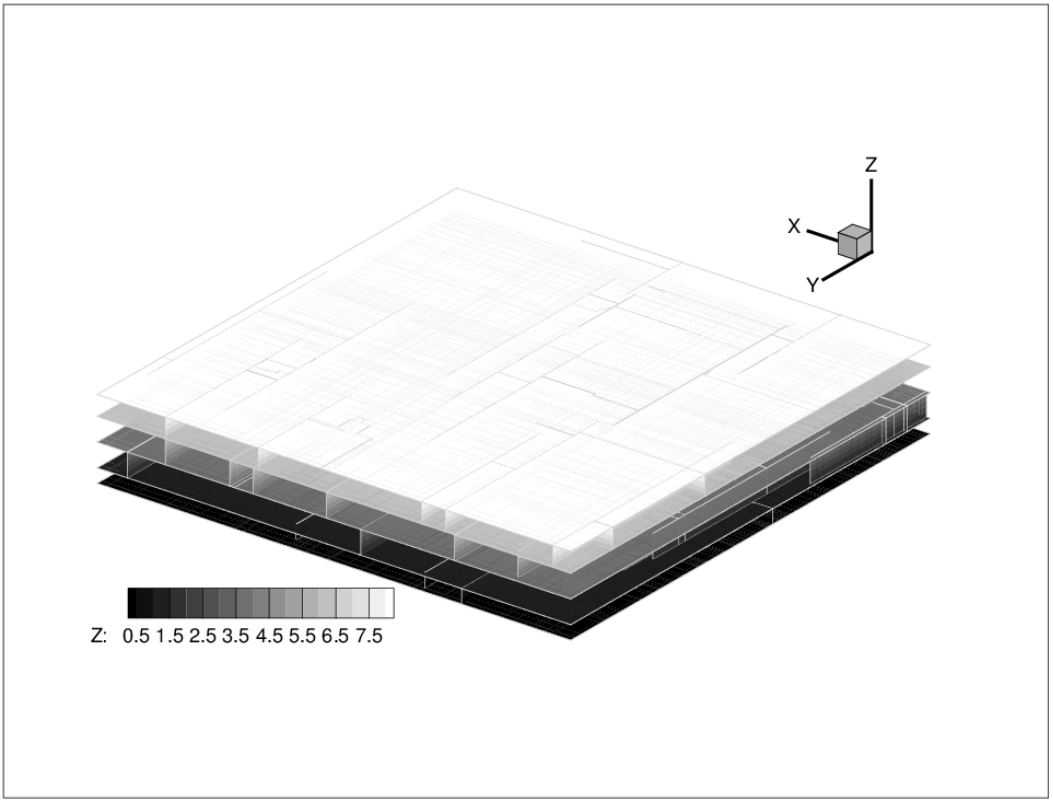

FIGURE 2.12: Visualisation des éléments 2D du maillage simulant les plans de fractures et de stratification. Le dégradé de gris est utilisé pour distinguer la profondeur de chaque élément

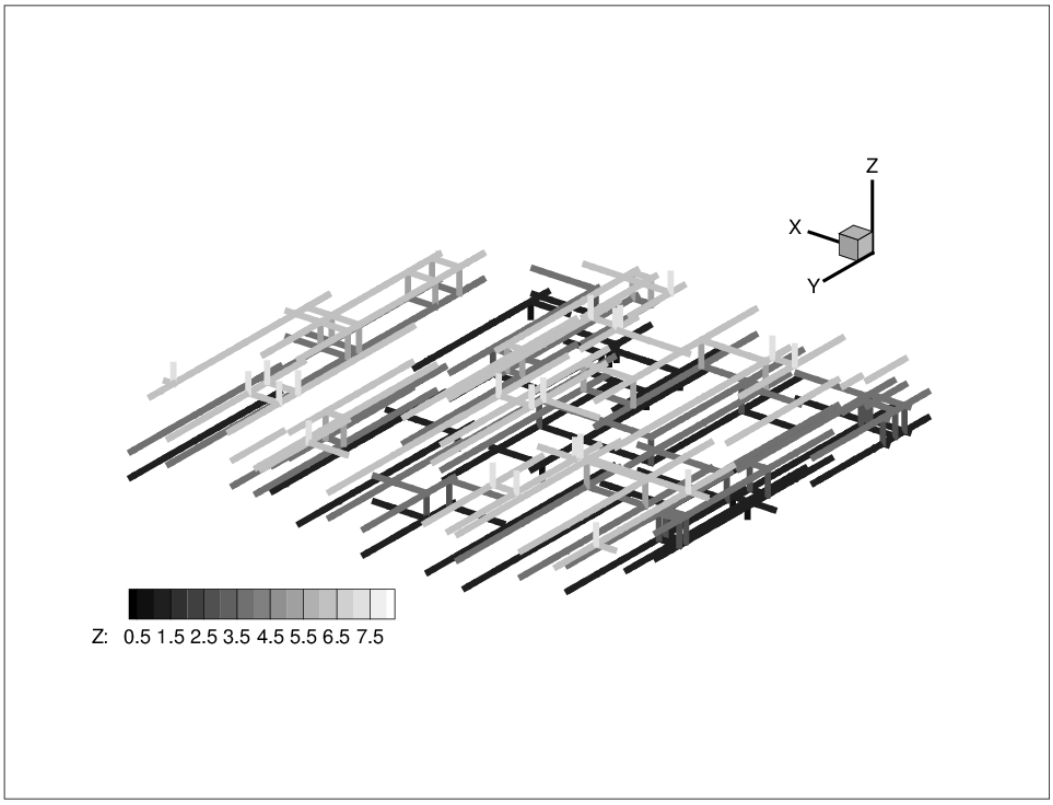

FIGURE 2.13: Visualisation des éléments 1D du maillage simulant les conduits et chenaux préférentiels d'écoulement situés aux intersections entre fractures et entre fractures et interfaces stratigraphiques. Le dégradé de gris est utilisé pour distinguer la profondeur de chaque élément

Lors de l'écriture de ces éléments, il est possible d'affecter des propriétés hydrodynamiques propres à certaines familles d'éléments. On peut ainsi affecter une conductivité hydraulique ou une ouverture (selon la loi d'écoulement sélectionnée) différente, fonction de l'orientation des fractures (fractures de première ou de seconde génération). De la même façon, on peut modifier ces propriétés en fonction de la strate dans laquelle l'élément se trouve (afin de simuler la présence conjointe de strates aux caractéristiques lithologiques différentes). Concernant plus particulièrement les conduits 1D, il peut être souhaitable de prendre en compte le type d'intersection au niveau de laquelle ils se trouvent. En effet, une intersection peut être constituée par une discontinuité butant sur une autre, ou par une discontinuité en traversant une autre. Ainsi, il est parfois considéré qu'une fracture traverse plus facilement une discontinuité quasi refermée, qu'une signigicativement ouverte [Jourde *et al.* 1998, Jourde 1999, Jourde *et al.* 2002a].

L'affectation des propriétés hydrodynamiques à chaque élément d'écoulement est effectuée par un script (langage Python) spécialement développé lors de la thèse

dans cette optique. Le script lit le fichier contenant la liste des éléments et les informations qui leur sont associées, et génère un fichier ASCII contenant les paramètres hydrodynamiques et pouvant être lu par le simulateur GW. Ce fichier contient notamment les ouvertures affectées à chaque élément de type fracture ou conduit : c'est donc celui-ci qui sera modifié après chaque itération afin de simuler le processus d'élargissement des structures de perméabilité par dissolution. L'exécution de ce script permet ainsi à l'utilisateur de déterminer les paramètres hydrodynamiques nécessaires à la simulation des écoulements au sein de l'aquifère synthétique :

- Les lois régissant l'écoulement au sein des éléments de type fractures et conduits discrets (voir section 2.3)
- La porosité, la conductivité hydraulique et l'emmagasinement de la matrice (ces paramètres pouvant être affectés en fonction de la strate)
- L'ouverture des éléments de type fracture, ou le rayon des éléments de type conduit (ils peuvent être fonction de la strate, ou du type d'élément)

Pour terminer cette sous-section décrivant le maillage permettant de simuler des écoulements au sein des réseaux fracturés générés, un exemple de simulation est fourni toujours considérant toujours le même réseau pris pour exemple (Figure 2.14).

2.3 Simulations hydrogéologiques réalisées à l'aide du code GroundWater

La seconde étape du processus de modélisation correspondant à l'intervention du simulateur d'écoulement des eaux souterraines GroundWater est présentée (Figure 2.15). Le maillage en éléments finis réalisé lors de l'étape précédente constitue l'aquifère de base au sein duquel une première simulation d'écoulement et de transport est effectuée. La simulation d'écoulement (décrite en section 2.3.1) permet d'obtenir le champ de pression, ainsi que la vitesse d'écoulement en chaque nœud du sytème synthétique. La simulation de transport, paramétrée pour le calcul de l'âge de l'eau souterraine (voir section 2.3.2), permet de calculer cet âge en chaque nœud du maillage.

Les bases fondamentales du logiciel utilisé, Ground Water (GW) [Cornaton 2007], prennent principalement en compte les processus physiques d'advection et de dispersion qui constituent les principaux mécanismes contrôlant le transport de masse. D'une part, les processus d'advection (ou de convection) représentent le déplacement de matériaux et de substances dissoutes grâce à la vitesse du fluide. C'est généralement le processus dominant concernant le transport dans les eaux souterraines [Marsily 1986]. D'autre part, les phénomènes de dispersion hydrodynamique et de diffusion reflètent les mouvements de substances dissoutes dans l'eau souterraine causés par les gradients de concentration, ainsi que par les caractéristiques dispersives et diffusives du milieu. La diffusion est contrôlée par le mouvement aléatoire des particules dans l'eau souterraine en relation avec

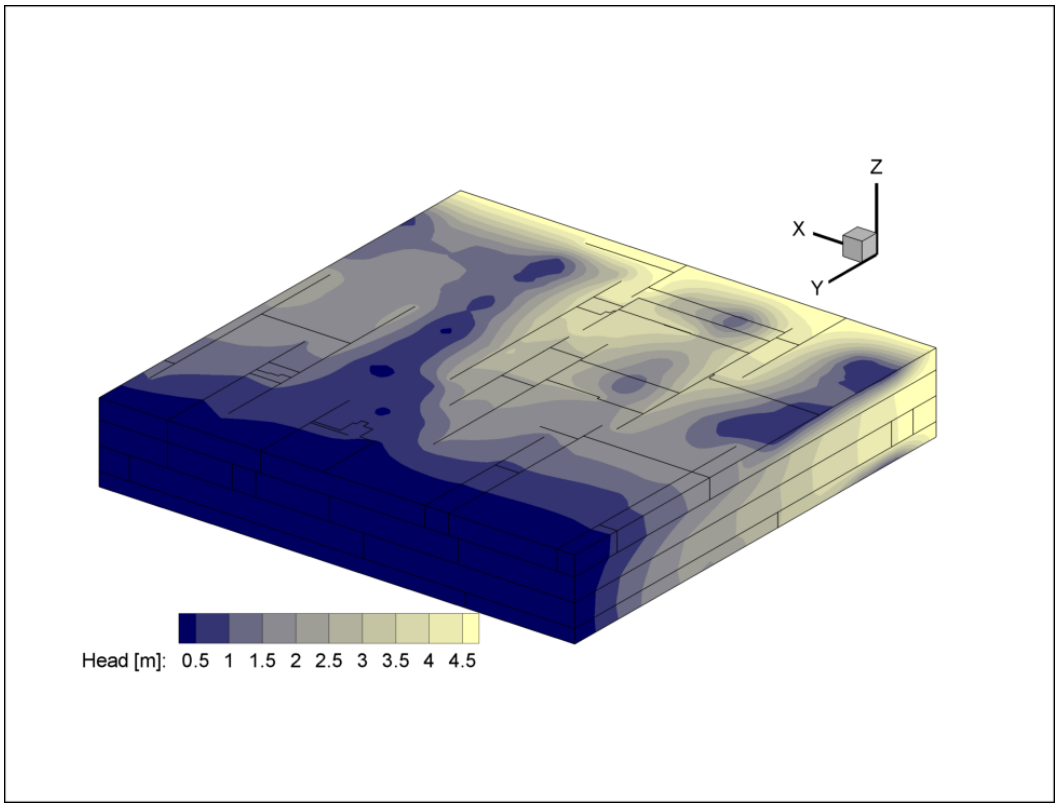

FIGURE 2.14: Visualisation de la distribution de la charge hydraulique calculée par le logiciel GW (voir section 2.3) toujours pour le même réseau exemple. Une condition aux limites de type Dirichlet est appliquée, imposant une différence de potentiel $\Delta H = 5m$ entre les plans $y = 0m$ et $y = 50m$.

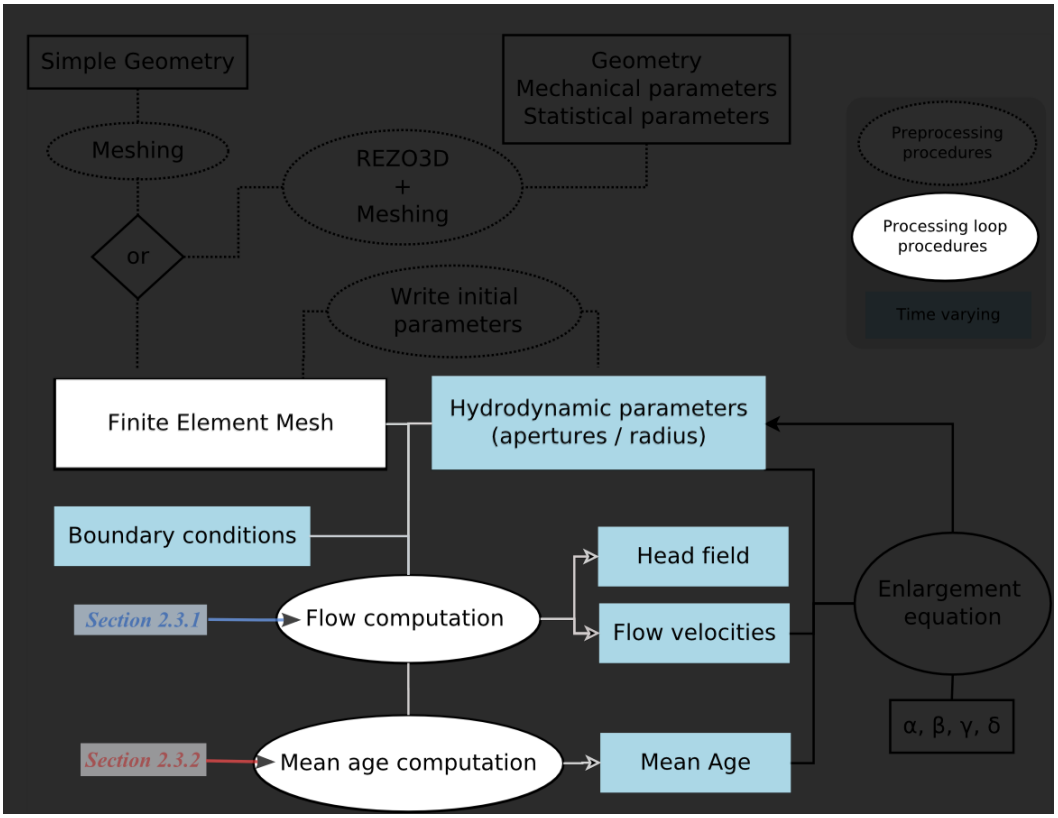

FIGURE 2.15: Seconde étape : la simulation d'écoulement et de transport au sein de l'aquifère synthétique

les gradients de concentration et la tortuosité des trajectoires empruntées par une substance d'un point à un autre. La dispersion mécanique est quant à elle induite par les variations de vitesse du fluide, qui entrainent le mélange des substances, et agit alors comme la diffusion, quoique plus rapidement en général [Cornaton 2007]. Les effets de la dispersion dépendent à la fois de la position et de l'échelle de temps, et agissent dans les trois directions de l'espace : longitudinalement selon la direction de l'écoulement, mais aussi latéralement et verticalement. Ces effets s'intensifient avec un accroissement de la distance parcourue, et du temps de résidence.
Les effets combinés de ces différents processus entraînent une propagation et un mélange global de l'eau souterraine, et des potentiels contaminants transportés.

Comme d'autres modèles numériques, GW est un outil destiné à quantifier les processus complexes d'écoulement et de transport de contaminants en milieu souterrain. Une représentation mathématique aussi exhaustive que possible des processus physiques précédemment cités est ainsi proposée, accompagnée qu'un panel d'outils de post-traitement permettant d'aborder les problématiques d'évaluation des ressources en eau, de risque de contamination et de vulnérabilité. Par ailleurs, ce modèle se distingue par l'accent mis sur l'évaluation de *l'âge* des molécules d'eau souterraine (voir section 2.3.2). La connaissance de la distribution de cette variable est de première importance dans l'optique de nombreuses problématiques environnementales, et notamment de l'étude de la spéléogenèse dans le cadre de notre étude. C'est notamment l'une des raisons qui ont justifié le choix d'utiliser ce simulateur à éléments finis. En effet, les processus de dissolution chimique sont fortement dépendants de la concentration en matière dissoute dans l'eau souterraine [Dreybrodt & Eisenlohr 2000, Dreybrodt *et al.* 2005, Dreybrodt 1990], elle même en grande partie liée au temps passé par l'eau au contact de la roche (voir section 2.3.2 et page 102).

Concernant le code en lui-même, GW est écrit en Fortran 95 et constitue une bibliothèque orientée objet à éléments finis permettant de simuler en 1, 2 ou 3 dimensions l'écoulement saturé ou non et le transport en milieu souterrain. Il permet notamment de prendre en compte des éléments discrets (fractures et/ou conduits) adaptés à la modélisation de l'écoulement et du transport dans un milieu comportant un réseau de fractures discrètes [Cornaton 2007].

Les sous-sections suivantes ont pour objet de décrire les éléments théoriques sur lesquels se base le logiciel Ground Water pour simuler l'écoulement (Section 2.3.1) et l'évolution de l'âge de l'eau souterraine (Section 2.3.2) au sein d'un aquifère synthétique, processus dont la connaissance est utile pour la simulation de la spéléogénèse des aquifères carbonatés selon l'approche originale développée dans le cadre de ce travail.

2.3.1 Simulation de l'écoulement

Au sein du modèle Ground Water [Cornaton 2007] un aquifère tridimensionnel synthétique est considéré comme un domaine délimité, au sein duquel on formule les hypothèses physiques suivantes :

- Incompressibilité des fluides
- Milieu poreux et / ou fracturé indéformable
- Air infiniment mobile

Lorsqu'un continuum matriciel est considéré, incorporant le réseau de fracture, l'approche *fracture discrète* est employée. Une solution de l'écoulement de l'eau souterraine est obtenue par la résolution d'une forme modifiée de l'équation de Richards, qui décrit l'écoulement transitoire de l'eau souterraine en trois dimensions dans une matrice poreuse à saturation variable [Cornaton 2007, Therrien & Sudicky 1996] :

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} + \nabla.\mathbf{q} = q_I - q_O \tag{2.2}$$

dans un domaine délimité considéré, avec :

$$\mathbf{q} = -k_r \mathbf{K} \nabla H \tag{2.3}$$

où $H(\mathbf{x}, t) = \psi(\mathbf{x}, t) + z$ est la charge hydraulique [L], $\psi(\mathbf{x}, t)$ est la charge de pression [L], $\mathbf{x} = (x, y, z)$ est le vecteur des coordonnées cartésiennes [L], t est le temps [T], $\mathbf{q}$ est le vecteur du flux d'eau souterraine [LT^{-1}], q_I et q_O sont respectivement les termes de source et de perte de fluide [T^{-1}], K est le tenseur saturé de conductivité hydraulique [LT^{-1}], θ est fraction adimensionnelle d'eau mobile, $k_r = k_r(S_w)$ est la perméabilité relative du milieu dépendante du degré de saturation en eau $S_w = \frac{\theta}{\theta_S}$, θ_S étant la fraction adimensionnelle d'eau en condition saturée. L'opérateur ∇ correspond à l'opérateur Nabla. Des conditions initiales et conditions aux limites classiques peuvent être appliquées au domaine, permettant de configurer les modalités de recharge et de drainage. On peut par exemple appliquer une charge hydraulique fixée (condition aux limites de Dirichlet) ou une recharge spécifiée par une valeur de flux fixée (condition aux limites de Neumann).

Les éléments discrets de dimension inférieure, tels que les fractures bidimensionnelles et les conduits mono-dimensionnels, sont considérés en utilisant l'approche classique de nœud commun (*common node*) [Cornaton 2007]. Ces éléments discrets sont ainsi insérés directement au sein des éléments représentant la matrice rocheuse (en utilisant les mêmes nœuds, ce qui justifie l'expression « nœud commun).

L'écoulement à saturation variable au sein d'une fracture d'ouverture $2b$ est soumis à l'équation générale suivante, écrite par extension de l'équation d'écoulement saturé en fracture et en faisant l'analogie de l'équation de Richards pour la matrice poreuse [Therrien & Sudicky 1996, Cornaton 2007] :

$$(2b)c_f(\psi)\frac{\delta H}{\delta t} = \nabla.k_r\mathbf{K}_f(\nabla H + \vartheta(\rho^f)e_g) + (2b)\Theta_{eob} + (2b)(q_I - q_O) \tag{2.4}$$

où $c_f = S_w S_f + s_f(\psi)\theta_s$, $\mathbf{K}_f = (2b)f_\mu K_f \mathbf{I}$ est la conductivité hydraulique intégrée sur l'ouverture de la fracture [$\mathrm{L}^2\mathrm{T}^{-1}$], $\mathbf{I}$ la matrice identité et f_μ la viscosité dépendante de la concentration et de la température, avec k_r la perméabilité relative de la fracture, et S_w la saturation en eau. Cette équation générale emploie des termes

relatifs à la dépendance de l'écoulement à la densité : le terme de flottabilité $\vartheta(\rho^f)$ avec ρ^f la densité du fluide [$\mathrm{ML^{-3}}$], e_g le vecteur de gravitation normalisé, et Θ_{eob} un terme impliquant les variations temporelles et spatiales de la concentration et de la température. En régime saturé et en condition d'écoulement laminaire, la loi de Hagen-Poiseuille peut être utilisée pour la conductivité hydraulique de la fracture en régime saturé K_f :

$$K_f = \frac{R_{hy}^2}{3}\frac{\rho^f g}{\mu} \tag{2.5}$$

où $R_{hy} = b$ est le rayon hydraulique, et μ la viscosité du fluide [$\mathrm{ML^{-1}T^{-1}}$]. En régime saturé et en condition d'écoulement turbulent, la loi de Manning-Strickler est utilisée :

$$K_f = \frac{\phi R_{hy}^{a/2}\mathbf{I}}{\sqrt{\|\nabla H\|}} \tag{2.6}$$

avec le coefficient de friction $\phi[\mathrm{L^{1/3}T^{-1}}]$, et avec $a = 4/3$. En conditions d'écoulement libre, le coefficient d'emmagasinement de la fracture est $S_f = \rho^f g \beta_w$, avec g l'accélération gravitationnelle [$\mathrm{LT^{-2}}$] et β_w la compressibilité du fluide [$\mathrm{LT^2M^{-1}}$].

Les éléments de type conduit mono-dimensionnel peuvent être alternativement considérés comme des conduits circulaires de rayon r (configuration axisymétrique) ou comme des plans d'ouverture $2b$ dans le cas d'un modèle à deux dimensions [Cornaton 2007]. L'écoulement au sein de ce type d'élément est gouverné par l'équation :

$$\alpha S_p \frac{\delta H}{\delta t} = \nabla.\mathbf{K}_p(\nabla H + \vartheta(\rho^f)e_g) + \alpha\Theta_{eob} + \alpha(q_I - q_O) \tag{2.7}$$

où $\mathbf{K}_p = \alpha f_\mu \kappa I$ est la conductivité hydraulique intégrée sur la section du conduit [$\mathrm{L^3T^{-1}}$], avec $\alpha = \pi r^2$ pour la configuration axisymétrique et $\alpha = 2bB$ pour la configuration plane, avec B la « profondeur » d'écoulement [L]. La loi de Darcy-Poiseuille pour la conductivité hydraulique $\kappa[\mathrm{LT^{-1}}]$ en écoulement laminaire peut être formulée ainsi :

$$\kappa = \frac{\rho^f g}{\mu}\frac{R_{hy}^2}{a} \tag{2.8}$$

où $a = 2$ pour la configuration axisymétrique et $a = 3$ pour la configuration plane. En ce qui concerne la loi non-linéaire de Manning-Strickler (conditions d'écoulement laminaire / turbulent), la conductivité hydraulique est déterminée par :

$$\kappa = \frac{\phi R_{hy}^{a/2}\mathbf{I}}{\sqrt{\|\nabla H\|}} \tag{2.9}$$

avec $a = 4/3$. Dans les équations (2.8) et (2.9), le rayon hydraulique est $R_{hy} = \frac{r}{2}$ pour une configuration axisymétrique, et $R_{hy} = b$ pour une configuration plane.

2.3.2 Simulation du transport : calcul de l'âge de l'eau souterraine

Comme cela a été évoqué précédemment, les principaux processus contrôlant le transport de masse au sein des aquifères sont l'advection et la dispersion [Cornaton 2003]. La molécule d'eau souterraine elle-même peut être considérée

comme une substance conservative idéale transportée depuis les zones de recharge jusqu'aux zones de vidange. Le temps écoulé entre l'entrée et la sortie varie en fonction de la longueur du cheminement des molécules d'eau. De ce fait, ces longueurs variées affectent la durée de contact entre la chimie de l'eau souterraine et la roche, ce qui par voie de conséquence influence le degré de minéralisation de la solution [Cornaton & Perrochet 2006a]. Prenons par exemple le cas d'un aquifère composé de roches carbonatées, aquifère d'intérêt pour notre étude : la durée de présence des particules d'eau depuis leur pénétration à l'intérieur de l'aquifère par les zones de recharge est un facteur participant grandement au contrôle de la concentration de la solution en carbonate de calcium. Cette durée affecte donc directement l'agressivité de la solution vis-à-vis de la roche carbonatée encaissante. Lorsque l'âge de l'eau souterraine augmente, la durée du contact entre l'eau et la roche calcaire augmente ; et la concentration en carbonate de calcium augmente. Un tel phénomène entraine alors une diminution et une inhibition des réactions de dissolution de la calcite.

Pour une position donnée au sein du domaine aquifère, l'âge de l'eau souterraine correspond au temps écoulé depuis la pénétration des molécules d'eau dans le système par le biais des limites de recharge, où l'âge est considéré comme étant nul [Cornaton 2003, Cornaton 2007, Cornaton & Perrochet 2006a, Cornaton & Perrochet 2006b]. Sachant que l'âge de l'eau est logiquement fortement dépendant de la structure de l'aquifère ainsi que de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques, un même échantillon d'eau est susceptible de montrer un « mélange » hétérogène d'âges. En conséquence, l'âge de l'eau souterraine est considéré dans Ground Water comme une distribution statistique, ou probabiliste, et caractérisé par des fonctions de densité de probabilité. Ces fonctions peuvent être interprétées comme la présence statistique des molécules d'eau en fonction du temps, qui peut être observée au sein d'un échantillon d'eau si une procédure analytique en permet la mesure [Cornaton & Perrochet 2006a, Cornaton 2007].

L'évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine est décrite par un modèle à cinq dimensions (l'espace tri-dimensionnel à chaque position $\mathbf{x}$, le temps t, et la dimension propre de l'âge : τ). La distribution transitoire de l'âge est solution de l'équation d'advection - dispersion suivante :

$$\frac{\delta\theta f_A}{\delta t} = -\nabla.\mathbf{q}f_A + \nabla.\theta\mathbf{D}\nabla f_A - \frac{\delta\theta f_A}{\delta\tau} + r_A \tag{2.10}$$

où $f_A = f_A(\mathbf{x}, t, \tau)$ est la distribution de l'âge transitoire, et où $r_A = q_I\delta(\tau) - q_O f_A$ représente un terme de production / destruction d'âge. Le terme $\frac{\delta\theta f_A}{\delta\tau}$ exprime la variation de l'âge. La fonction de densité de probabilité de l'âge résulte d'une impulsion pure $\delta(\tau)$ au niveau de la zone de recharge, en établissant $\mathbf{J}_A.n = \mathbf{q}\delta(\tau).n$ le long des zones de vidange, où $\delta(\tau)$ est la fonction delta de temps Dirac qui assure une impulsion unité pure, et $\mathbf{J}_A$ le flux de la « masse d'âge ».

Dans le cas d'un écoulement à régime permanent, $q = q(\mathbf{x})$, les coordonnées d'âge et de temps deviennent identiques, $\tau = t$, et le modèle des distributions de l'âge en régime permanent peut être formulé de la façon suivante :

$$\frac{\delta\theta f_A}{\delta t} = -\nabla.\mathbf{q}f_A + \nabla.\theta\mathbf{D}\nabla f_A + r_A \tag{2.11}$$

Des équations de moment temporel peuvent être dérivées de l'équation (2.11). Ainsi, par exemple, l'équation d'âge moyen est obtenue en prenant la forme correspondant au premier moment :

$$\frac{\delta \theta A}{\delta t} = -\nabla.\mathbf{q}A + \nabla.\theta \mathbf{D} \nabla A + \theta - q_0 A \tag{2.12}$$

où $A(\mathbf{x}, t) = \int_0^\infty \tau f_A(\mathbf{x}, t, \tau) d\tau$ représente l'âge moyen. La problématique de l'âge moyen requiert une condition aux limites de type Dirichlet ou Cauchy d'âge nul au niveau de limites de recharge, et un flux de masse d'âge nul au niveau des limites à écoulement nul [Cornaton 2007].

2.4 Prise en charge de l'élargissement : établissement et calage d'une loi empirique

2.4.1 Introduction

Au sein de la boucle de traitement, une fois l'exécution de GW réalisée (étape 2, voir la section 2.3) les variables de vitesse et d'âge de l'eau souterraine sont extraites pour chaque élément de fracture et/ou de conduit. Ces variables sont ensuite utilisées pour calculer une nouvelle ouverture, ou un nouveau diamètre, pour chaque élément (Figure 2.16). Ce calcul est effectué à l'aide d'une loi empirique de « dissolution » faisant intervenir les variables pré-citées, distribuées en chaque élément. Une telle approche analogique est choisie afin :

- de ne pas complexifier les traitements en ajoutant la prise en compte de cinétiques de dissolution ;
- de concentrer l'attention sur les facteurs géologiques (géométries des structures initiales de perméabilité) et hydrogéologiques (conditions aux limites, prise en compte des écoulements) affectant les processus de spéléogenèse.

Un ensemble de scripts (langage Python) a été développé afin de paramétrer les exécutions et de contrôler la boucle de traitement. Ces scripts réalisent tout d'abord un travail préparatoire comportant :

- la création des répertoires de travail :
- l'import des fichiers de maillage à éléments finis, de paramètres hydrodynamiques et d'exécution de GW (options et commandes) ;
- la modification de ces fichiers en fonction des modes de traitement choisis (choix des lois d'écoulement notamment).

Dans la foulée, la boucle de traitement est lancée en prenant en compte la durée souhaitée de la simulation et le nombre de pas de temps. La boucle elle-même comprends les opérations suivantes :

- écriture des paramètres relatifs au transport en fonction des paramètres d'écoulement,
- lancement de l'exécution de GW en mode console,

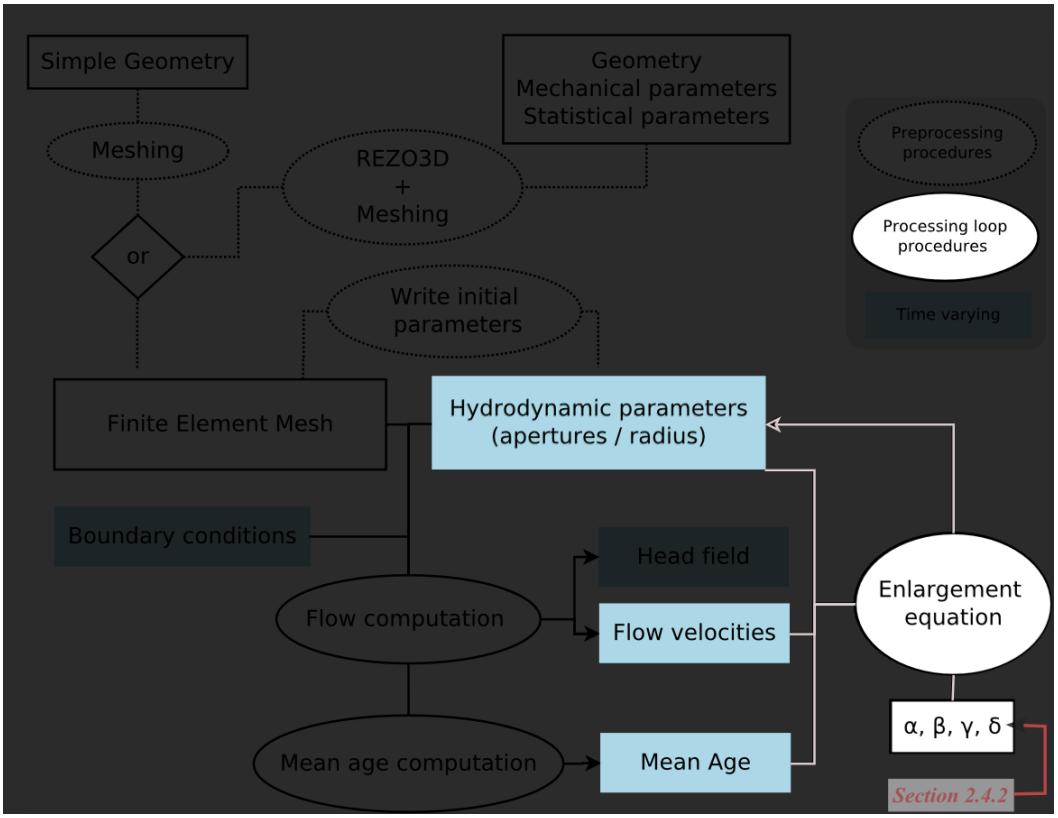

FIGURE 2.16: Troisième étape : Calcul de l'élargissement à l'aide d'une loi empirique prenant pour variables la vitesse d'écoulement et l'âge de l'eau souterraine

- extraction et traitement pour chaque élément des variables de vitesse d'écoulement et d'âge de l'eau souterraine à partir des fichiers de résultats générés par GW (fichiers au format VTK, « Visualization ToolKit »),
- application à l'aide de la bibliothèque « Numpy » de la loi analogique afin de calculer les nouvelles ouvertures (fractures) ou rayons (conduits), et écriture d'un nouveau fichier contenant les paramètres hydrodynamiques,
- création d'un nouveau sous-répertoire pour la prochaine itération, et importation des fichiers.

Un article soumis en août 2011 à la revue Water Resources Research [Lafare *et al.* sub] a pour objet principal la description de l'élaboration et du calage de la loi empirique de « dissolution » proposée. Cette loi est assortie d'un jeu de paramètres qui sont eux déterminés en cherchant à s'approcher des résultats obtenus par des modèles prenant en compte certains éléments issus de la physico-chimie de la dissolution du calcaire par les eaux souterraines.

La sous-section suivante (sous-section 2.4.2) est composée de cet article, qui au moment de la rédaction de ce manuscrit est toujours dans le processus de « review ». Le texte ainsi que les figures sont de ce fait présentés sous la même forme que le reste du manuscrit de thèse (numérotation des sections, des figures, des équations, et les références bibliographiques). Le choix d'une présentation intégrale de l'article implique par ailleurs la reprise de certains éléments de description des outils utilisés (REZO3D et GW) discutés de manière plus approfondie dans le cadre des sections précédentes (sections 2.2 et 2.3).

Avant de décrire l'approche proposée pour la simulation du processus d'élargissement elle-même, l'article aborde les connaissances acquises sur la karstification par dissolution de la calcite (voir page 92). Ces connaissances révèlent notamment l'importance des cinétiques de dissolution d'ordre élevé dans le développement de la karstification en profondeur (concept dit de « kinetic trigger »). L'instauration de ce genre de cinétique, particulièrement lente, permet à une eau très proche de la saturation vis à vis de la calcite de conserver un pouvoir de dissolution lors de son écoulement au sein d'un aquifère. Ainsi, le processus de dissolution a la possibilité de se poursuivre, même à une distance significative des zones de recharge et en cas d'écoulement lent.

Des travaux de simulation effectués sur une fracture unique [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005] sont ensuite décrits en terme de configurations de simulation et de résultats (page 93). Ces travaux constituent les références à partir desquelles est calée la loi analogique de dissolution proposée. Des éléments précis concernant ces simulations de référence sont ainsi fournis :

- La géométrie (dimensions) du domaine de modélisation (fracture unique [Palmer 1991, Dreybrodt *et al.* 2005], ou conduit [Dreybrodt 1996]) (voir Figures 2.17 et 2.19).
- Les lois d'écoulement utilisées.
- Les équations contrôlant la cinétique de dissolution de la calcite, ainsi que

celles contrôlant l'évolution de l'ouverture des fractures en fonction des variables et paramètres physico-chimiques.

- Le paramétrage lui même des simulations, en terme de conditions aux limites et de durée d'évolution.

- Les résultats fournis sous formes de graphiques montrant l'évolution temporelle des profils d'ouverture des fractures d'une part, du débit d'autre part (voir Figures 2.18, 2.20 et 2.21) : ces résultats sont utilisés par la suite pour caler les paramètres de la loi analogique.

Même si ces modèles présentent des résultats différents (notamment en termes de rapidité d'évolution de la spéléogenèse), un comportement général commun apparaît. Durant les premiers stades d'évolution, la majeure partie de l'élargissement se produit à proximité de la zone de recharge avec un accroissement lent du débit. Les cinétiques de dissolution les plus rapides se propagent ainsi lentement le long de la fracture. Après une durée d'évolution donnée, ces cinétiques atteignent l'exutoire de la fracture : la fracture est alors élargie rapidement sur toute sa longueur, et le débit augmente de manière brutale (phénomène de « Breakthrough »). Cette notion de breakthrough correspond de manière générale au moment où un cheminement d'écoulement entre la zone de recharge et l'exutoire devient turbulent sur la majorité de sa longueur [Jeannin 1996]. Certains auteurs [Dreybrodt *et al.* 2005] proposent également une approximation pour ce temps particulier, correspondant au moment où le débit total au sein du chemin d'écoulement atteint un certain multiple du débit initial. Par la suite dans cette étude, le breakthrough est approximé comme le temps requis pour que le débit atteignent 1000 fois la valeur du débit initial. Les simulations entreprises sur une fracture unique à l'aide de la méthodologie de modélisation proposée dans le cadre de cette thèse, viseront ainsi notamment à reproduire ce type de comportement (voir paragraphe 2.4.2.3.1).

L'élaboration de la loi analogique elle-même est décrite à partir de la page 105. Elle prend pour variables la vitesse d'écoulement (considérée comme favorisant l'élargissement par dissolution) et l'âge de l'eau souterraine (considéré au contraire comme un facteur inhibiteur). La formulation de l'équation, de type polynomial, est inspirée des travaux de [Bloomfield *et al.* 2005] qui simulent par ce biais le processus d'élargissement des fractures à partir du débit véhiculé. L'équation en question (Equation (2.24)) est contrôlée par quatre coefficients : α, β, γ et δ dont les valeurs sont déterminées au moyen de tests de type « benchmark » effectués en prenant pour référence les travaux réalisés sur une fracture unique présentés précédemment.

Trois panels de simulation sont alors entrepris, reproduisant les plus fidèlement possible les configurations utilisées par [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005] (voir paragraphe 2.4.2.3.1). Les résultats obtenus via la méthode analogique proposée sont alors comparés à ceux de référence, graphiquement et numériquement au moyen du calcul d'une erreur quadratique moyenne. Les meilleurs jeux de paramètres sont alors sélectionnés.

2.4.2 Article soumis à Water Resources Research : « Modeling karst conduits enlargement by a hybrid modeling approach based on both Discrete Fracture Network and flow numerical models and empirical growth laws : methodology and validation tests »

Title

Modeling karst conduits enlargement by a hybrid modeling approach based on both Discrete Fracture Network and flow numerical models and empirical growth laws : methodology and validation tests

Authors

Antoine Lafare, Brgm, Water division, NRE, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier, France ; Laboratoire Hydrosciences, UMR 5569 du CNRS, University Montpellier II, Case MSE, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.

Hervé Jourde, Laboratoire Hydrosciences, UMR 5569 du CNRS, University Montpellier II, Case MSE, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Véronique Leonardi, Laboratoire Hydrosciences, UMR 5569 du CNRS, University Montpellier II, Case MSE, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Séverin Pistre, Laboratoire Hydrosciences, UMR 5569 du CNRS, University Montpellier II, Case MSE, place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Nathalie Dörfliger, Brgm, Water division, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans cedex 02, France

Corresponding author : Nathalie Dörfliger, Brgm, Water division, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans cedex 02, France, n.dorfliger@brgm.fr

Abstract

Several numerical modeling approaches of speleogenesis exist. They take into account physical and chemical laws for flow and dissolution in fractured carbonate aquifers. Nevertheless, the initial void networks considered by these models generally do not correspond to the fracturing reality. The proposed approach aims to simulate karstogenesis in an aquifer characterized by a fracture network, while matching field reality as closely as possible and respecting geometrical properties. Using statistical and geometrical parameters obtained by field observations and analogical experiments, it is possible to generate 3-D realistic networks in terms of the relative position of joints that control the overall network connectivity. Once the fracture networks are generated, they are adapted and incorporated in a 3-D ground water flow and transport finite element model. The flow simulations in the fracture networks allow the determination of the spatial distribution of pore velocities for the initial configuration. This distribution, added to the distributed age of the groundwater, is used to simulate the evolution of the aperture of the different elements by the use of a dedicated empirical equation. This paper mainly presents the theore-

tical basis of the proposed method, and especially the elaboration of the empirical growth law. Then, we describe the initial tests on single fractures, which aim to calibrate the analogical dissolution law, taking previous works as reference. Results of simulations taking into account a limestone matrix surrounding the conduit, and considering various values of hydraulic conductivity of the matrix, are presented in a last section.

2.4.2.1 Introduction

Karst aquifer is characterized on one hand, by its heterogeneity of hydraulic parameters with the presence of karst conduits network within a bulk mass of fractured rock and on the other hand, by the uniqueness of each system. The karst network characterizes the transmissive function of the system, when the fractured rock where large cavities may take place, characterizes the storage capacity of the system. The karst aquifer then exhibits a dual flow system [Kiraly *et al.* 1998] consisting of a *fractured* or « *diffuse system* » and a *conduit system*. Exchange between the two systems is controlled by hydraulic head differences as well as by the hydraulic conductivities and the geometry of the conduit network [Bauer *et al.* 2003]. The determination of the karst conduits network geometry is based on the mapping of the portion that is accessible by human beings in both the unsaturated and saturated zones of the aquifer. However, according to geostatistical analysis [Jaquet *et al.* 2004], this portion generally corresponds to a small part of the whole karst conduits network that comprises the karst aquifer. For this reason, hydrological models of karst aquifer can neglect the structure and geometry of this drainage network with lumped and reservoirs models, or consider a simplified geometry with distributed models. Even if these models allow to reproduce the general hydrological behavior of spring hydrograph or water level time series [Mangin 1975, Sauter 1992, Dörfliger *et al.* 2009, Fleury *et al.* 2009, Mazzilli *et al.* 2010, Tritz *et al.* 2011], they do not allow to carry out simulation of the impact of diffuse contamination or to validate vulnerability mapping. A better knowledge of the geometry of these discontinuities may improve such modeling and in fine the management of the important resources located within such aquifers, considering that some countries in the world are strongly dependent nowadays of karst resources and/or would be for sure during the next decades.

It is necessary to generate representative conduits network to be integrated within flow and transport models because of the difficulty to determine their geometry in the field. Several numerical modeling approaches on speleogenesis exist, taking into account physical and chemical laws for flow and dissolution in fractured aquifers. Such simulations could be performed thanks to the quantification of calcite dissolution kinetics [Plummer *et al.* 1978, Palmer 1991], and the development of the concept of « kinetic trigger » (higher order kinetics for calcite dissolution in waters close to equilibrium, allowing under saturated waters to attain the deeply part of the carbonate system). The first models consider a single parallel plate fracture or a cylindrical conduit, and emphasized the « kinetic trigger » concept [Dreybrodt 1990, Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005].

Thereafter, two dimensional models were developed, first considering simplified boundary conditions [Groves & Howard 1994a, Howard & Groves 1995, Siemers & Dreybrodt 1998] that emphasized the recharge condition as a determinant parameter. The subsequent models became more complex, adding a flow feature in a fractured matrix [Clemens *et al.* 1996, Clemens *et al.* 1997, Kaufmann & Braun 1999, Kaufmann & Braun 2000]. The matrix component of the dual flow system exhibited by karst aquifer is underlined [Bauer *et al.* 2003, Kaufmann 2003b], and dendritic cave networks, as observed by [Palmer 1991] can be reproduced. Subsequently, models take into account unconfined conditions [Gabrovsek & Dreybrodt 2001, Kaufmann 2002, Liedl *et al.* 2003], dual-fracture approach [Dreybrodt & Gabrovsek 2003, Dreybrodt *et al.* 2005], as flow in the non-saturated zone [Kaufmann 2003b] and the presence of an epikarstic zone [Bauer *et al.* 2005]. More recently, works aim to simulate the speleogenesis of a karst aquifer according to natural conditions [Kaufmann & Romanov 2008, Kaufmann 2009] and in three-dimensional settings [Kaufmann *et al.* 2010, Hiller *et al.* 2011].

Nevertheless, the initial void networks considered by these existing models do not generally correspond to realistic initial fractures patterns. Yet, among the wide range of parameters that influence genesis and functioning of a karst aquifer, tectonic and fracturing have an importance [Ford & Williams 1989, Ford *et al.* 2007, Klimchouk & Ford 2000a, Palmer 2000b, Palmer 2002]. Thus, the fracturing density, the initial aperture of discontinuities could explain in part the variety of network morphologies encountered (4-states theory sustained by [Ford & Ewers 1978, Ford & Williams 1989, Ford *et al.* 2007]). Moreover, the spatial orientation of fractured networks and tectonic constraints would be a determining factor for the spatial organisation of the drainage systems [Boinet 1999, Pistre *et al.* 1999, Pistre *et al.* 2002, Eraso Romero & Dominguez Alvarez 2000, Jourde *et al.* 2002b]. Finally, in rock masses, fluid flow behaviour mainly depends on the pattern of the joint network : the relative position of joints control the overall network connectivity which allows undersatured waters to flow.

The proposed approach aims to simulate speleogenesis in a generated fractured aquifer characterized by a realistic fracture network using simple growth laws based on elemental mean age of the groundwater and pore velocity considering various initial conditions. These simple laws are developed taking as reference the mathematical bases of the MOPOD model [Bloomfield & Barker 2005, Bloomfield *et al.* 2005], involving polynomials to simulate growing of voids in fractured sedimentary aquifers. The empirical parameters of these equations are adjusted in order to approach the results obtained by the reference simulations based on the dissolution kinetic laws [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Palmer 2000a, Dreybrodt *et al.* 2005]. In this aim several benchmark simulations on a single one-dimensional fracture are performed, involving simulation design and parameters as close as possible to the works taken as references. In this way, the approach described in this paper constitutes an analogical approach.

Patterns of fracture aperture growth ending to mature karst conduits based on

simple growth laws applied to a single fracture with simple initial aperture distribution. The objective of this study is to test this analogical approach using in the first step, general characteristics of simple geometry, a single fracture, and considering various times steps, coherent with the generally times framework of karstification processes. The considered approach using two codes, a 3D generator of fractures (REZO3D [Jourde 1999, Josnin *et al.* 2002]) and the GroundWater flow model [Cornaton 2007] is described outlining the major theoretical concepts used. The first benchmark simulations used to propose analogical laws related to the karst conduit network development are then described. Parameters controlling this development are explained, and tested considering a sensitivity analysis.

2.4.2.2 Modeling Concepts

To describe fracture and karst conduit development as a function of time, it is necessary to account for various concepts.

(i) Fracture development in limestone based on chemical and physical processes leading calcite dissolution kinetics.

(ii) A three dimensional model based on statistical and mechanical rules to generate realistic fractures network to be incorporated in a groundwater flow and transport model.

(iii) Fractures development based on a relationship accounting for both flow velocity and mean water age within the fracture, computed with the GroundWater code.

2.4.2.2.1 Theory of fracture enlargement based on dissolution model

The presented study aims to simulate the fracture and conduit enlargement taking into account the results of previous approaches based on calcite dissolution by ground water, and on associated kinetics and dissolution rate equations.

Fracture enlargement by calcite dissolution In karst systems, part of the ground water flows within channels created by widening of fractures related to dissolution. This widening is controlled by the dynamics of dissolution of the carbonate rock (that will be referred as bedrock in the remaining of the manuscript). These processes are mainly related to the chemical equilibrium of the solution that flows in fractures. In the case of limestones, these processes imply chemical reactions within the ternary system that comprises calcite ($CaCO_3$), carbon dioxide (CO_2), and water (H_2O). The more a solution is far from the equilibrium (calcium bicarbonate concentration very lower or higher than the equilibrium concentration), the more the process (dissolution or precipitation) is vigorous. Numerous relevant kinetic studies have been performed on calcite equilibrium and dissolution [Plummer & Wigley 1976, Plummer *et al.* 1978, Buhmann & Dreybrodt 1985a, Buhmann & Dreybrodt 1985b, Dreybrodt & Daoxian 1988, Dreybrodt 1990, Svensson & Dreybrodt 1992, Dreybrodt 1996, Eisenlohr *et al.* 1999,

Dreybrodt & Eisenlohr 2000] proposing dissolution (or precipitation) rate equations widely used in the studies on the genesis and evolution of solution conduits.

Previous studies [Weyl 1958] revealed a linear rate law for calcite dissolution in the ternary system mentioned above. Such low-order reaction kinetics would prevent large conduit from evolving in geologically relevant time scales (tens to hundreds of thousands years), at least in natural hydrogeochemical conditions [White & Longyear 1962]. Indeed, the solution would reach the saturation in calcite in the first meters next to the entrance, stopping the dissolution process further in the carbonate reservoir. [White 1977] and [Palmer 1984] pointed out that high-order non-linear rate laws must be taken into account when the solution approaches the equilibrium, i.e., when calcite concentration in the solution approaches the saturation concentration.

At the reach of a determined concentration, the kinetics switches to a non-linear rate law. These high-order kinetics are caused by impurities (such as phosphates or silicates) that inhibit the dissolution [Eisenlohr *et al.* 1999], and imply a slower dissolution rate. As a consequence, under-saturated waters can penetrate deeper in the fracture network, involving a slow but sizeable dissolution widening.

As a consequence, during the fracture dissolution evolution, the low-order kinetics propagates along the fracture and finally reaches the output of the system. At this particular moment a drastic increase of fracture widening and flow rate occurs in the system. This particular time is known as the Break Trough Time. It may coincide with the change from laminar to turbulent flow conditions in the whole flow path network, and the onset of sediment transport. This time is considered as the termination of the initial phase of the early evolution of a karst system (the end of the inception phase [Filipponi 2009, Filipponi *et al.* 2009]).

Enlargement of a single fracture or conduit Based on the aforementioned considerations, numerical simulations of karstogenesis were performed during the last two decades. They are the basis to set up and validate the proposed fracture enlargement simulation method. Studies on single conduit or fracture [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Palmer 2000a, Dreybrodt *et al.* 2005] are the most suitable to make comparisons, since these simulations are relatively simple to reproduce. Moreover, the understanding of the evolution of a basic element of a karst aquifer can constitute the basis of the study of more complex fracture and karst networks.

The first considered study [Palmer 1991, Palmer 2000a] considers a single planar fracture of initially uniform width w (Figure 2.17). The flow is driven by a time-independent hydraulic head gradient Δh through the fracture of total length L, in closed-conduit conditions (relatively to atmospheric CO_2). The laminar flow is described by the Hagen-Poiseuille equation, modified to consider a large number of fracture segments of varied width (w_x) and length (L_x). When turbulent flow takes place, the discharge is governed by the Darcy-Weisbach equation. A general rate equation is proposed, computing the variation of concentration of dissolved bedrock

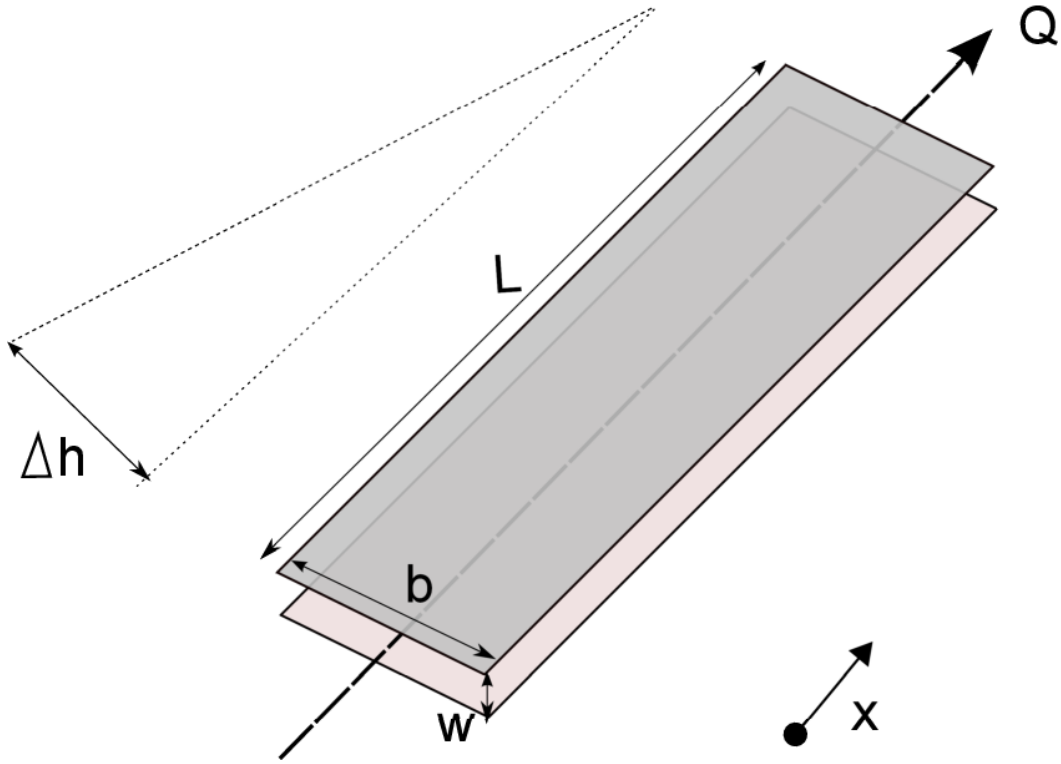

FIGURE 2.17: Modeling setting of a single planar fracture used by [Palmer 1991]. With L the total length in centimeters (cm), b the width (cm), w the aperture (cm), Δh the head difference (cm) along the fracture and Q the flow rate outflowing in cm^3 per second (cm^3/s)

in each flow path segment x :

$$C_x = \frac{2k}{w_x}\left(1 - \frac{C}{C_s}\right)^n \Delta t_x \tag{2.13}$$

where k = reaction coefficient, n = reaction order, and $\Delta t_x = \Delta L_x / velocity$ = residence time for the water within the flow path segment of length ΔL_x, C = concentration of dissolved bedrock, and $\frac{C}{C_s}$ = the mean saturation ratio within the flow path segment. The fracture segment enlargement by dissolution is governed by the chemical mass balance :

$$\rho_r \left(\frac{\Delta A_x}{\Delta t}\right) = Q \left(\frac{\Delta C}{\Delta L}\right)_x \tag{2.14}$$

where ρ_r = bulk bedrock density, ΔA_x = increase of cross-sectional area within a given portion, Δt = the time increment, and $\left(\frac{\Delta C}{\Delta L}\right)_x$ = increase in solute concentration within a given segment of length ΔL. Consequently, the equation reduces to :

$$\Delta w_x = \frac{Q}{b\rho_r}\left(\frac{\Delta C}{\Delta L}\right)_x \Delta t \tag{2.15}$$

where Δw_x = increase in fracture width in a given segment of length ΔL during the time increment Δt.

Figure 2.18 provides results of a finite difference model for an idealized parallel plate fracture and the following parameters : length $L = 105cm$, initial aperture width $w_0 = 0.01cm$, hydraulic gradient $i = \frac{\Delta h}{L} = 0.01$. During a long initial phase (nearly 50000 years, cf. the aperture profile at 48250 years in Figure 2.18), the cave flow path evolves at very slow enlargement rates (near saturation) for the most part of the fracture. Almost all the enlargement occurs in the upstream 10% of the fracture length. When the fracture reaches the maximum dissolution rate over its entire length, a mature phase started, in which a nearly uniform growth occurs along the whole fracture.

The second reference study [Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005] considered respectively a circular tube and a planar fracture (Figure 2.19 a and b) and their theoretical modeling approach can be summarized as follows : The flow of water is driven by a time-independent hydraulic head difference through the initially uniform fracture. For laminar flow, the flow rate through the fracture is given by the Hagen-Poiseuille equation, while when the flow becomes turbulent (namely, when the Reynold's number exceed 2000) the Darcy-Weissbach equation is applied. The flow resistance is linked to the geometrical properties of the fracture i.e., its aperture width (time variable), its width and its length. The widening rate at any point of the fracture depends on the under saturation of the solution and is proportional to the dissolution rate. The mass conservation law is applied : it implies that the amount of calcite dissolved from the walls within any part of the fracture plus the amount of calcium entering the selected fracture part equals the amount of calcium leaving the selected fracture part. This leads to :

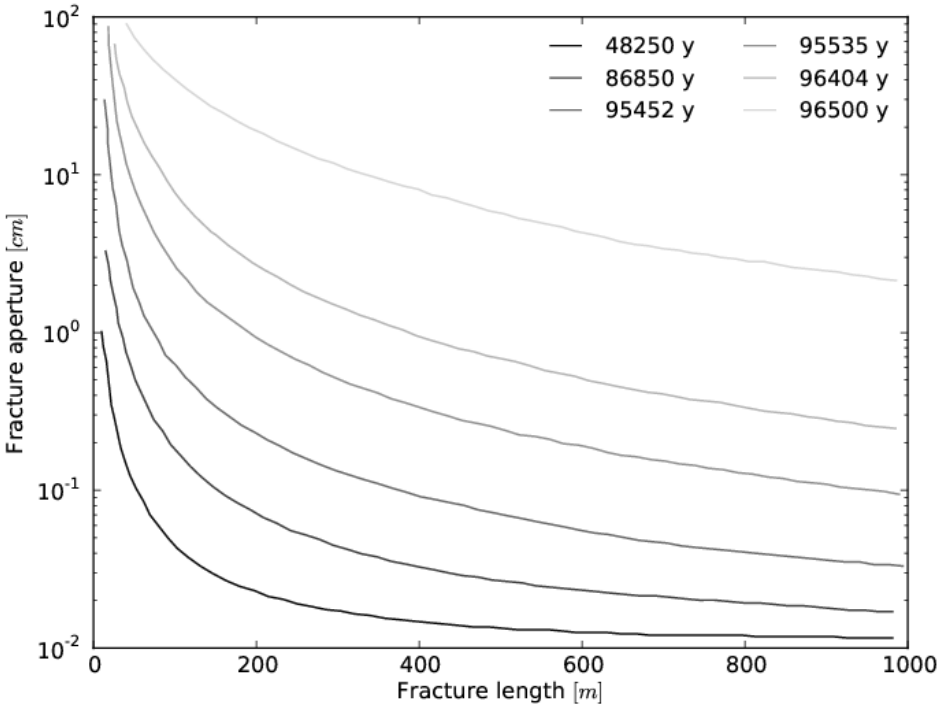

FIGURE 2.18: Evolution of the aperture along the fracture length for six times obtained by [Palmer 1991] for an idealized fracture 1000 m long, characterized by an initial aperture of 0.01 cm. Each curve corresponds to the aperture profile at a given time in years (y)

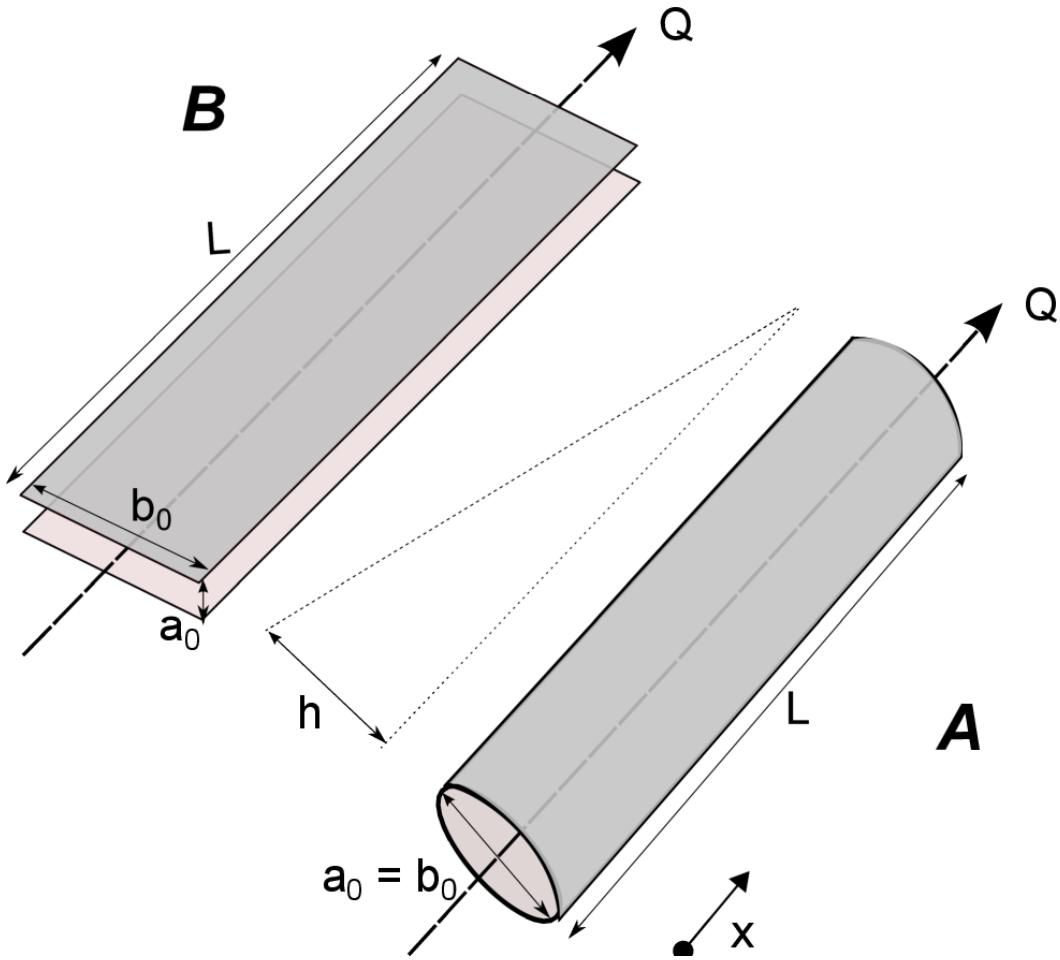

FIGURE 2.19: Modeling setting of a single circular tube (a) of length L (cm), diameter $a_0 = b_0$ (cm) and a single planar fracture (b) of length L (cm), width b_0 (cm), aperture a_0 (cm) used respectively by [Dreybrodt 1996] and [Dreybrodt *et al.* 2005]. The head difference is h (cm)

$$F\big(c(x)\big)P(x)dx = v(x)A(x)dc = Qdc \tag{2.16}$$

where $P(x)$ is the transverse perimeter of the fracture, $A(x)$ the cross-section of the fracture, $v(x)$ the the solution velocity in x. Q is the flow rate through the fracture. The aperture width $a(x,T)$, for a given position x and time T is given by the time integral of the dissolution rate :

$$a(x,T) = 2\gamma \int_0^T F(x,t)dt + a_0 \tag{2.17}$$

The factor γ allows converting the dissolution rates ($molcm^{-2}s^{-1}$) into the retreat of the wall ($cm/year$). The problem is solved numerically, discretizing the variables t and x into suitable increments Δt and Δx and a new profile of aperture width is calculated assuming a constant dissolution rate in the time interval Δt according to :

$$a(x,t+\Delta t) = a(x,t) + 2\gamma F\big(c(x),t\big)\Delta t \tag{2.18}$$

A range of parameters considered as relevant for natural karstification (total length and initial aperture or diameter) are chosen for both simulations. [Dreybrodt 1996] performed a run in a circular tube (Figure 2.19a) with the following parameters, $L = 10^5 cm$, hydraulic gradient $i = \frac{\Delta h}{L} = 0.05$, $a_0 = b_0 = 0.04cm$, $c_{eq} = 210^{-6} molcm^3$. The rate constants are chosen from [Buhmann & Dreybrodt 1985b]. Figures 2.20a–b show the results published in [Dreybrodt 1996]. Figure 2.20a illustrates the widening profile of the fracture for different times, while Figure 2.20b shows the temporal evolution of the flow rate in the whole conduit. During the early state of the evolution, the saturation concentration is attained in the very first meters of the flow path. Consequently, the high-order rates determine the aperture evolution in practically the entire length of the fracture, except near the entrance where the first-order dissolution rate allows a faster widening. Thus, the diameter of the main part of the fracture increases slowly, governed by the high-order dissolution rate. At the same time, the flow rate increases regularly and slowly (Figure 2.20b). Finally, after a long initiation (inception) period, the final part of the conduit reaches a sufficient diameter that allows an enhancement of the positive feed-back mechanism of flow acceleration on the fracture widening. The low-order rate can therefore set up in the entire conduit, toward the output. From this point, the flow rate increases dramatically, and the flow becomes turbulent. Shortly after the breakthrough, the concentration in the whole tube remains near to zero, and a uniform enlargement takes place, at the rate of 0.1 cm/year.

[Dreybrodt *et al.* 2005] simulate an initially planar rectangular fracture (Figure 2.19b) with the following parameters, $L = 105cm$, the hydraulic gradient $i = \frac{\Delta h}{L} = 0.05$, $a_0 = 0.02cm$, $b_0 = 100cm$, $c_eq = 210^{-6} molcm^3$. The results obtained for this setting are provided in Figures 2.21a–b, and are coherent with the previous setting. The flow rate increases slowly with time until a drastic acceleration at the breakthrough time. At this point, the initial phase of laminar flow through the fracture is terminated, and the dissolution rates become high and even along the flow path.

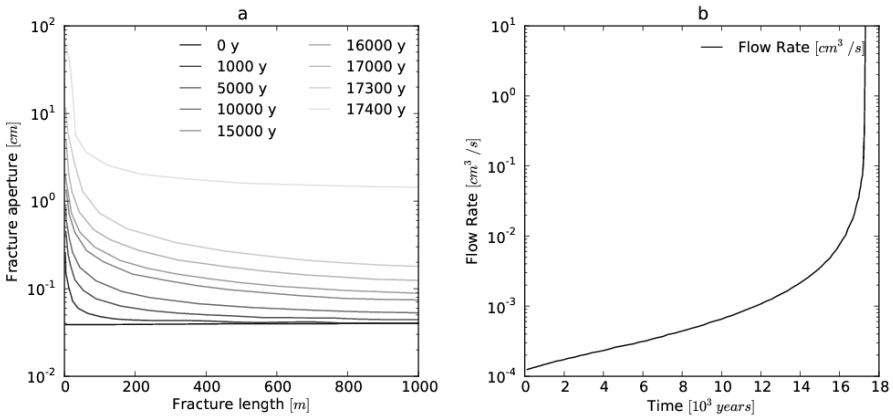

FIGURE 2.20: Evolution of the diameter along the conduit length for nine times in years (y) represented by each curve (a) and temporal evolution of the flow rate (b) obtained by [Dreybrodt 1996] for a circular tube 1000 m long, characterized by an initial diameter of 0.04 cm

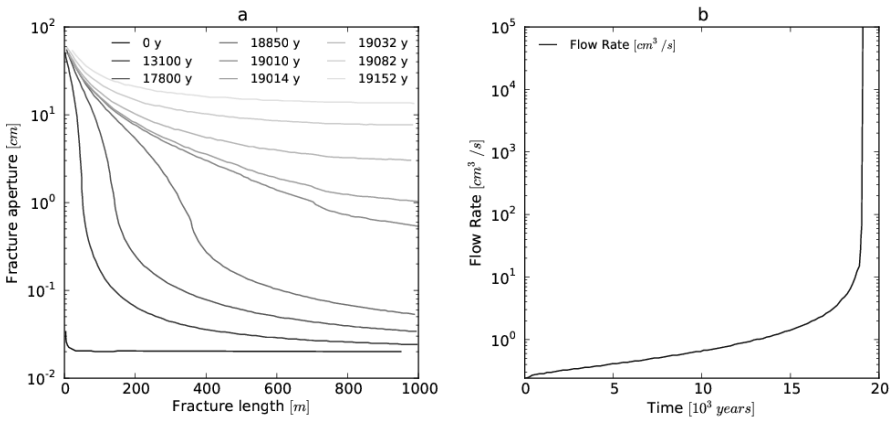

FIGURE 2.21: Evolution of the aperture along the fracture length for nine times in years (y) represented by each curve (a) and temporal evolution of the flow rate (b) obtained by [Dreybrodt *et al.* 2005] for an idealized fracture 1000 m long, characterized by an initial aperture of 0.02 cm

These simulations constitute the settings of the modeling approach we propose, and will be used as references during the adjustment and validation phases. The results of these simulations present differences : in term of aperture development, the evolution is more rapid for example for the [Dreybrodt 1996] and [Dreybrodt *et al.* 2005] (an aperture of more than 1 cm in the whole fracture before 20000 years) than for [Palmer 1991, Palmer 2000a] (a similar aperture attained after 95000 years). Indeed, these models consider respectively different initial apertures, hydraulic gradient and equations. Nevertheless, a comparable behavior is outlined : Initially the most of the enlargement (low-order kinetics) is confined to the flow path segments situated near the entrance of the fracture, and the flow rate increases slowly. The low-order kinetics propagates in the fracture during the time evolution, and when the output of the fracture is attained, the Breakthrough occurs characterized by a drastic acceleration of the flow rate. From this point, the aperture development rate is more evenly distributed along the whole fracture length. Accordingly, the main purpose of our model is to reproduce such a similar behavior, comparing specific reference curves (fracture aperture versus fracture length and flow rate versus time (years)) provided by Figure 2.18, Figure 2.20a-b and Figure 2.21a-b with the curves obtained with the analogical approach. Nevertheless, as these previous models contain simplification and use for example semi-empirical equation for the dissolution of calcite [Palmer 2000a], they cannot be considered as exact references and the aim of these validations and adjustments could not be to reach a perfect fit of these various reference curves.

2.4.2.2.2 Generation, design and meshing of the initial fracture network

Although the last section provides a description of the theoretical basis used to set up a dissolution-based model, the final objective of this study is to take into account a geologically realistic geometry of fractures network as initial void network. Even if this paper deals mainly with simple geometries (to meet the comparison and validation needs) the fracture generator dedicated to more complex simulations is quickly reviewed in the following.

The three-dimensional fracture network generator The three-dimensional structural model REZO3D aims at simulating discontinuity networks that comprise two orthogonal families of fractures in the presence of sedimentary discontinuities. This model uses an algorithm based on a pseudo-random process that involves simplified mechanical rules. It is not a real mechanical model, but it allows simulating the spacing distribution of natural fractures networks, taking into account statistical data such as the fracture length distribution and the average spacing related to the stratum thickness [Jourde *et al.* 2007].

The generated discontinuities sets are characterized by orthogonal joints perpendicular to bedding planes : such joints patterns are proper to many outcrops of sedimentary rocks, which can be find in sedimentary aquifer terrain [Jourde *et al.* 2002a]. The presence of bedding planes subdivides the sedimentary ro-

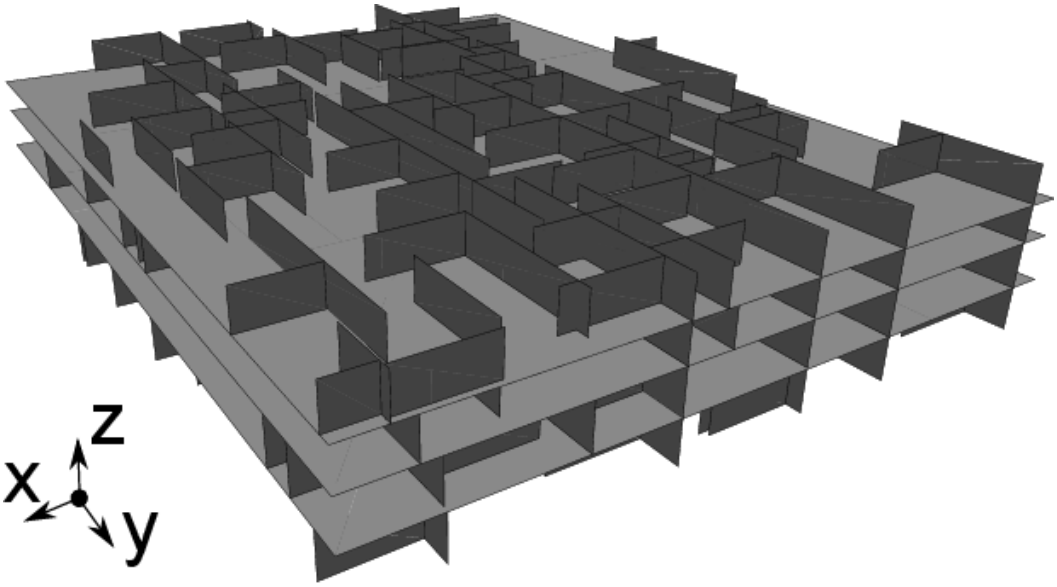

FIGURE 2.22: 3-D view of an orthogonal fracture network generated by the REZO3D code. The run was performed for a 50 m long, 50 m wide domain, 4 strata of mean height 2 m, a first family of 100 fractures (mean length of 25 m) in the Y-direction and a second of 200 fractures (mean length of 7 m) in the X-direction.

cky mass in a succession of lithostratigraphic unites. These successive unites vary in terms of width, lithology and chemistry. Therefore, particular beds or inter-beds can constitute a restricted number of inception horizons, in which the most important part of the speleogenesis processes will occur [Filipponi 2009, Filipponi *et al.* 2009].

The structural model REZO3D is extensively described by [Jourde 1999] and [Josnin *et al.* 2002], and used in [Jourde *et al.* 2002a, Jourde *et al.* 2002b, Jourde *et al.* 2007].

Tests were performed [Jourde *et al.* 1998, Jourde 1999] to evaluate the visual and statistical accuracy of the obtained networks, while [Josnin *et al.* 2002] compared the model results with the properties measured on a natural joints network. An example of a generated fracture network is shown in Figure 2.22.

The meshing of the discrete fractured hydrogeological model The previously described REZO3D model allows generating a layered and fractured network, which constitutes the basis for the building of the initial void network upon which speleogenesis simulation will be attempted. Flow and transport simulations will be led with a three-dimensional ground water flow and transport Finite Element Simulator, GroundWater [Cornaton 2007]. This finite element model allows taking into account discrete fracture and pipe elements, suitable for modeling flow and transport processes in discrete networks and fractured media.

The network obtained with REZO3D is meshed as a 3-D synthetic block-

shaped fractured aquifer. In the nature, observations show that the conduits flow is mainly channelized at intersections between discontinuities : these intersections may represent important flow paths in stratified sedimentary aquifers [Drogue & Grillot 1976, Cornaton & Perrochet 2002, Jourde *et al.* 2002a].

Consequently, the stratified fractured reservoir can be represented as a system that potentially contains different flow elements. On one hand, it can consist of highly transmissive 2-noded pipe (conduits) elements (1-D), which correspond to intersections between sub-vertical fractures (resulting in sub-vertical pipes) or between sub-vertical fracture and sub-horizontal bedding plane (resulting in sub-horizontal pipes). On the other hand, it consists of highly-(but less transmissive) 4-noded fracture elements (2-D), embedded in a low hydraulic conductivity matrix body made of homogeneous 8-noded brick elements (3-D). Three families of fractures are modeled with potentially different apertures : horizontal stratigraphic planes, and two sets of orthogonal vertical fractures with different vertical penetration behaviour. The fractures and bedding planes are idealized as two-dimensional parallel plates, simulated by 4-noded rectangular elements, delimiting 8-noded brick elements. Independently from the fracture network model, simple geometries such as single fracture are generated and meshed with a dedicated procedure, allowing the discretization according the same previously described model and the choice of the length, width and aperture dimensions A graphical result of a flow simulation based on a REZO3D generated fracture network is shown in Figure 2.23.

Concerning the 1-D conduits, it is possible to take into account the shape of the intersection (if a discontinuity abuts another or, alternatively, crosscuts it) to affect different hydraulic properties [Jourde *et al.* 1998, Jourde 1999, Jourde *et al.* 2002a]. Pipe networks obtained with REZO3D fracture networks gave generally one large connective cluster of pipe [Jourde *et al.* 2002a].

2.4.2.2.3 Concepts of flow, transport and enlargement simulation In order to simulate the distributed enlargement of the fracture and pipe elements constitutive of the 3D synthetic aquifer at each time-step, an analogical equation is proposed. This equation accounts for the pore velocity and the distributed groundwater mean age. These variables are calculated at each time step, performing flow and transport computations in the 3D synthetic aquifer with the Ground Water (GW) Finite Element Simulator [Cornaton 2007].

Groundwater flow and age computations The modeled 3D synthetic aquifer is considered as a bounded domain with the following assumptions : incompressible fluid, non-deformable fractured porous medium and infinitely mobile air phase. When a matrix continuum is considered embedding the fracture network, the discrete fracture approach is used. The groundwater flow solution is obtained by solving a modified form of Richards' equation that describes the three-dimensional transient groundwater flow in the variably-saturated porous matrix [Therrien & Sudicky 1996, Cornaton 2007]. Typical initial and boundary conditions

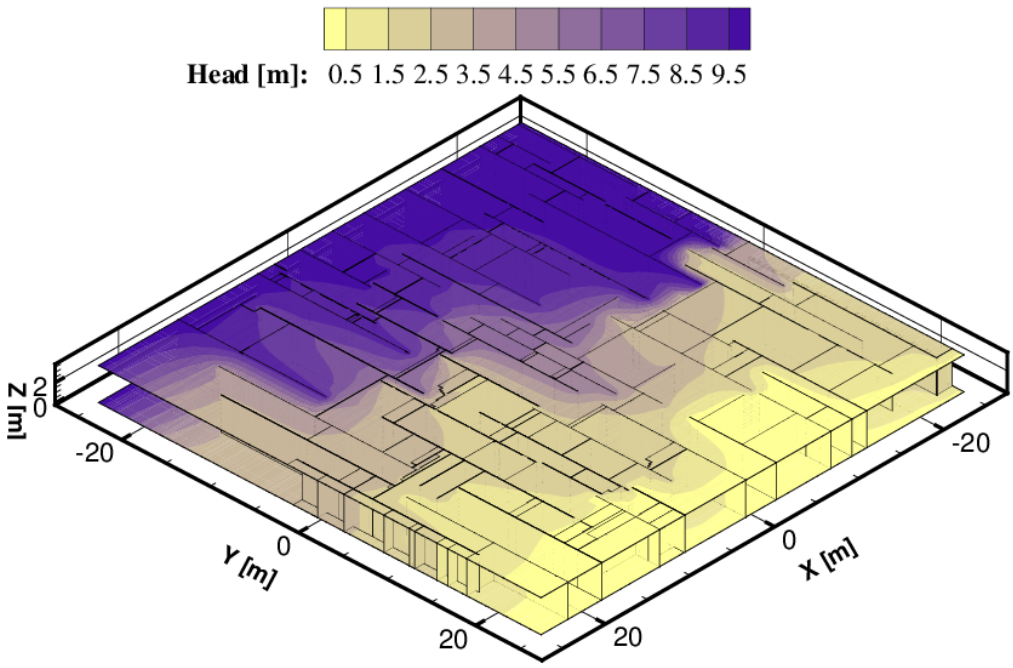

FIGURE 2.23: Head field result of a steady flow simulation based on a REZO3D generated fracture network. The flow is driven by a fixed head difference ($H = 10m$ on the plane $y = -25.0m$, $H = 0$ on the plane $y = +25.0m$). The fracture network is characterized by a single stratum 4 m high, a first family of 50 fractures (mean length of 20 m) and a second of 100 fractures (mean length of 7 m). The limestone matrix has a permeability $K_m = 4.010^{-6}m/s$, while the fractures have a permeability $K_f = 110^{-2}m/s$

can be applied to the domain, allowing the setting of recharge and discharge locations. One can apply a fixed hydraulic head (Dirichlet boundary condition) or a fixed specific recharge (Neumann boundary condition).

Lower dimension discrete elements as 2-D fractures and 1-D pipes are handled by making use of the classical common node approach. These discrete elements are inserted within the mesh of elements used to represent the rock matrix.

The variably saturated flow in a fracture of aperture is governed by a general equation, written by extending the saturated fracture flow equation and using the analogy of Richards' equation for the porous matrix [Therrien & Sudicky 1996, Cornaton 2007]. Under saturated and laminar flow conditions, the Hagen-Poiseuille law can be used for the fracture saturated hydraulic conductivity ; while under saturated and turbulent flow conditions, the Manning-Strickler law is used.

One-dimensional pipe elements can be viewed as circular pipes of radius r (axisymmetry configuration) or as planes of aperture $2b$ in a 2-D model configuration [Cornaton 2007]. The law of Darcy-Poiseuille for the hydraulic conductivity is used under laminar flow and the non-linear law of Manning-Strickler for laminar/turbulent flow conditions.

The main processes governing mass transport within aquifers are advection and dispersion [Cornaton 2003]. The groundwater molecule itself can be considered as an ideal conservative substance transported from recharge zones to discharge zones. The time elapsed from inlet to outlet generally differs depending on the length of the flow path. Therefore, these various lengths affect the time spent by any substance contained in the groundwater flowing through the substratum, and consequently the degree of mineralization of the solution [Cornaton & Perrochet 2006a]. In the case of a limestone aquifer, the time elapsed since the groundwater particles enter the aquifer system through recharge zones is a determining factor impacting the calcite concentration of the solution, and consequently the aggressiveness of the water. When the groundwater age increases, the solution spends more time in contact with limestone rocks, and becomes more concentrated in calcium-carbonate. Therefore, it corresponds to the slowdown of the calcite dissolution reactions.

According to [Cornaton 2003, Cornaton 2007] and [Cornaton & Perrochet 2006a, Cornaton & Perrochet 2006b], the groundwater age represents « the time elapsed since the water molecules entered the system at the recharge limits, where groundwater age is considered as zero ». In order to account for the statistical and probabilistic character of the groundwater age, it is modeled by probability density functions [Cornaton & Perrochet 2006a, Cornaton 2007].

The temporal evolution of the distribution of groundwater age is then described by a five-dimensional model (the 3-D space at each location x, the time t, and the age own dimension : t) and the transient age distribution is solution of the forward advection-dispersion equation [Cornaton 2007]. Taking the first temporal moment of this equation, one can obtain the mean age equation :

$$\frac{\delta \theta A}{\delta t} = -\nabla.\mathbf{q}A + \nabla.\theta\mathbf{D}\nabla A + \theta - q_0 A \tag{2.19}$$

where $A(x,t)$ denotes mean age [T], $\mathbf{q}$ the water flux vector [LT^{-1}], θ the non-dimensional mobile water content, $\mathbf{D}$ the dispersion/diffusion tensor, and q_o a fluid sink term [T^{-1}]. The mean age problem requires zero age Dirichlet-type or Cauchy-type boundary condition on the recharge limits, and zero flux of age mass at non-flow limits [Cornaton 2007].

Simulation of the enlargement by dissolution by using dedicated simple empirical growth laws The previous flow and age computations are performed at each time-step of the simulation, launched by a Python written script. After each computation, the following parameters are automatically extracted, for each fractures and/or pipes element :

(i) the elemental magnitude of the pore velocity,

(ii) the groundwater age

(iii) the previous aperture or radius.

The computations of the next apertures are therefore performed within the Python written script, by an analogical dissolution procedure. This procedure performs a loop on each element, incorporating the previously extracted parameters in an analogical dissolution equation, and computing a new aperture. The new range of elemental aperture is then written in a new hydraulic property file in the aim to launch the next simulation step. The analogical dissolution laws elaboration is described in the following, as the theoretical bases which lead it. The Figure 2.24 illustrates the different steps of the modeling method, from the geometrical design of the initial void network to the previously described loop.

[Bloomfield & Barker 2005] and [Bloomfield *et al.* 2005] modeled the « fracture porosity development » using simple empirical growth laws. In their study, the rate of fracture aperture change is assumed depending on the aperture and on the flow rate through the aperture. More specifically, this rate is assumed to be a polynomial function of the aperture and flow rate :

$$\frac{da_i}{dt} = G(a_i, v_i, \mathbf{p}^G) \quad i = 1, \ldots, N \tag{2.20}$$

where a_i is the aperture [L] in the fracture portion i, the time [T], $\mathbf{p}^G$ a set of parameters, and v_i the volumetric flow rate [$\mathrm{L}^3\mathrm{T}^{-1}$] in the same fracture. The general polynomial function is :

$$G(a_i, v_i, \mathbf{p}^G) = \left(\sum_m b_m a_i^{c_m}\right)\left(\sum_m d_m v_i^{e_m}\right) \quad i = 1, \ldots, N \tag{2.21}$$

with the set of parameters $\mathbf{p}^G = b1, b2, \ldots, c1, c2, \ldots, d1, d2, \ldots, e1, e2, \ldots$. [Bloomfield *et al.* 2005] investigate the efficiency of a simple first order polynomial function of the flow rate to simulate the fracture aperture growth rate :

$$\frac{da_i}{dt} = v_i^e \quad i = 1, \ldots, N \tag{2.22}$$

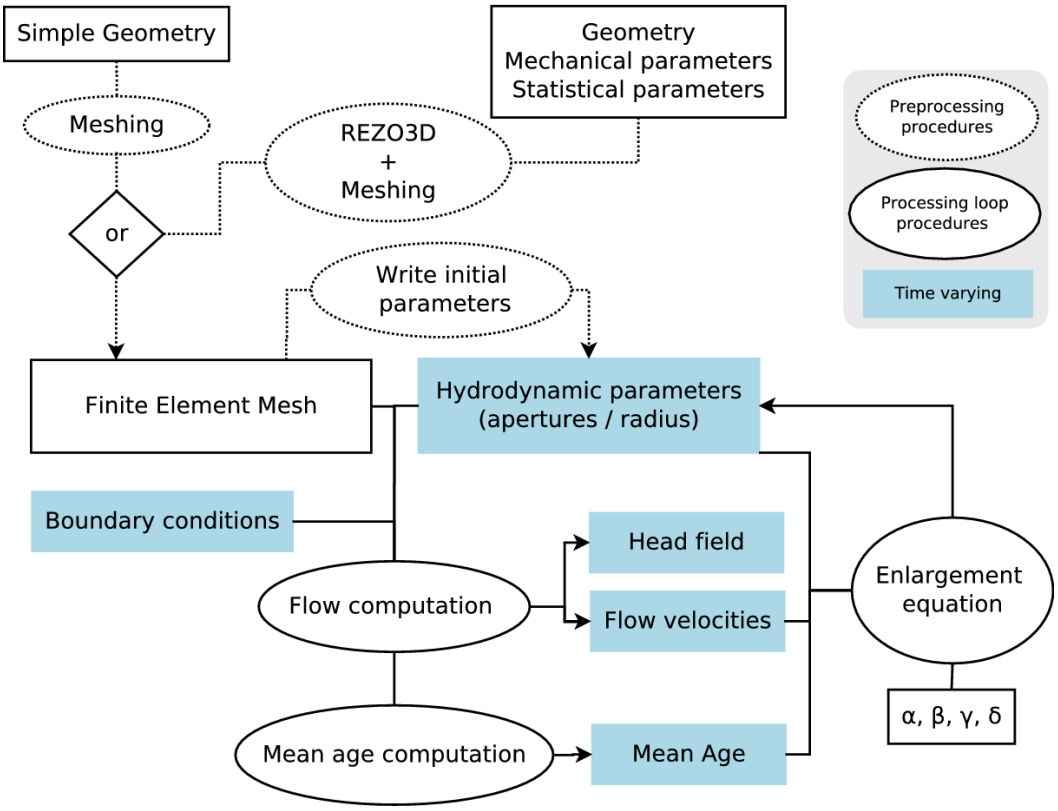

FIGURE 2.24: Outline of the main steps of the modeling approach

the parameter e being the growth rate exponent.

In our modeling approach, the aperture growth rate is analogically based on polynomial functions depending on both pore velocity, and groundwater age. This analogical growth law also accounts for the relative enhancer or inhibitory effect of each variable (pore velocity and groundwater age) on the theoretical dissolution rate :

(i) The pore velocity is considered as an enlargement enhancer factor based on the fact that faster is the flow, more potentially aggressive remains the water passing in the aquifer (the chemical equilibrium and consequently the calcite saturation could not be attained in a too short time). Besides, these considerations are supported by dissolution rate laws proposed in former studies [Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005] that also account for the flow rate (and consequently the velocity) of the solution as a dissolution enhancer variable (see Equations (2.15) and (2.16).

(ii) Groundwater age (see previous section) can also be considered as an enlargement inhibitor factor based on the fact that the longer the groundwater remains within the limestone aquifer, the lower becomes its potential aggressiveness. Indeed, when the groundwater spends a sufficient time in the carbonate aquifer, a state near to the calcite saturation is reached, that considerably inhibits the dissolution rate.

As a consequence, an aperture enlargement function ($a_i(t)$) is proposed for each fracture or pipe element i :

$$\frac{da_i}{dt} = \frac{\alpha v_i^{\beta}}{1 + \gamma A_i^{\delta}} \quad i = 1, \ldots, N \tag{2.23}$$

with v_i [LT^{-1}] the pore velocity, A_i [T] the groundwater age, and α, β, γ, δ the polynomial parameters that allow the adjustment of the equation taking the previously described works [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005] as references. In order to avoid too large increase of the aperture enlargement rate, in case of very low groundwater age (near the recharge zone, or when the void network reaches wide apertures), we added 1 in the denominator of the right member of Equation (2.23). Discretizing the time variable into increments Δt and assuming a constant widening rate during each time interval, the aperture width $a_i(t + \Delta t)$ for an element i at time $t + \Delta t$, is given by :

$$a_i(t + \Delta t) = a_i(t) + \frac{\alpha v_i^{\beta}}{1 + \gamma A_i^{\delta}} \Delta t \quad i = 1, \ldots, N \tag{2.24}$$

with $a_i(t)$ the aperture width for an element i at time t.

Different sets of parameters α, β, γ, δ have to be adjusted in order to assess the wide range of settings : flow in planar fractures or pipes, initial aggressiveness of the groundwater (related to a virtual calcite concentration and a virtual CO2 partial pressure). These adjustments are described in the following section.

2.4.2.3 Simulation settings and results

A set of simulations is constructed on the basis of the works taken as references (see section at page 93) and is performed for a wide range of empirical parameters of the analogical equation. The aim is to match as close as possible the reference curves, and consequently determine ranges of empirical parameters suitable for simulate karstogenesis in such settings. The general setting of these simulations corresponds to a single fracture, represented by a planar fracture or a pipe, divided in 2-D or 1-D elements. For each set of parameters, a Mean Square Error (MSE) is calculated relatively to the concerned reference simulation. Minimizing this error, a « best » set is selected, and a graphical comparison with the reference curves is shown. A simplified analysis of sensitivity on each parameter is also presented. Then, simulations where the rocky matrix is considered are presented. In this setting, a 2-D planar fracture divided in a set of 2-D elements is embedded in a limestone matrix represented by a set of 3-D cubic elements. The sensitivity of the results concerning the hydraulic parameters of the matrix is investigated.

2.4.2.3.1 Benchmarks on reference simulations The general circular tube or planar fracture setting used in this section is illustrated in Figure 2.25a-b. A planar fracture of length L[L] and initial aperture a_0[L] is modeled by a set of 2-D four nodes elements, while a circular tube of length L[L] and initial diameter a_0[L] is modeled by a set of 1-D two nodes elements. The aperture of the whole fracture is initially uniform. Both simulations involve a constant head boundary condition (Dirichlet boundary condition). At the entrance a constant head h[L] is applied, while a zero head condition is set at the outlet. The chosen time step is specified for each simulation, as the physical parameters. Numerous series of simulations (around 500) for each setting were automatically performed with a wide range of parameters α, β, γ, δ in order to minimize the error between the results of these simulations and the results taken as references. The error is estimated computing the Mean Square Error (MSE) for both the aperture development and the flow rate evolution (except for the setting based on [Palmer 1991], because the flow rate data are not available). The MSE allows quantify the difference between observed / reference values and values predicted by a model. It measures the average of the squares of the errors, and thus incorporates both the variance of the estimator and its bias. It can be defined as :

$$MSE(\hat{\theta}) = E[(\hat{\theta} - \theta)^2] \tag{2.25}$$

with $\hat{\theta}$ the estimator, and θ the estimated parameter.

Reference : Palmer 1991 The parameters are chosen on the basis of the setting presented by [Palmer 1991] (see page 94) : it corresponds to an idealized planar fracture (Figure 2.25b). The geometrical parameters of the fracture are the following : length $L = 10^5$ cm, divided into 1000 2-D four-node quadrangular elements (10^2 cm size). The initial homogeneous aperture width is $a_{t=0} = 10^{-2}$ cm. A

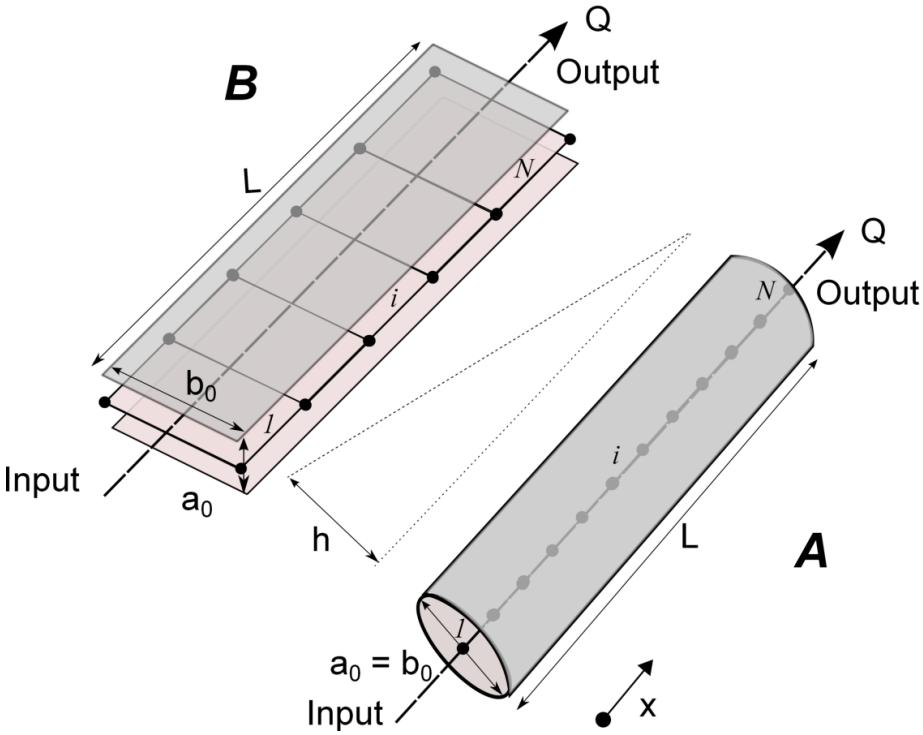

FIGURE 2.25: Modeling setting of a single circular tube (a) of length L (cm), divided into N elements i, of diameter $a_0 = b_0$ (cm) ; and a single planar fracture (b) of length L (cm), divided into N elements i, of aperture a_0 and width b_0 (cm) used for the calibration tests. Q is the output flow rate (cm^3/s)

hydraulic gradient $i = \frac{\Delta h}{L} = 0.01$ is applied, which implies constant head condition boundaries at the inlet ($h = 10$ m) and outlet ($h = 0$ m) boundaries respectively.

The simulation duration is set to 100000 years, and divided into 40 time steps lasting 2500 years. For this simulation setting, as for the following ones, the best set of α, β, γ, δ parameters obtained during the automatic tests is selected in order to graphically compare the results with the reference curves. Then, the sensitivity of the results relatively to each parameter is shown : each parameter is separately modified, keeping the three others constants. For this first setting, the selected simulation is characterized by the following set : $\alpha = 0.0001, \beta = 0.035, \gamma = 30.0, \delta = 0.9$.

Figure 2.26a-b presents the results for the selected simulation (named as *simulation 1*), as for two other simulations given as examples with varying α, β parameters (*simulation 2* and *3*). The aperture evolution along the length of the fracture is computed for two different time steps and for the three simulations (Figure 2.26a), such as what was performed for the [Palmer 1991] reference simulation. Figure 2.26b shows the temporal evolution of the total flow rate. First of all, one can see that the evolutions of the aperture along the fracture length are similar for both *simulation 1* and the reference simulation [Palmer 1991]. Although the curves do not perfectly match, the order of magnitude of aperture enlargement is respected, especially for the time 95000 years. As for the reference simulation, the fracture enlargement obtained for *simulation 1* is faster in the very first meters of the flow path, especially during the early evolution of the fracture. When the breakthrough time is overpassed, the fracture is enlarged more evenly. The flow rate evolution (Figure 2.26b) allows approximating the breakthrough time. Indeed, this characteristic time can be defined at the time when the ratio $\frac{Q(t)}{Q(t=0)}$ reaches some predetermined value ; e.g. 10^3 [Dreybrodt *et al.* 2005]. A dashed line corresponding to this value ($\frac{Q(t)}{Q(t=0)}$) is therefore traced in this figure, which allows identifying a breakthrough time around 65000 years for the *simulation 1*.

Concerning the other simulations given as examples, the *simulation 2* is characterized by higher α, β ($\alpha = 0.00011$ and $\beta = 0.045$). The aperture evolution is accelerated, and the approximated breakthrough time is lower than 60000 years. The α, β parameters of the *simulation 3* are lowered to $\alpha = 0.00008$ and $\beta = 0.035$, which induces a decrease in the aperture evolution over time. As a consequence the maximal aperture reaches only 10 cm at 95000 years, and the breakthrough time is bigger than 80000 years.

Then, a sensitivity analysis is carried out on the basis of the *simulation 1* (Figure 2.27). The sensitivity of the MSE for the aperture relatively to each empirical parameter is investigated separately, the three others remaining constants (values of *simulation 1*).

The variation of the α parameter (Figure 2.27a) implies first a slow decrease of the MSE ($\alpha = 0.00001$ to 0.00008), and then a drastic drop down to a minimum error ($\alpha = 0.00011$) followed by a very fast increase. For lower values of α, the aperture evolution is slow : that implies a slowly decreasing MSE. When a threshold ($\alpha = 0.00008$) is attained, the aperture evolution accelerate reducing the MSE (up

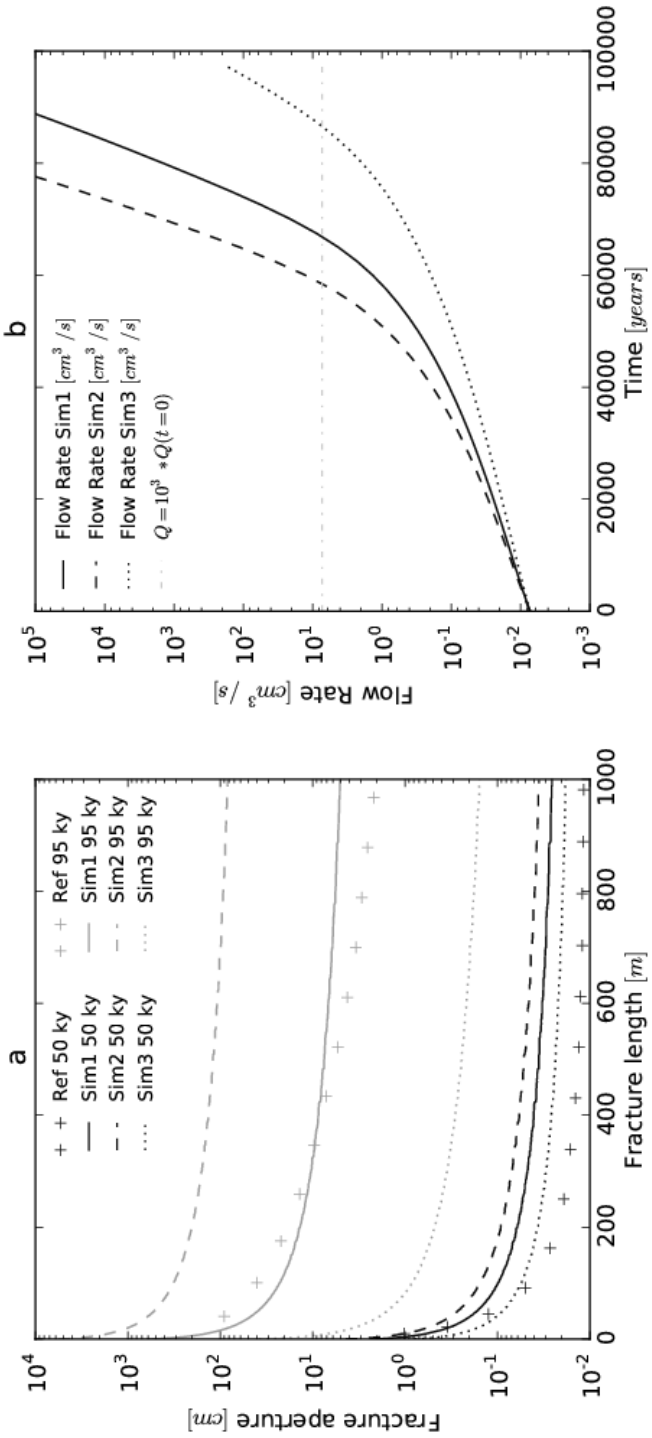

FIGURE 2.26: Evolution of the aperture along the fracture length for two times (50 and 95 thousands years) (a) for three different sets of parameters with varying α and β (Sim1, Sim2, Sim3) and the reference results obtained by [Palmer 1991] at the same times (Ref). Temporal evolution of the flow rate (b) for the same setting (without the reference flow rate). The horizontal dashed line figures the « Breakthrough threshold » for the *simulation 1*.

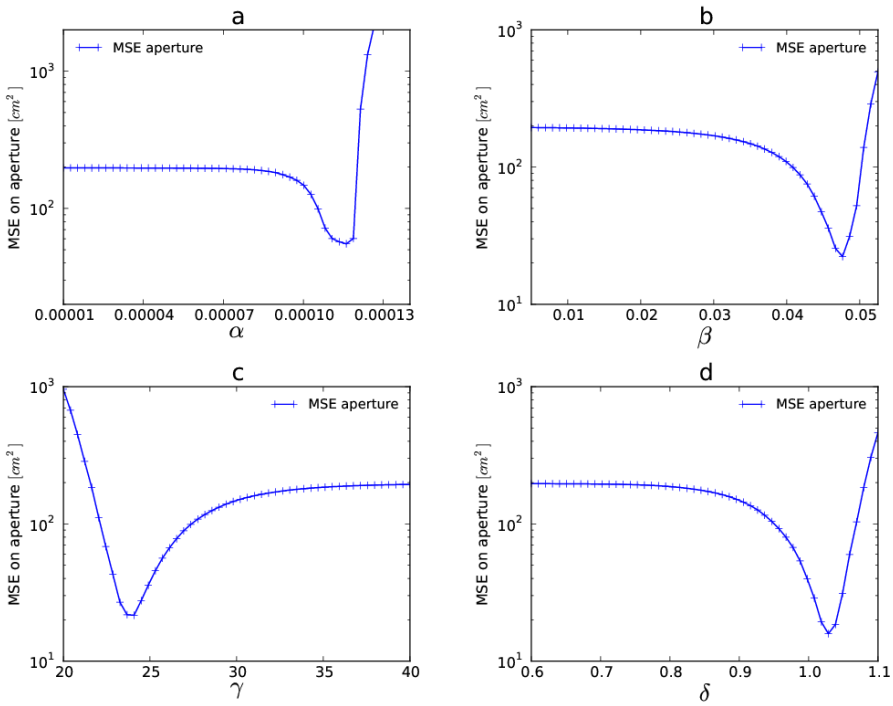

FIGURE 2.27: Evolution of the Mean Square Error on the aperture between simulations and reference, according to the variation of α (a), β (b), γ (c) and δ (d)

to $\alpha = 0.00011$) and finally exceeds the aperture evolution of reference, that implies a brutal increase of the MSE.

The variation of the β parameter (Figure 2.27b) shows a similar effect on the evolution of the MSE. One can see that the values corresponding to the *simulation 1* ($\beta = 0.035$) is slightly different from the one that appears to give the best results ($\beta = 0.048$). Indeed this sensitivity analysis was carried out with a range of parameters finer than for the precedent automated tests.

The variation of the γ parameter (Figure 2.27c) presents a comparable pattern, but inversed : for low values ($\gamma < 20$) the inhibitor effect of the groundwater age appears to be insufficient to slow the aperture evolution.

The variation of the MSE according to the variations of the δ parameter (Figure 2.27d) is equivalent to the one described for the β parameters (Figure 2.27b). Indeed, both are exponents and the δ parameter controls the groundwater age variable. This variable is provided to the equation in years unities, and consequently remains the most time lower than 1. Then, a higher exponent implies an enhancement of the aperture evolution.

Reference : Dreybrodt 1996 The parameters are chosen on the basis of the setting presented by [Dreybrodt 1996] (see page 97). It consists in an idealized circular pipe (Figure 2.25a) with the following geometrical parameters : length $L = 10^5$ cm, divided into 1000 1-D two-node pipe elements (10^2 cm long). The initial homogeneous pipe diameter is $a_{t=0} = 410^{-2}$ cm. A hydraulic gradient $i = \frac{\Delta h}{L} = 0.05$ is applied, which implies constant head condition boundaries at the inlet ($h = 50$ m) and outlet ($h = 0$ m) boundaries, respectively.

The total duration of the simulation is set to 20000 years, divided into 40 time steps lasting 500 years. The simulation presented for this setting follow the same structure of the previous section page 108. The selected simulation (*simulation 1*) is characterized by the following set of parameters : $\alpha = 0.0013, \beta = 0.015, \gamma = 1250.0, \delta = 1.0$.

Results are presented in Figures 2.28. Concerning the simulation, one can see that the shape of the simulated aperture evolution curve is similar to the shape obtained by [Dreybrodt 1996], even if the match between both curves is not perfect. Indeed, *simulation 1* provides an aperture larger than the simulation of reference (Figure 2.28a) for the three time steps considered (1000 years, 10000 years and 17000 years). Regarding the flow rate curve, it also increases faster for *simulation 1* than for the reference one, mainly in the first stage of the evolution ; this first stage ends at the breakthrough time around 17000 years for both simulations.

The simulations given as examples were performed for a varying γ parameter that controls the influence of the groundwater age (Figure 2.28a-b). *Simulation 2* is characterized by an increased parameter $\gamma = 1350.0$, which enhances the inhibitor effect related to the groundwater age, since the breakthrough time appears around 18000 years. For *simulation 3*, the parameter is lowered to $\gamma = 1150.0$. The aperture evolution is drastically accelerated, with a shorter breakthrough time around 14000

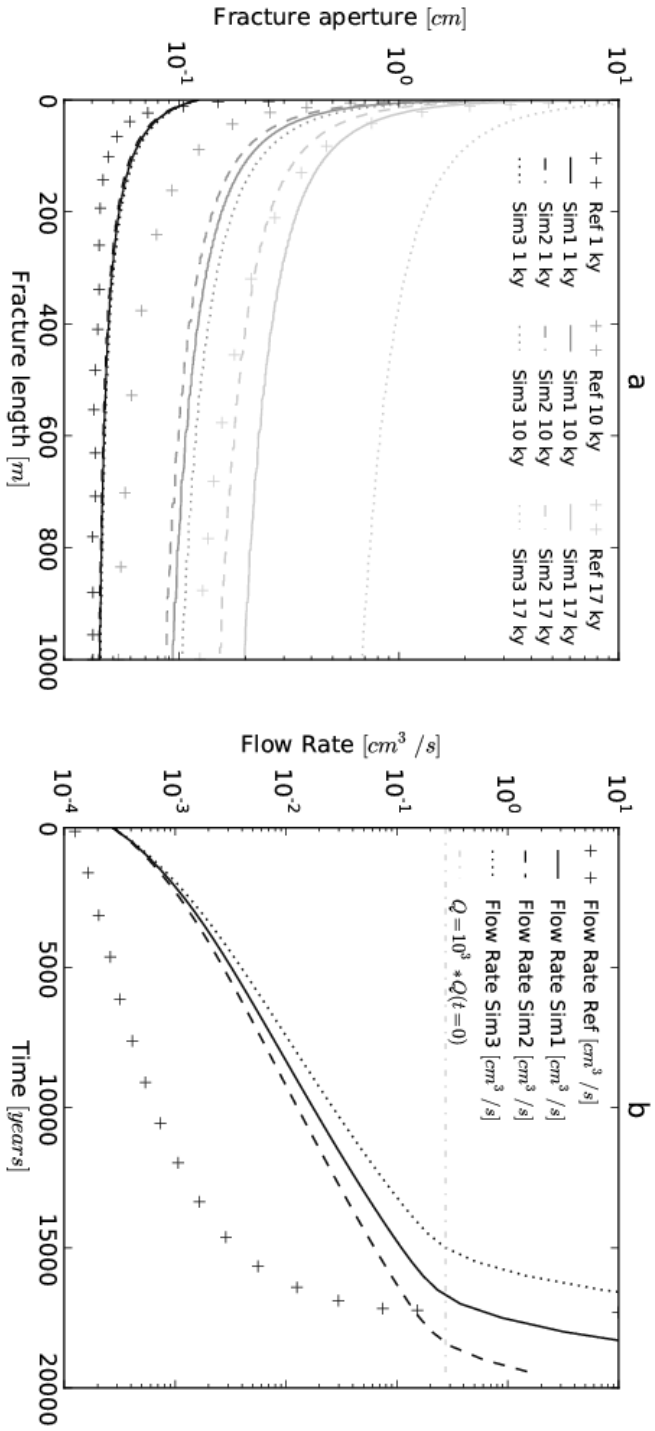

FIGURE 2.28: Evolution of the aperture along the fracture length for the times 1, 10 and 17 thousands years (a) for three different sets of parameters with varying γ (Sim1, Sim2, Sim3) and the reference results obtained by [Dreybrodt 1996] at the same times (Ref). Temporal evolution of the flow rate (b) for the same setting. The horizontal dashed line figures the « Breakthrough threshold » for the *simulation 1*

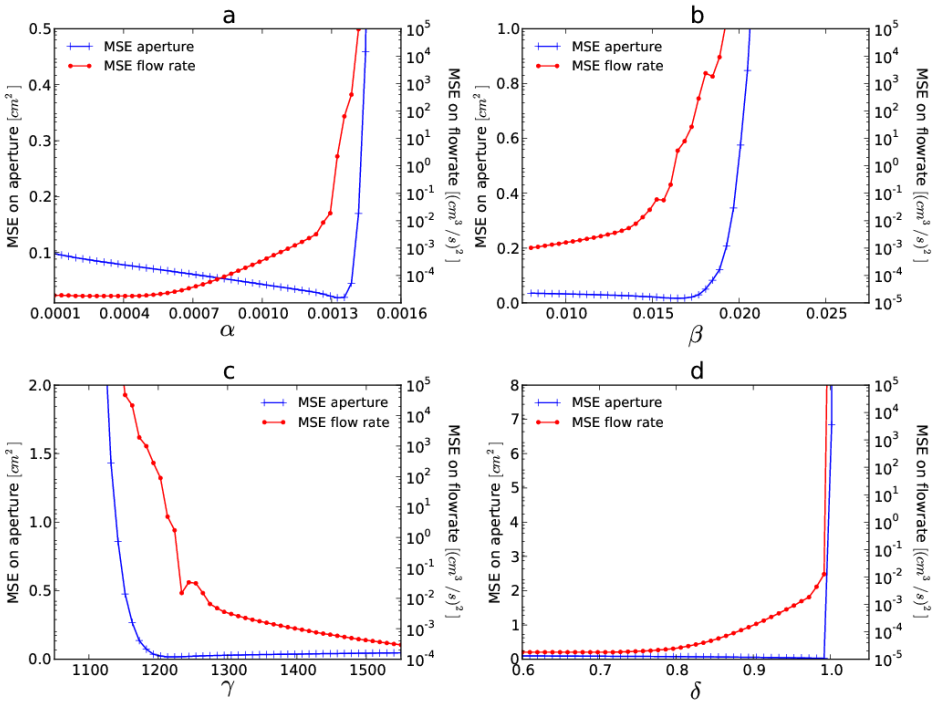

FIGURE 2.29: Evolution of the Mean Square Error on the aperture between simulations and reference, according to the variation of α (a), β (b), γ (c) and δ (d)

years.

The sensitivity analysis carried out for this setting (Figure 2.29) presents variations of the MSE on both aperture and flow rate according to the variations of each empirical parameter. Regarding the evolution of the MSE on aperture, same features described in section page 108 can be observed, with this time a good match between the values of *simulation 1* and the values that allow obtain the minimal MSE.

Nevertheless, it appears that the evolution of the MSE on flow rate is comparable to the MSE on aperture but move forward (α, β and δ) or backward (γ) in time. This is coherent with the fact observed in Figure 2.28b : a faster increase of flow rate for the *simulation 1* than for the simulation of reference.

Reference : Dreybrodt et al 2005 The parameters are chosen on the basis of the setting presented by [Dreybrodt *et al.* 2005] (page 97). It consists in an idealized planar fracture (Figure 2.25b) with the following geometrical parameters : length $L = 10^5$ cm, divided into 1000 2-D four-node quadrangular elements (10^2 cm size). The initially homogeneous aperture width is $a_{t=0} = 2\,10^{-2}$ cm. A hydraulic gradient $i = \frac{\Delta h}{L} = 0.05$ is applied, which implies constant head condition boundaries at the

	α	β	γ	δ
Reference Palmer 1991	0.00011	0.048	24.0	0.95
Reference Dreybrodt 96	0.0013	0.015	1250.0	1.0
Reference Dreybrodt 05	0.00075	0.05	215.0	0.52

TABLE 2.1: Range of « dissolution » parameters determined by the sensitivity analysis and automated tests during comparison simulations

inlet ($h = 50$ m) and outlet ($h = 0$ m) boundaries, respectively.

The total duration of the simulation is set to 20000 years, divided into 40 time steps lasting 500 years. This third simulation setting follows again the same structure than the section page 108 and the selected simulation (*simulation 1*) was performed taking as parameter set : $\alpha = 0.00075, \beta = 0.050, \gamma = 215.0, \delta = 0.52$.

Results are presented in Figure 2.30. Comparatively to the reference [Dreybrodt *et al.* 2005] simulation, one can see that the aperture values obtained present comparable order of magnitude (Figure 2.30a), especially for the fracture portions near to the entrance. For the time step 18000 years, the aperture evolution is importantly faster in the last 600 m of the fracture for *simulation 1* than for the reference. The general tendency is a more homogeneous widening of the whole fracture computed by *simulation 1*. This fact appears also on the flow rate evolution (Figure 2.30b), with a breakthrough time shorter for the *simulation 1* (around 18000 years) than for the reference simulation (around 19000 years). The general shape of the *simulation 1* flow rate curve shows in the same manner a faster increase, from the simulation starting.

Simulations given as examples were performed for varying α and β parameters. *Simulation 2* presents enhanced values ($\alpha = 0.00077$ and $\beta = 0.052$). In this case, the aperture evolution is enhanced : the entrance aperture exceeds 100 cm for the time step 19000 years, while the outlet aperture attains 2 cm. Regarding the flow rate evolution (Figure 2.30b), the breakthrough occurs at around 17000 years. *Simulation 3* is characterized by lowered parameters $\alpha = 0.00072$ and $\beta = 0.047$. The aperture evolution is therefore inhibited, with an aperture at the outlet of only 0.1 cm at 19000 years. The breakthrough occurs later, at around 19000 years.

The sensitivity analysis (Figure 2.31) shows analogous behaviors comparing to the precedents. Nevertheless, one can see that the minimal MSE on both aperture and flow rate is attained for nearly the same values that correspond to the ones chosen for *simulation 1*.

Synthesis The precedent adjustment tests and sensitivity analyses allowed determine different sets of empirical parameters (Table 2.1) suitable for the simulation of settings comparable to the ones of the works taken as reference [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005]. These parameters are different for each setting, but remains in the same order of magnitude. Therefore, although the empirical parameters are not definitively fixed for further more complex

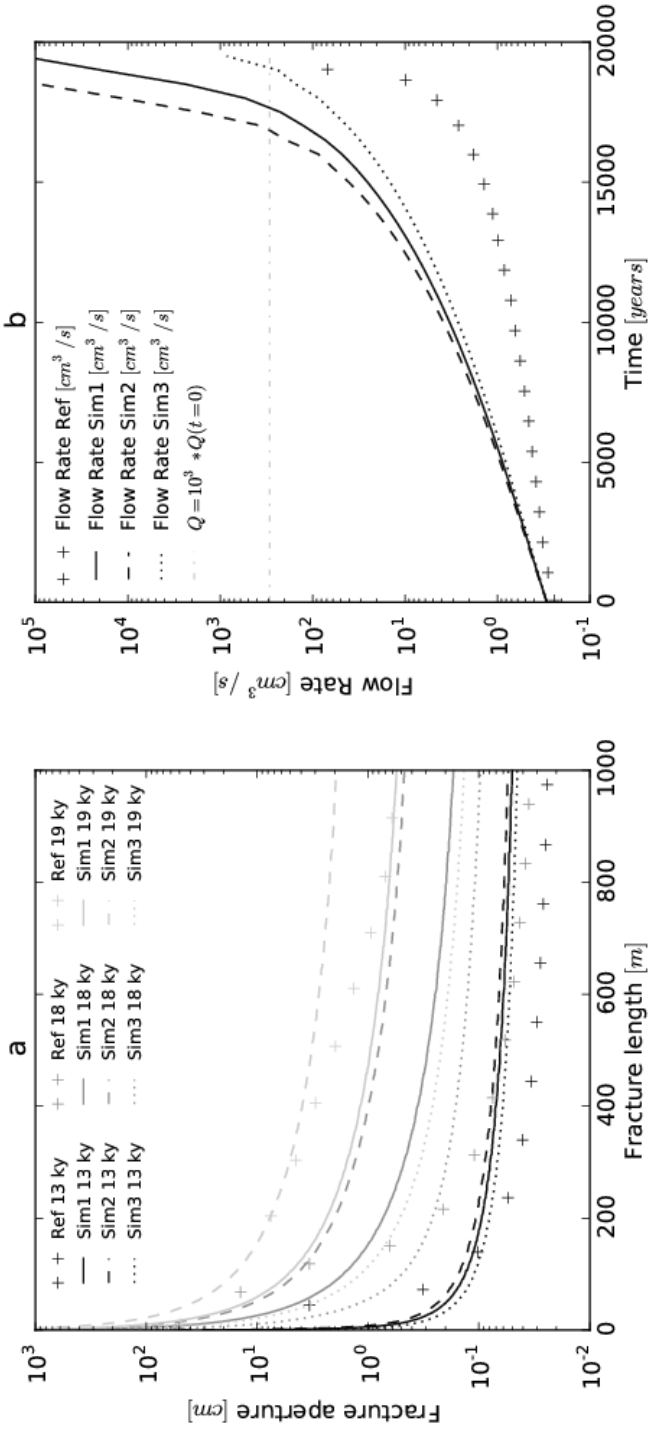

FIGURE 2.30: Evolution of the aperture along the fracture length for the times 13, 18 and 19 thousands years (a) for three different sets of parameters with varying α and β (Sim1, Sim2, Sim3) and the reference results obtained by [Dreybrodt *et al.* 2005] at the same times (Ref). Temporal evolution of the flow rate (b) for the same setting. The horizontal dashed line figures the « Breakthrough threshold » for the *simulation 1*

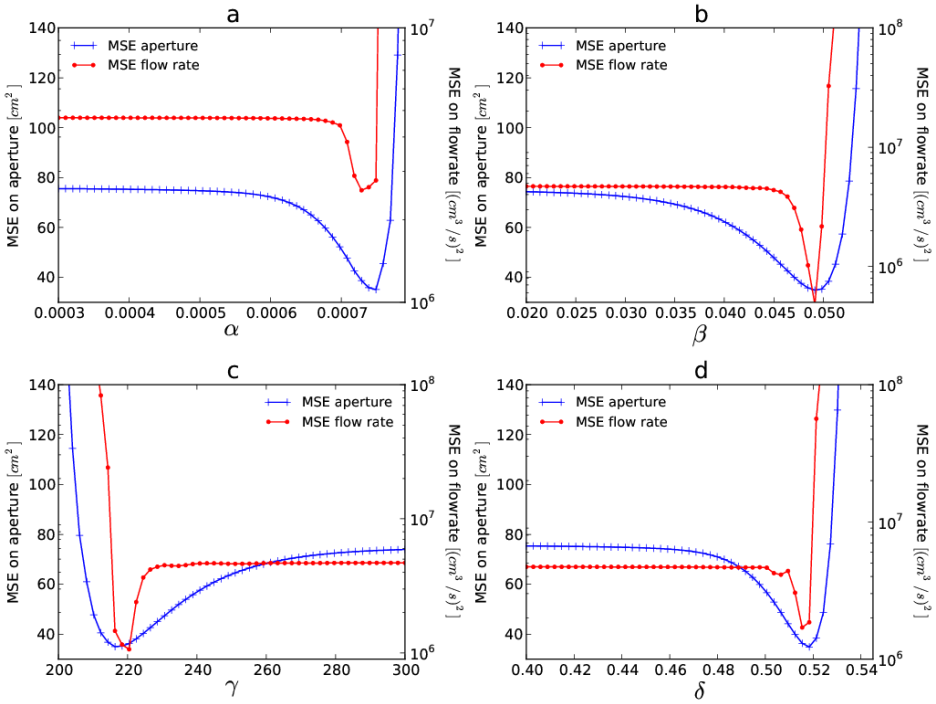

FIGURE 2.31: Evolution of the Mean Square Error on the aperture between simulations and reference, according to the variation of α (a), β (b), γ (c) and δ (d)

simulation settings, these sets can be regarded as references. Nevertheless, preliminary tests have to be carried out to finely calibrate the law for each new simulation setting.

2.4.2.3.2 Evaluation of the influence of the rocky matrix Existing models simulating the genesis of karst aquifer differs from the approach used to simulate the flow in the carbonate matrix between the voids. For example, [Clemens *et al.* 1996, Bauer *et al.* 2000b, Kaufmann & Braun 1999] modeled the matrix as porous continuum. The dissolutional widening in this porous continuum is not taken into account. [Bauer *et al.* 2000a, Romanov *et al.* 2002, Kaufmann 2003a] published a benchmark scenario on this subject. It represents an idealized karst aquifer that consists of a horizontal limestone stratum cross over by a prominent fracture [Kaufmann 2003a] and uses a range of matrix hydraulic conductivities between $K_m = 10^{-15}$ and $K_m = 10^{-03}$ m/s. More recently, [Kaufmann *et al.* 2010] published an analogic scenario applied to a three dimensional karst aquifer. The evolution is studied using different matrix-flow contributions (with matrix hydraulic conductivities comprised between $K_m = 10^{-10}$ and $K_m = 10^{-03}$ m/s).

In this section, a simulation setting is proposed, inspired from the previously cited works. An idealized karst aquifer is represented by a 2-D fracture embedded in a 3-D limestone matrix. The general setting is presented in Figure 2.32. A 1000 m long, 50 m high rectangular fracture is embedded in a 1000 m long, 500 m wide, 50 m high 3-D limestone aquifer. The limestone matrix is discretized in 10 m long, 10 m wide, 10 m high cubic elements ; while the fracture is discretized in 10 m long, 10 m high square elements. The initially homogeneous fracture aperture is set to $a_{t=0} = 2.5\,10^{-2}$ cm ([Kaufmann 2003a, Kaufmann *et al.* 2010] used an initial aperture of $2\,10^{-2}$ cm). Flow in this idealized karst aquifer is driven by a fixed-head boundary condition, with a fixed $H = 50$ m head condition applied at the inlet plane $y = 0$, and an $H = 0$ m head condition at the outlet plane $y = 1000$ m. A range of simulations were performed taking into account matrix hydraulic conductivities from $K_m = 10^{-15}$ to $K_m = 10^{-3}$ m/s. The simulations were performed for a time period of 10000 years, with 20 time-steps 500 years each. Preliminary tests were carried out with sets of $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ chosen on the basis of the sets obtained during the simulations described in the previous section. The selected set is the following : $\alpha = 0.0025, \beta = 0.0150, \gamma = 15.0, \delta = 0.3$. Results are presented in Figures 2.33–2.35.

Heads First, the evolution of the head field is discussed, on the basis of the Figure 2.33. Two representative examples are chosen, Figure 2.33a presenting the evolution of the head field for the simulation characterized by the matrix hydraulic conductivity $K_m = 10^{-15}$ m/s, while Figure 2.33b presents the results of the simulation taking the hydraulic conductivity $K_m = 10^{-06}$ m/s. Results are represented as top views of the modeling domain, the head being figured by a grey-scale. Three snapshots are presented for each simulation, at times 1000 years, 5000 years and

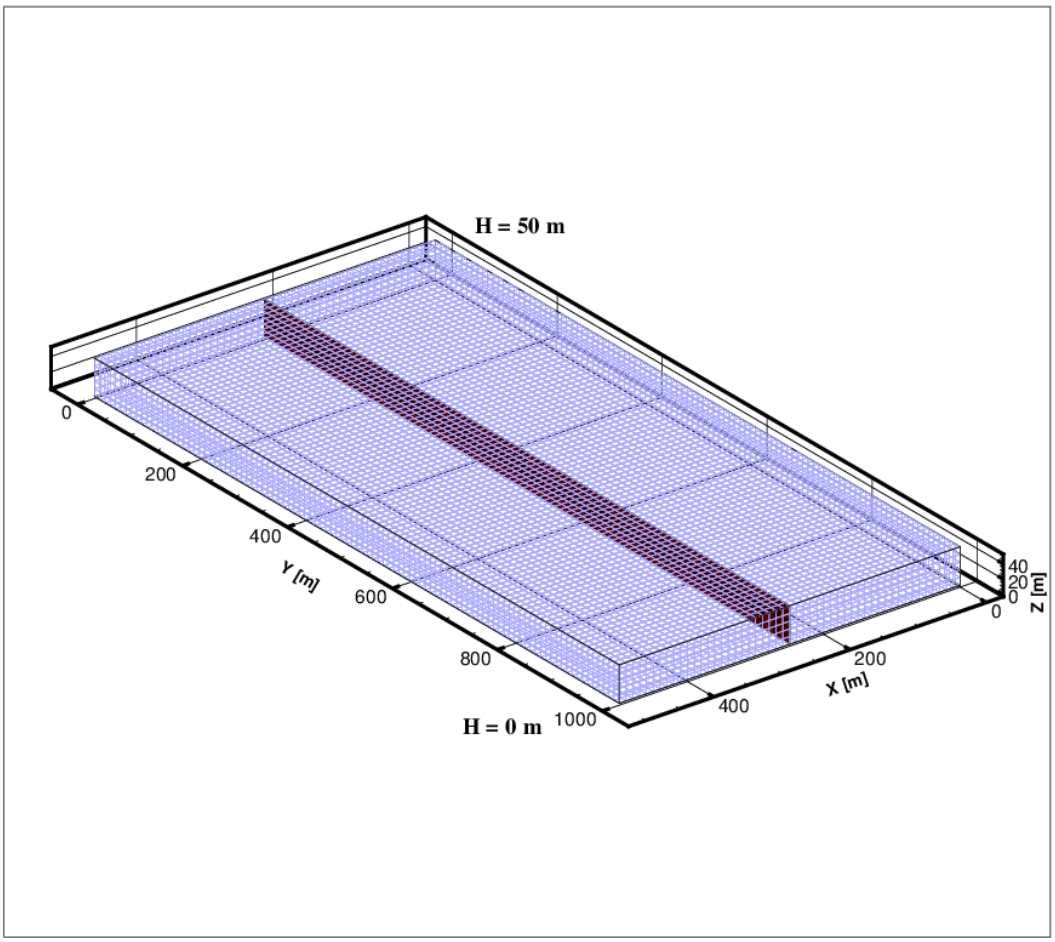

FIGURE 2.32: General modeling setting used in the simulations taking into account a limestone matrix. The domain is 1000 m long, 500 m wide, 50 high. The prominent fracture cross over the matrix from $y = 0$ m to $y = 1000$ m. Little squares represent the matrix elements

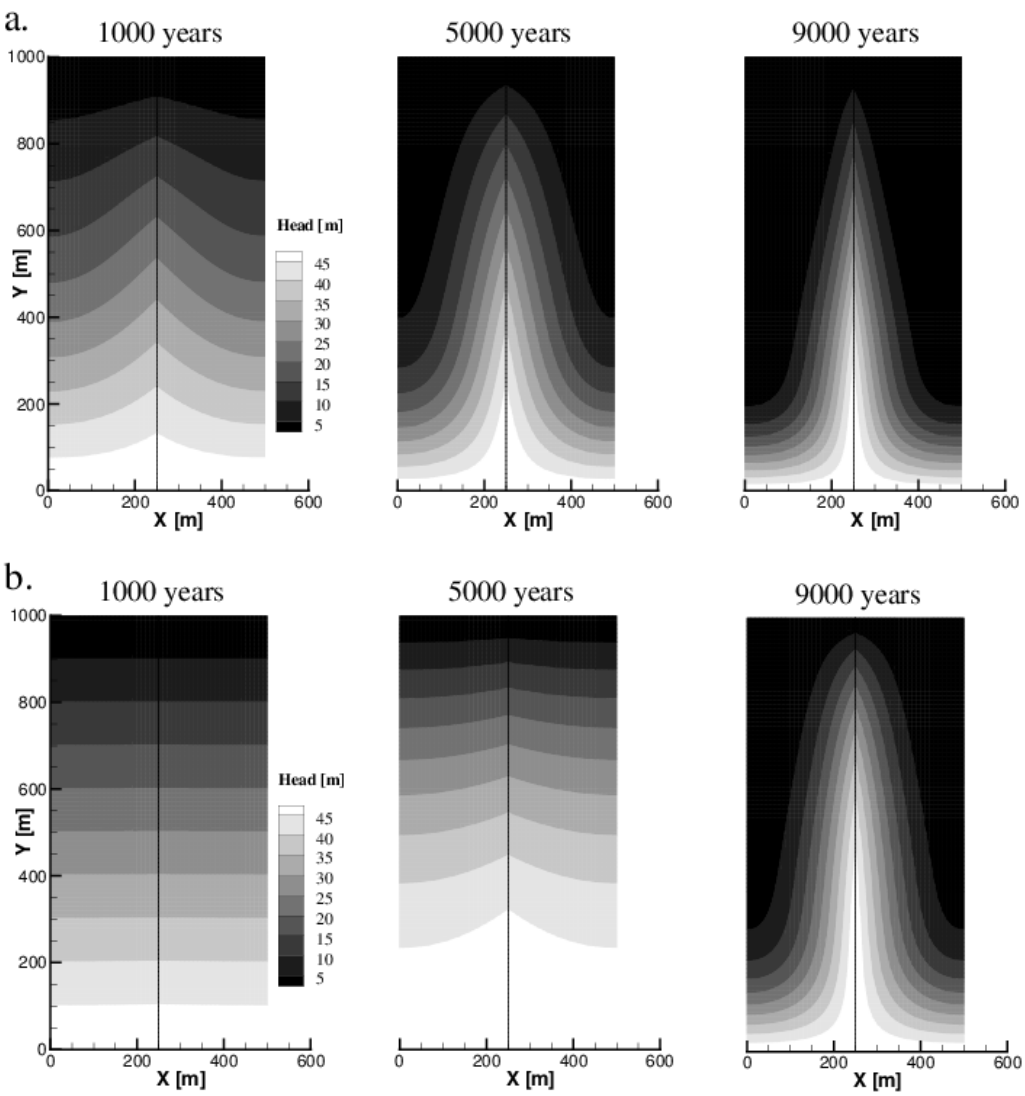

FIGURE 2.33: Top surface views of the head fields simulated for three times (1000 years, 5000 years and 9000 years). The matrix conductivity vary from $K_m = 10^{-15}$ m/s (a) to $K_m = 10^{-6}$ m/s (b)

9000 years. In Figure 2.33a (1000 years), the hydraulic gradient is still lower in the fracture than in the low conductive limestone matrix. For the next steps of evolution (5000 years, 9000 years) this trend is confirmed. The hydraulic gradient becomes low in the more enlarged part of the fracture (near the inlet). In Figure 2.33b (1000 years), the hydraulic gradient is nearly uniform and stable in the entire domain. The fracture is not sufficiently enlarged compared to the high conductivity of the matrix, and cannot control the head field. At 5000 years, the gradient becomes lower in the first 300 m of the fracture, the more enlarged part. At 9000 years, the low hydraulic gradient propagates far into the fracture, which became sufficiently enlarged to control the head field. At this point, the limestone matrix exercises only a low influence on the flow. Such a state is attained earlier in the case of a very low permeable matrix (Figure 2.33a).

Groundwater ages In Figure 2.34, the same simulations are taken into account, as the times for the snapshots. The grey-scale represents the groundwater age variable. Figure 2.34a reveals that the particularly low permeability of the matrix does not allow the presence of « young » water out of the fracture. The flow in the matrix is too slow. In the case of a highly permeable matrix (Figure 2.34b, 1000 years), one can see that the « younger » water is first concentrated near the entrance, with still a better penetration into the fracture. The fracture is therefore preferentially enlarged in the part of the fracture located near the inlet (see Equation (2.24)). As the fracture is enlarged, the youngest water can penetrate deeper in the fracture, and attain the outlet (Figure 2.34b, 5000 years). At 9000 years, the fracture is widely enlarged and the young water diffuses in the entire domain.

Apertures and flow rates Figure 2.35a–b aims to present results in terms of evolution of the aperture and the flow rate, for five simulations taking into account respectively a matrix permeability K_m of 10^{-15}, 10^{-12}, 10^{-9}, 10^{-6} and 10^{-3} m/s. Figure 2.35a presents the evolution of the aperture along the fracture length for these five simulations at 2000 years (grey lines and dots) and at 5000 years (black lines and dots). Figure 2.35b presents the evolution in time of the flow rate that outflows the whole aquifer for each of the five simulations. This data is presented as a ratio between the flow rate at each time and the flow rate at initial time (The largest part of the aquifer is composed of matrix, consequently a change of matrix hydraulic conductivity has a great influence on the base flow). In both figures, one can see in a general manner that the more permeable is the limestone matrix, the faster is the aperture evolution and the earlier the breakthrough occurs. However, the influence of the matrix permeability on the breakthrough time is particularly significant for matrix conductivities above a certain value, namely $K_m = 10^{-6}$ m/s. The simulations taking into account the lowest hydraulic conductivities present nearly the same evolution, while the one with the highest is clearly faster, with a breakthrough time below 4500 years, and a maximal aperture at 5000 years near to 100 cm. The increased flow in the limestone matrix enhances the penetration of youngest water

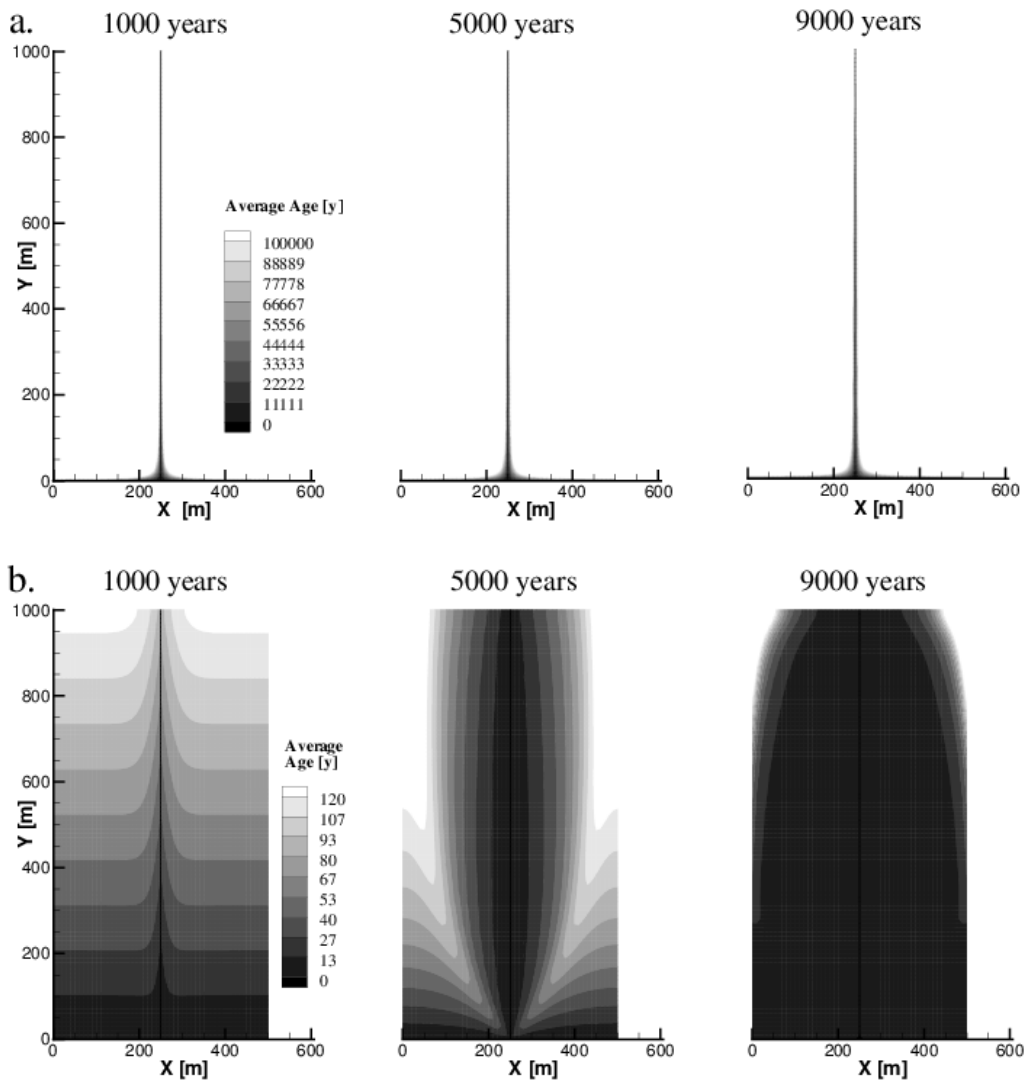

FIGURE 2.34: Top surface views of the groundwater age distribution computed for three times (1000 years, 5000 years and 9000 years). The matrix conductivity vary from $K_m = 10^{-15}$ m/s (a) to $K_m = 10^{-6}$ m/s (b)

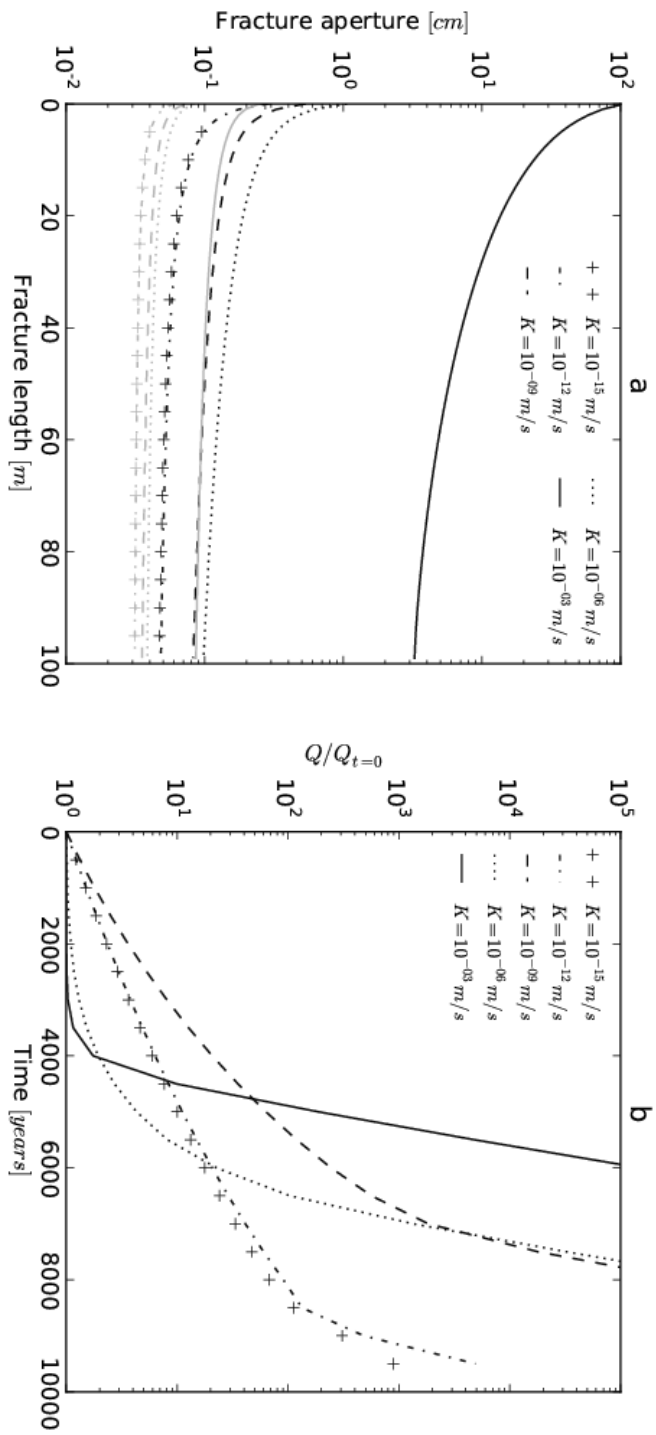

FIGURE 2.35: Evolution of the aperture along the fracture length at 2000 years (grey) and 5000 years (dark) (a) for five simulations taking into account varying matrix conductivities. Temporal evolution of the ratio of flow rates $Q_t/Q_{t=0}$ (b) for the same setting

in the fracture. That seems to be consistent with the results of [Kaufmann 2003a], concluding « that for more permeable matrices, breakthrough times are reduced, because then the porous continuum acts as a sink ».

2.4.2.4 Discussion

A new approach of the modeling of the karst network genesis is presented in this paper. The theoretical bases are widely exposed in a first part. The model originality lies on two characteristics concerning the setting of the initial void network, and the process of fracture enlargement itself. The first one is the potential use of a 3-D fracture network generator, based on mechanical and statistical laws to obtain an initial void network that matches closer the fracturing reality. The second one is the use of a simple growth law based on polynomials, and involving the groundwater age parameter to take into account the declining aggressiveness of the water as it spend time in contact of the limestone. This law and its parameters are partially calibrated taking as reference the existing works on the modeling of the dissolution of a single fracture, based on the limestone dissolution kinetics.

The first results presented in this paper concerned this phase of calibration, with three representative scenarios designed to reproduce the reference simulations. In a general manner, adjustments on parameters allow to obtain evolution patterns that are comparable to the reference. The modeling method allows to simulate the preferential enlargement of the part of the fracture near to the entrance of the water, and to obtain characteristic breakthrough on the flow rate curves. These calibration simulations come with sensitivity analysis on the parameters of the analogical enlargement equation.

A second set of simulations is then presented, incorporating a 2-D fracture in a 3-D variably permeable limestone matrix. The setup of this set of simulation is based on an existing 2-D benchmark, which has been published with three different models [Bauer *et al.* 2000a, Romanov *et al.* 2002, Kaufmann 2003a]. Results show that for more permeable matrices, breakthrough times are reduced, and the aperture evolution is accelerated.

The next step of the research will be the run of the enlargement simulation approach on multi-fracture networks generated by the code REZO3D code. A range of parameters such as fracture density, spacing will be investigated, as the presence of two or more strata. These further studies will also come with studies on the effect of a range of boundary conditions settings, and particularly of various recharge (diffuse, concentrated on sinkholes) and discharge modes. These boundary conditions are indeed determining factors for the way followed by the water inside the aquifer [Bakalowicz & Bourrouilh-Le Jan 1996, Ford *et al.* 2007]. The outlet position adjusts itself on the basis levels of the karst system ; it may be subject to extensive fluctuations caused by a wide range of events from tectonics movements to sea level rises and drops, as it happened in the Mediterranean [Blanc & Miskovsky 1997, Clauzon 1990, Seranne *et al.* 2002]. Several authors outline the influence of the Messinian Sali-

nity Crisis, which could explain the particularly deep level reached by numerous Mediterranean karst networks [Audra *et al.* 2004, Audra *et al.* 2007, Camus 2003, Camus 1997, Gilli & Audra 2004, Mocochain *et al.* 2006b, Mocochain *et al.* 2009, Seranne *et al.* 2002].

In conclusion, these preliminary results allow keep further developments which could allow increasing the understanding of the karst networks generation processes on one hand, and on the other hand, simulating the speleogenetic development of a natural karst system for example. Even if in such a case, some simplifications concerning the setting conditions and boundary conditions have to be considered.

2.4.2.5 Acknowledgments

The authors thank the Conseil Régional of Languedoc Roussillon, as well as the Brgm and Carnot fund, for the financial support of this work carried out in the framework of the Antoine Lafare's Ph.D. The authors would also like to thank Fabien Cornaton, the UNINE (University of Neuchâtel, Switzerland), for permitting the use of the GroundWater modeling software, and for precious advices.

2.4.3 Synthèse et enseignements tirés des résultats présentés

L'article présenté dans la sous-section précédente visait dans un premier temps à décrire l'élaboration et le calage de la méthodologie analogique de simulation de la karstogenèse proposée dans le cadre de cette thèse.

Les concepts théoriques sur lesquels se base l'élaboration de l'équation analogique d'élargissement (Equation (2.24)) sont présentés, et des panels de simulations de type benchmarks sont entrepris afin de caler les coefficients α, β, γ et δ à partir des résultats issus des travaux pris pour référence [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005]. Les jeux de paramètres permettant d'obtenir les résultats numériquement les plus proches de ceux de référence (via le calcul d'une erreur quadratique moyenne et des analyses de sensibilité, voir les Figures 2.27, 2.29 et 2.31) donnent des résultats graphiques globalement satisfaisants : les courbes d'évolution obtenues présentent un aspect comparable à celui des des courbes issues des travaux de référence (voir Figures 2.26, 2.28 et 2.30). Ainsi, un panel de jeu de paramètres susceptibles de permettre la simulation des processus spéléogénétiques au sein d'une fracture ou d'un conduit unique au moyen de l'approche proposée ici est isolé (voir tableau 2.1.

Il est important de garder à l'esprit que ces jeux de paramètres ont été établis dans le cadre de configurations bien précises, soumises à des conditions aux limites particulières. Ils ne représentent pas des valeurs fixées utilisables directement dans l'optique de simulations plus complexes. Néanmoins, ils constituent une base de référence à partir de laquelle des tests préliminaires doivent être effectués afin d'établir des jeux de coefficients adaptés à chaque situation envisagée.

Une première application visant à évaluer l'influence de la présence d'une matrice carbonatée caractérisée par différentes conductivités hydrauliques est ainsi présen-

tée, sur le modèle de travaux de type benchmark réalisés par [Bauer *et al.* 2000a, Romanov *et al.* 2002, Kaufmann 2003a] (voir paragraphe 2.4.2.3.2). Ces éléments sont issus d'un panel de simulations effectuées sur une fracture unique incorporée dans une matrice carbonatée, présenté dans le cadre du chapitre suivant (voir section 3.1).

Ce chapitre sera également l'occasion de présenter des résultats obtenus dans le cadre de simulations portant sur des configurations plus complexes, telles qu'une strate carbonatée parcourue par deux familles orthogonales de fractures.

Chapitre 3

Scenarii de modélisation

Sommaire

3.1 Systèmes à une fracture unique 129

3.1.1 Effet des perméabilités matricielles 131

3.1.2 Application de conditions aux limites de flux 145

3.2 Systèmes à une strate 149

3.2.1 Simulation d'une strate unique : effets de différentes densités de fracturation 150

3.2.2 Simulation d'une strate unique : influence de la conductivité hydraulique de la matrice carbonatée 157

3.2.3 Simulation d'une strate unique : influence d'un gradient hydraulique perpendiculaire à la principale famille de fracture . 165

3.2.4 Simulation d'une strate unique : influence de différentes conditions de recharge 171

La chapitre précédent avait pour objet la description de l'élaboration de l'approche de modélisation proposée dans le cadre de ce travail, des outils employés, ainsi que des premiers résultats obtenus pour des configurations simples (une fracture, incorporée ou non dans une matrice carbonatée. Le dernier chapitre introduit ici est l'occasion de présenter des résultats issus d'autres simulations :

- Des résultats supplémentaires obtenus pour des configurations analogues à celles utilisées dans le cadre de l'article WRR présenté en section 2.4. Les résultats graphiques obtenus pour la gamme complète de conductivité hydraulique matricielle sont notamment fournis.
- Des résultats obtenus pour des configurations plus complexes, caractérisées par un réseau fracturé comportant deux familles orthogonales au sein d'une couche sédimentaire sont ensuite décrits et discutés.

3.1 Simulations supplémentaires pour des modèles composés d'une seule fracture

La configuration de « référence » utilisée dans le cadre de l'article WRR est ici conservée (Figure 3.1). Une fracture de morphologie rectangulaire est construite ($1000m$ de long, $50m$ de hauteur) et incorporée dans un massif matriciel carbonaté long de $1000m$, large de $500m$ et haut de $50m$. Cette matrice est composée d'éléments

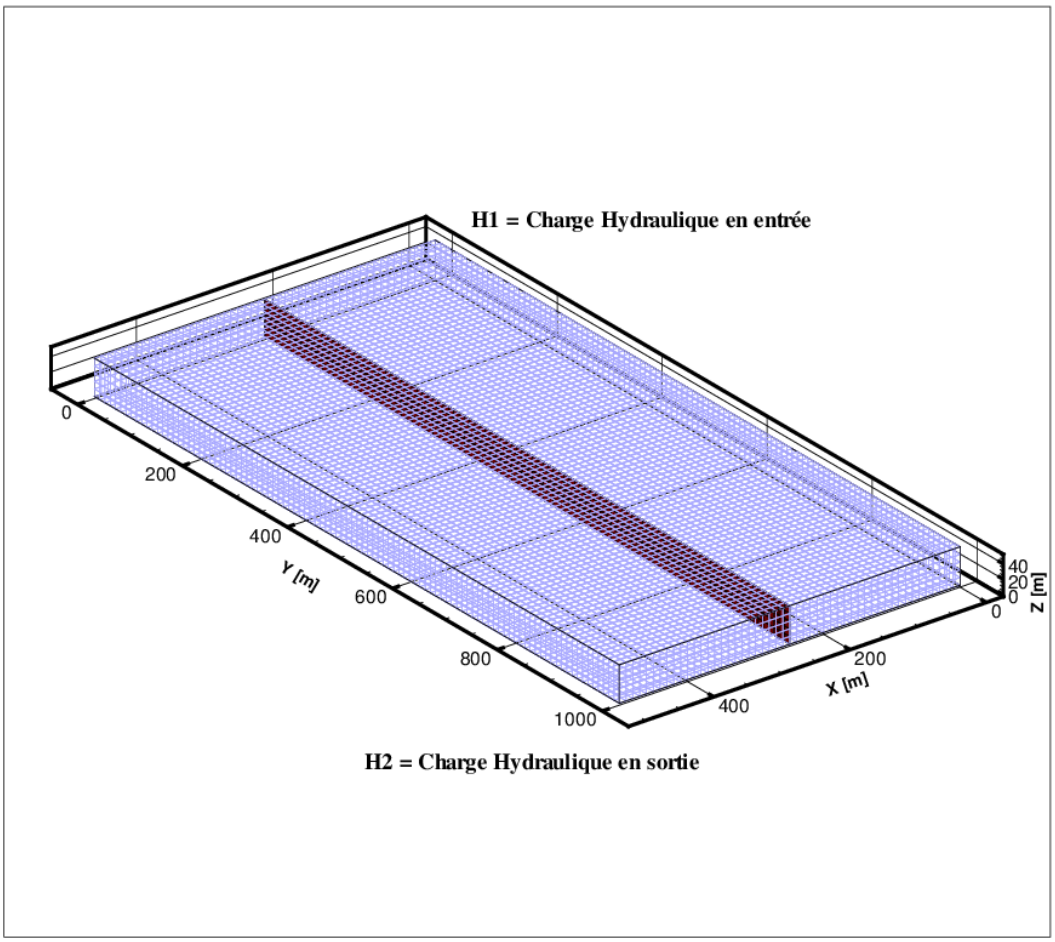

FIGURE 3.1: Schématisation de la configuration utilisée dans le cadre de la simulation d'une fracture unique incorporée dans une matrice carbonatée : le domaine est long de 1000 m, large de 500 m et haut de 50 m, la fracture traversant la matrice sur toute sa longueur. L'enveloppe externe du maillage matriciel est représentée.

cubiques de $10m$ de côté, alors que la fracture est divisée en éléments carrés de $10m$ de côté également. La fracture est supposée d'ouverture initiale a_{t_0} homogène sur l'ensemble de ses éléments. L'écoulement est contrôlé par une différence de charge hydraulique entre l'entrée (H_1) et la sortie (H_2), mais peut également être soumis à d'autres conditions de recharge. La matrice carbonatée est caractérisée par une conductivité hydraulique K_m déterminée avant chaque simulation.

Concernant la modélisation spéléogénétique proprement dite, les paramètres suivants sont choisis au préalable :

- Les paramètres temporels : la durée totale de simulation (du début à la fin, ainsi que le nombre de pas de temps divisant cette durée totale.
- Les paramètres relatifs à la loi analogique de dissolution (voir section 2.4) : α, β, γ et δ.

3.1.1 Evaluation de l'influence de différentes conductivités hydrauliques pour la matrice sur l'évolution d'une fracture unique : compléments de résultats

3.1.1.1 Initialisation des paramètres

Les paramètres préalablement choisis sont présentés dans le tableau 3.1. Les simulations sont configurées de la même manière, à l'exception de la conductivité hydraulique affectée à la matrice qui varie de $K_m = 10^{-15}$ m/s à $K_m = 10^{-3} =$ m/s. Cette gamme est choisie à partir du « benchmark » réalisé par [Bauer *et al.* 2000a, Romanov *et al.* 2002, Kaufmann 2003a] visant à évaluer le rôle de l'écoulement matriciel dans l'évolution spéléogénétique d'une fracture (voir section 2.4). Les simulations sont exécutées, et leurs résultats présentés ci-après.

3.1.1.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique

Une vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique est réalisée pour chaque simulation caractérisée par une conductivité hydraulique matricielle, et ce pour six temps successifs (1000 ans, 2500 ans, 4000 ans, 5500 ans, 7000 ans, 8500 ans) permettant d'observer l'évolution. Les résultats sont présentés par ordre de conductivité hydraulique croissante, soit en commençant par la simulation « k15 » prenant en compte une valeur $K_m = 10^{-15}$ m/s.

Plus la perméabilité matricielle est élevée, plus le gradient hydraulique est régulier et uniforme : on peut alors considérer que la majeure partie de l'écoulement se fait au sein de la matrice carbonatée. Cet état de fait perdure au-delà de 2500 ans d'évolution pour les simulations caractérisées par les conductivités hydrauliques matricielles les plus élevées (10^{-6} et 10^{-3} m/s) comme on peut le remarquer sur les figures 3.5 et 3.6.

Par contre, pour les simulations présentant les conductivités les plus faibles, dès 1000 ans l'écoulement est fortement influencé par la fracture avec l'instauration d'un fort gradient hydraulique (Figure 3.2 et à un degré moindre 3.3).

Pour chacune des simulations, l'influence de la matrice sur l'écoulement diminue à mesure que la fracture s'élargit. La conductivité hydraulique matricielle détermine quelle sera son influence initiale sur le champ des potentiels et les vitesses d'écoulement au sein du domaine modélisé. D'autre part, il apparaît que l'élargissement de la fracture s'installe en premier lieu au voisinage de la limite d'infiltration, puis se propage en direction de la limite d'exfiltration au fur et à mesure de l'évolution. Les potentiels les plus forts associés à la limite d'infiltration se propagent ainsi le long de la fracture, de plus en plus près de la limite d'exfiltration (Figure 3.4 notamment). Cette évolution initiale préférentielle est cohérente avec la prise en compte de l'âge de l'eau comme facteur inhibant le processus d'élargissement : au voisinage de la limite d'infiltration, l'eau est logiquement d'âge faible.

	H_1 (m)	H_2 (m)	$a_{t=0}$ (cm)	K_m (m/s)	Durée (années)	Pas de temps	α	β	γ	δ
Simulation k15	50	0	2.10^{-2}	10^{-15}	10000	20	0.0025	0.015	15.0	0.3
Simulation k12	50	0	2.10^{-2}	10^{-12}	10000	20	0.0025	0.015	15.0	0.3
Simulation k09	50	0	2.10^{-2}	10^{-9}	10000	20	0.0025	0.015	15.0	0.3
Simulation k06	50	0	2.10^{-2}	10^{-6}	10000	20	0.0025	0.015	15.0	0.3
Simulation k03	50	0	2.10^{-2}	10^{-3}	10000	20	0.0025	0.015	15.0	0.3

TABLE 3.1: Valeurs des paramètres utilisés dans le cadre de l'évaluation de l'influence de la perméabilité matricielle sur l'évolution d'une fracture unique.

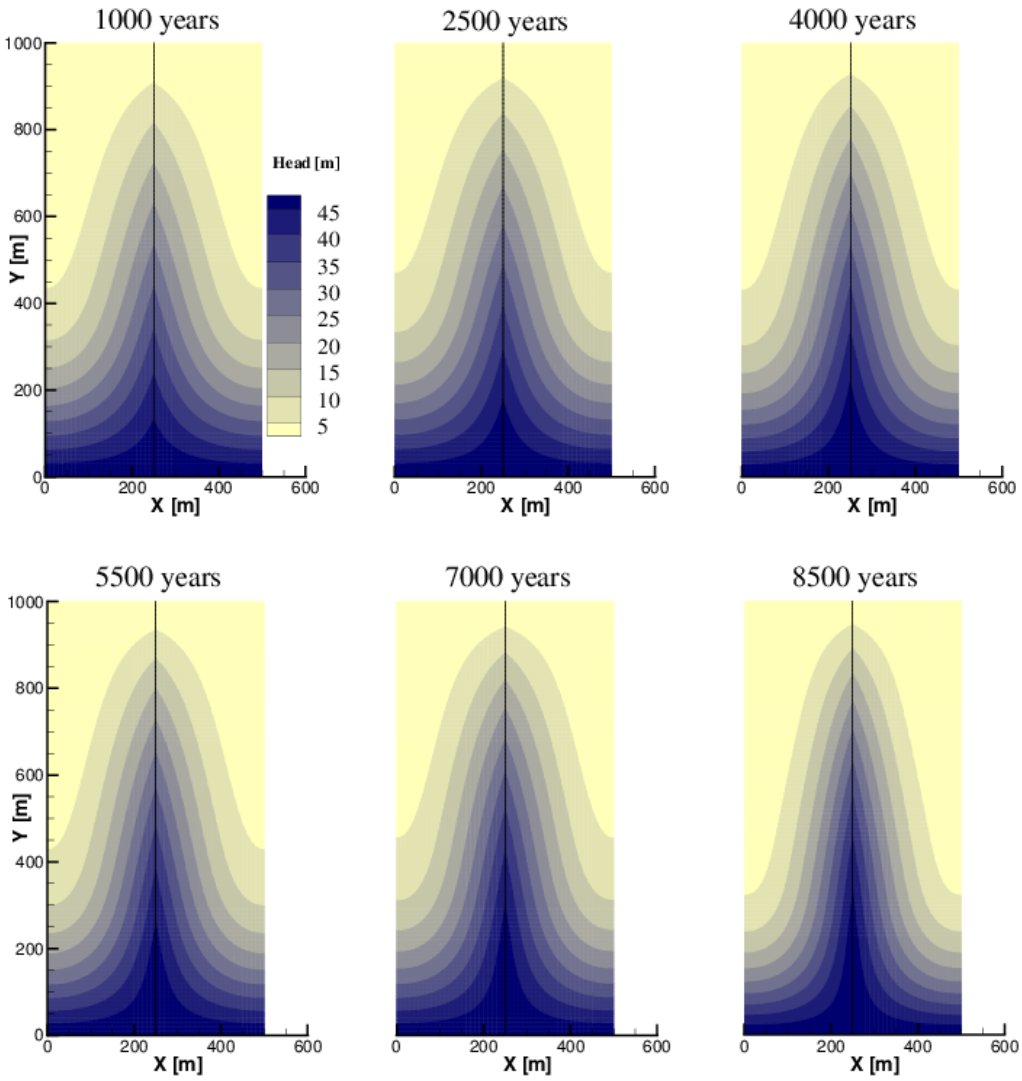

FIGURE 3.2: Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-15}$ m/s.

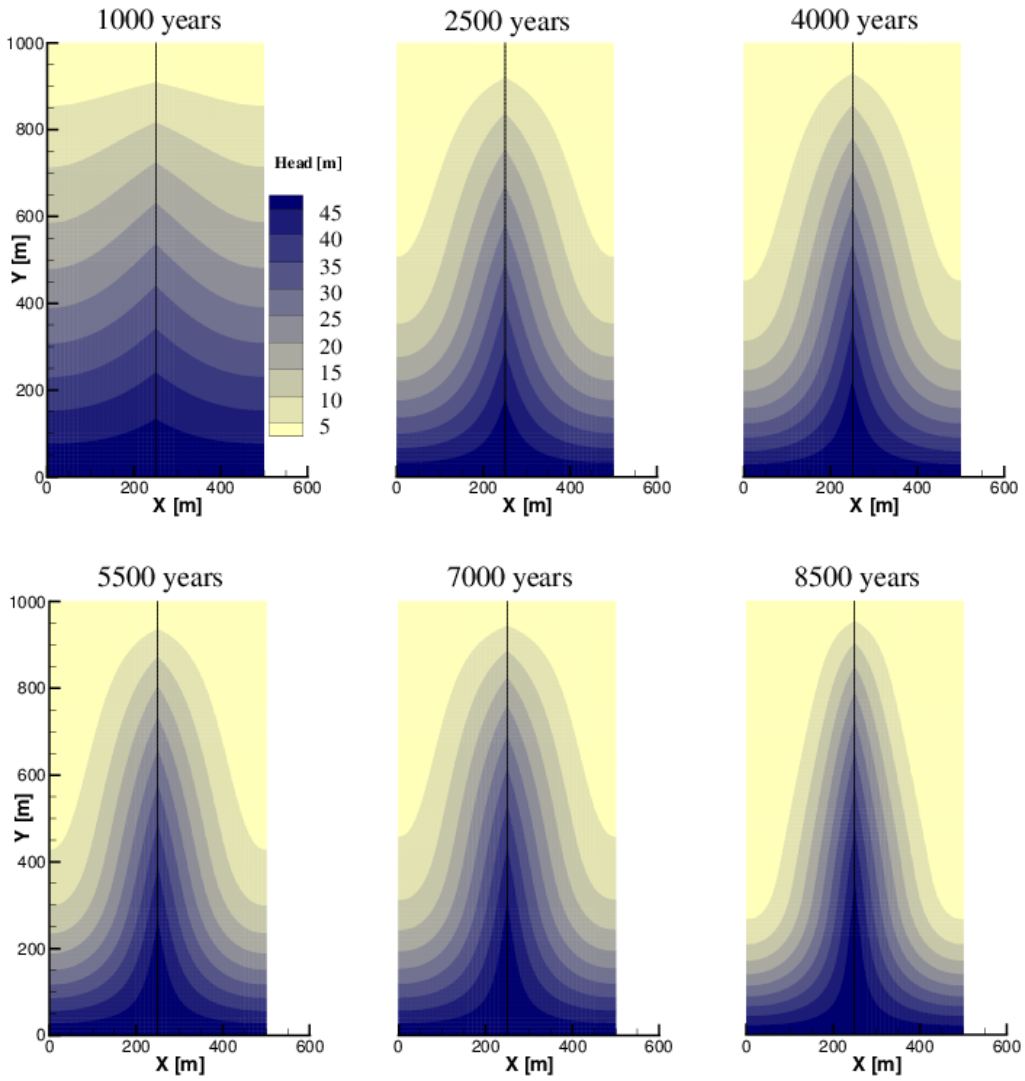

FIGURE 3.3: Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-12}$ m/s.

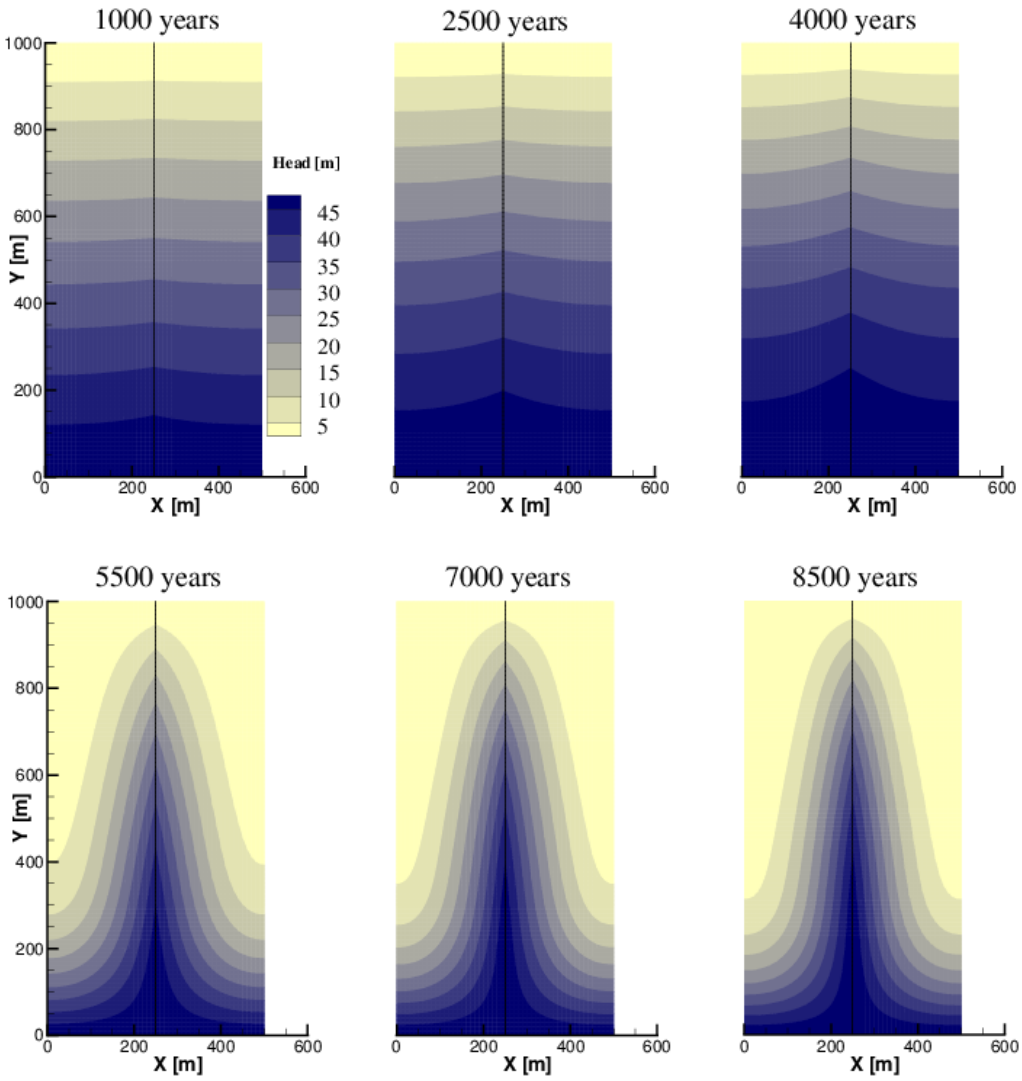

FIGURE 3.4: Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-9}$ m/s.

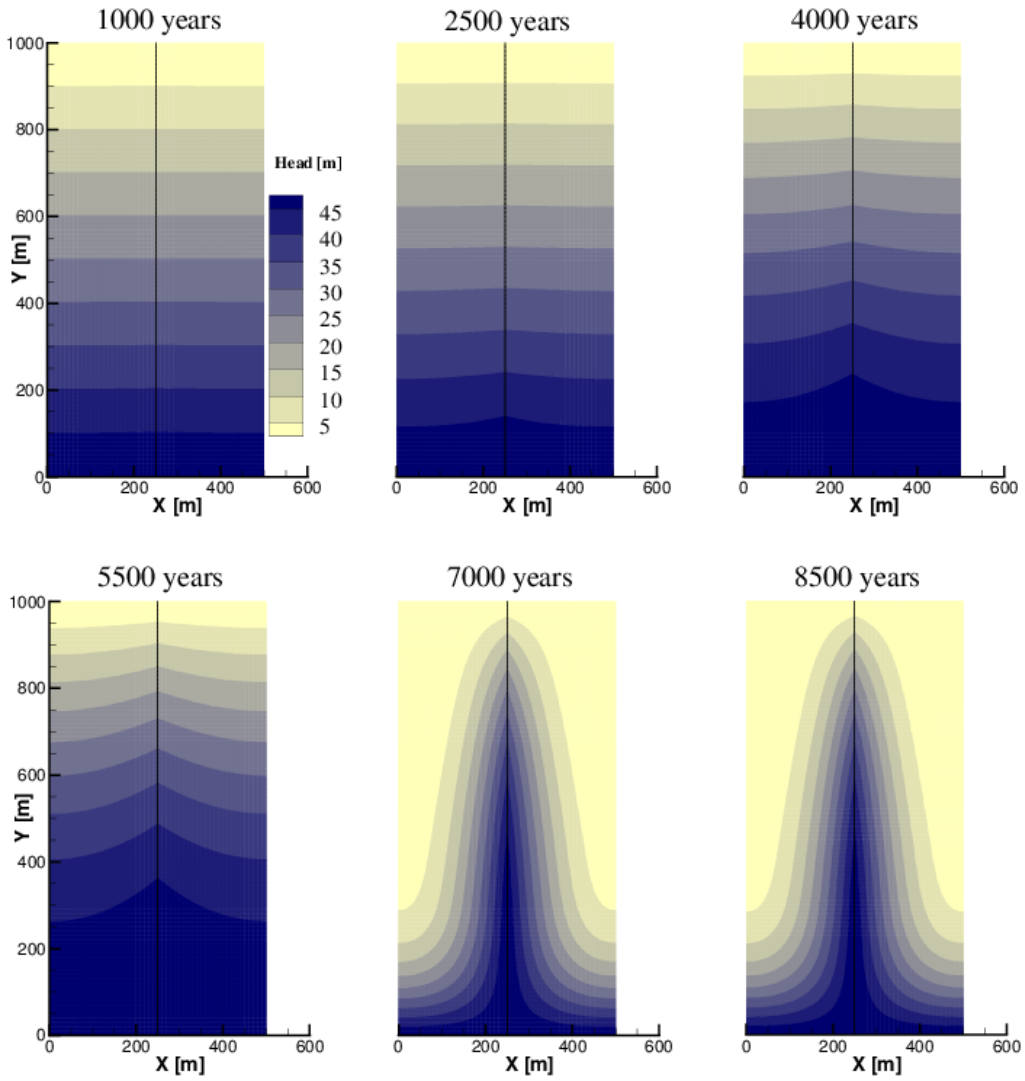

FIGURE 3.5: Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-6}$ m/s.

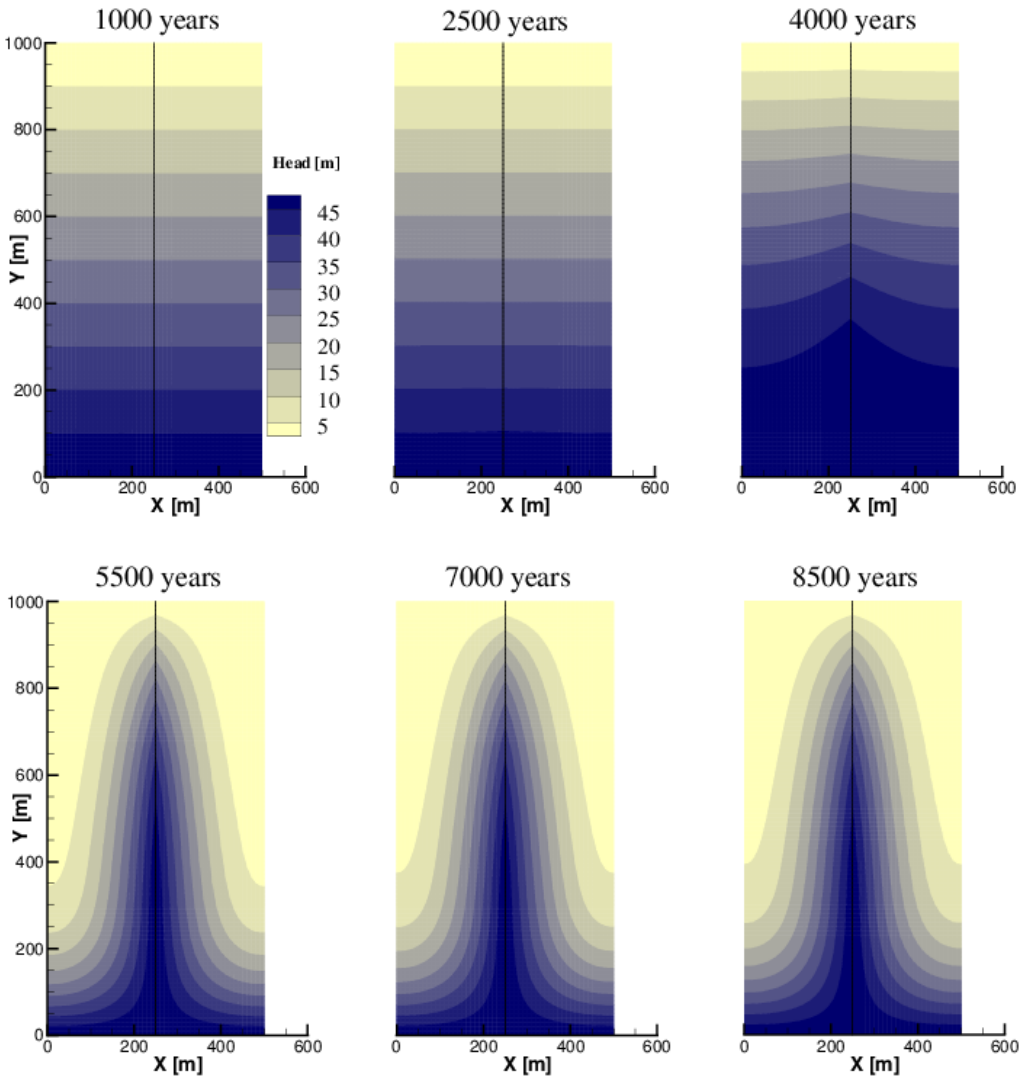

FIGURE 3.6: Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-3}$ m/s.

3.1.1.3 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine

De manière analogue à la présentation de l'évolution de la distribution des charges hydrauliques, une vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine est réalisée pour chaque simulation, et ce pour les même temps que précédemment. On commence toujours par la simulation prenant en compte la conductivité hydraulique matricielle la plus faible ($K_m = 10^{-15}$ m/s).

La visualisation de la répartition des âges permet de se rendre compte de manière relativement efficace de l'influence exercée par la matrice sur l'écoulement dans le domaine modélisé. Il apparaît clairement que les matrices aux très faibles perméabilités (10^{-15} et 10^{-12} m/s) ne permettent pas d'écoulement significatifs. Les eaux d'âge inférieur à 10000 ans sont alors drainées par la fracture, qui ne peut compter sur les apports matriciels (Figure 3.7 et 3.8).

Si nous prenons le cas opposé, avec une forte perméabilité matricielle (10^{-3} m/s), nous pouvons observer que lors des premiers temps d'évolution (1000 ans) l'âge de l'eau augmente de manière régulière sur l'ensemble du massif, depuis la limite d'infiltration jusqu'à la limite d'exfiltration (Figure 3.11). A 2500 ans, le processus d'élargissement préférentiel au voisinage de la limite d'infiltration permet aux eaux les plus « jeunes » (terme utilisé ici au sens relatif) de mieux pénétrer par l'intermédiaire de la fracture. A 4000 ans, ces eaux parviennent à traverser le massif par la fracture, et à diffuser au sein de la matrice adjacente grâce au fort gradient hydraulique.

On peut observer une évolution comparable dans le cas de matrice possédant une conductivité hydraulique « intermédiaire » (10^{-9} et 10^{-6} m/s). Avec toutefois une influence marquée de la fracture dés 1000 ans (Figures 3.9 et 3.11). Il est toutefois important de préciser que les échelles d'âge sont choisies en fonction des résultats de chaque simulation, afin de mieux faire apparaître l'évolution. Ces comparaisons sont donc effectuées plus à titre qualitatif que quantitatif.

3.1.1.4 Résultats : évolution temporelle des profils d'ouverture des fractures et des débits

Pour mieux se rendre compte de l'évolution en profil de la fracture ainsi que de l'écoulement, des courbes d'évolution temporelle sont présentées (Figure 3.12).

- D'une part, pour chacune des 5 simulations, le profil en ouverture de la fracture est tracé pour cinq stades d'évolution successifs (à 1000, 2500, 4000, 5500 et 7000 ans) (Figure 3.12 a, b, c, d et e) avec une échelle semi-logarithmique.
- D'autre part, l'évolution du débit est présentée pour chaque simulation et avec une échelle semi-logarithmique.

Concernant tout d'abord l'évolution du profil en ouverture de la fracture, on observe que dans le cas d'une conductivité matricielle particulièrement faible (10^{-15} à 10^{-12} m/s) l'évolution est lente et régulière, l'ouverture de la fracture n'atteignant pas le centimètre, même au voisinage immédiat de la limite d'exfiltration

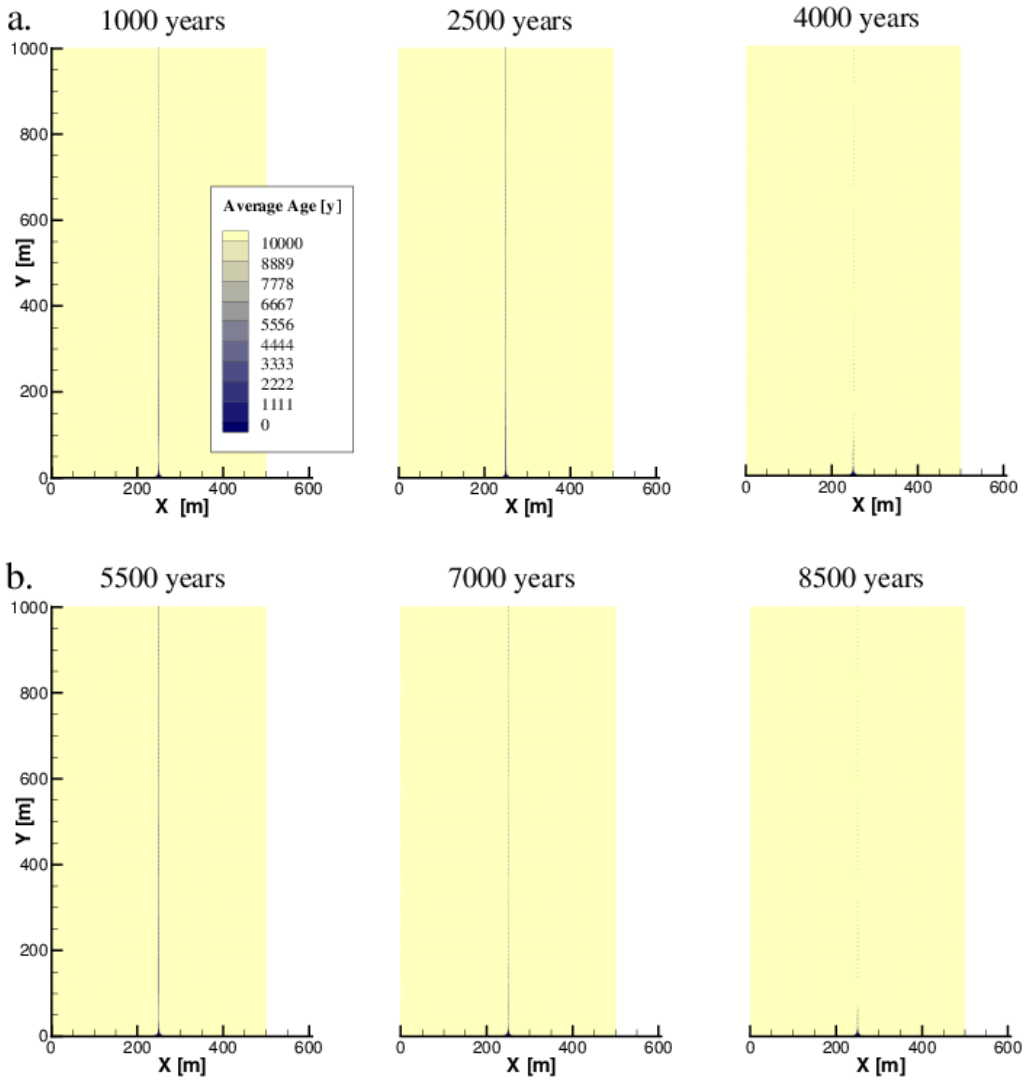

FIGURE 3.7: Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-15}$ m/s.

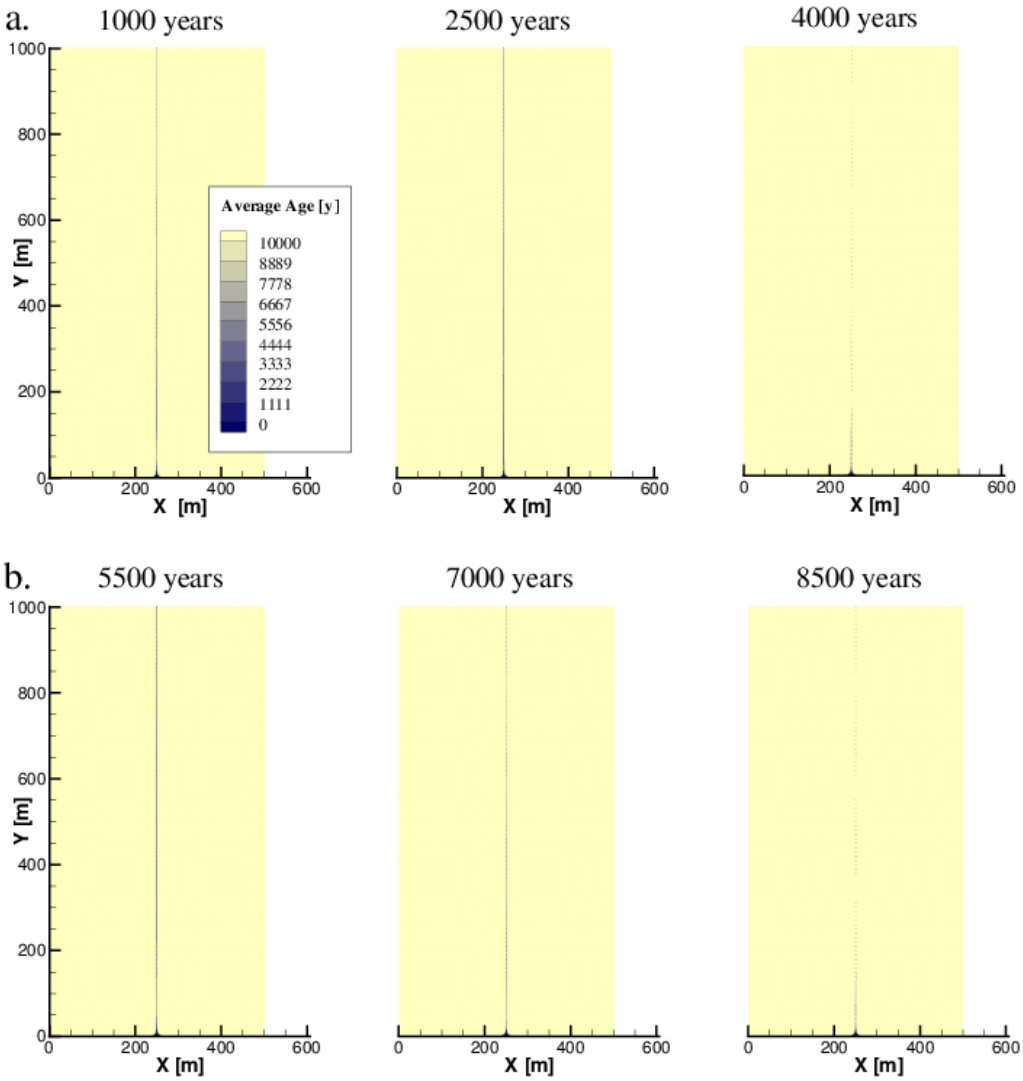

FIGURE 3.8: Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-12}$ m/s.

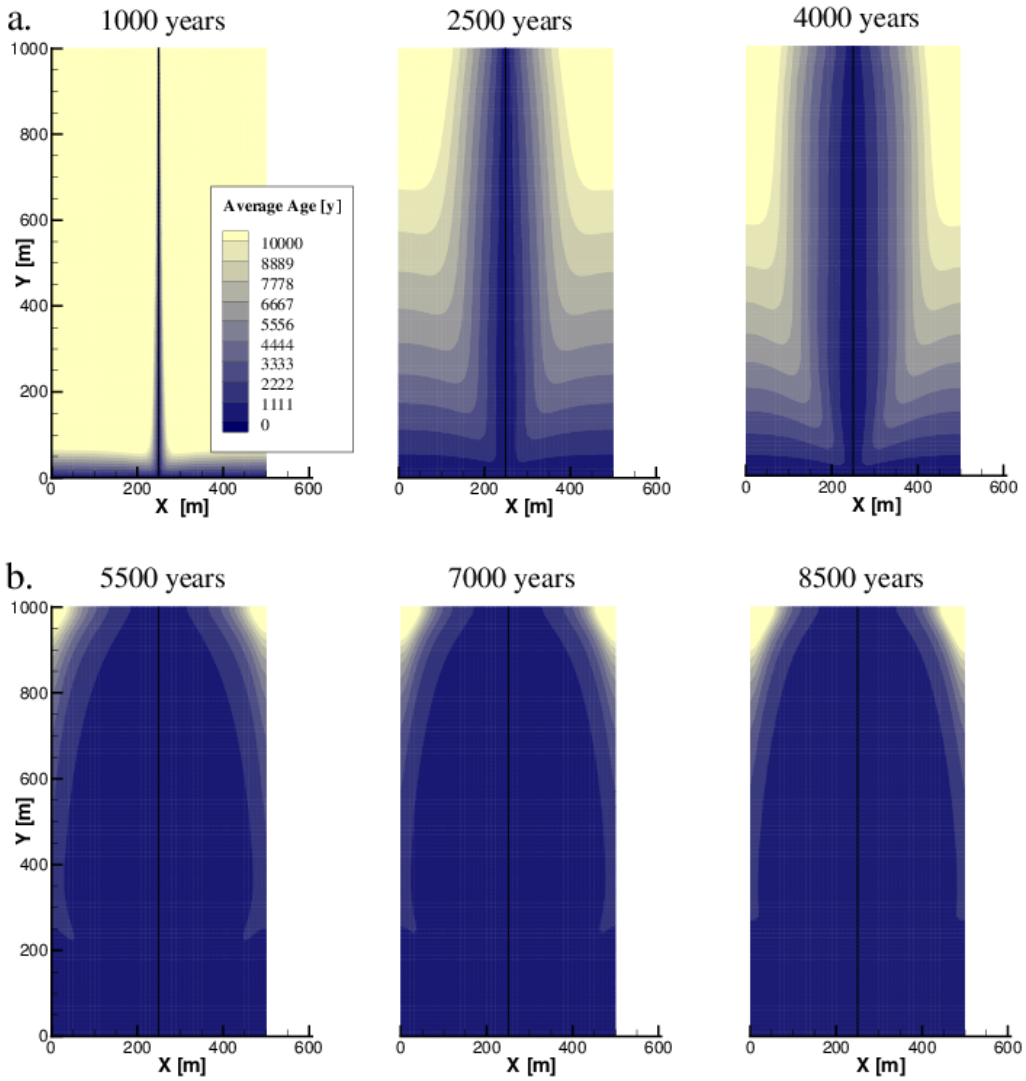

FIGURE 3.9: Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-9}$ m/s.

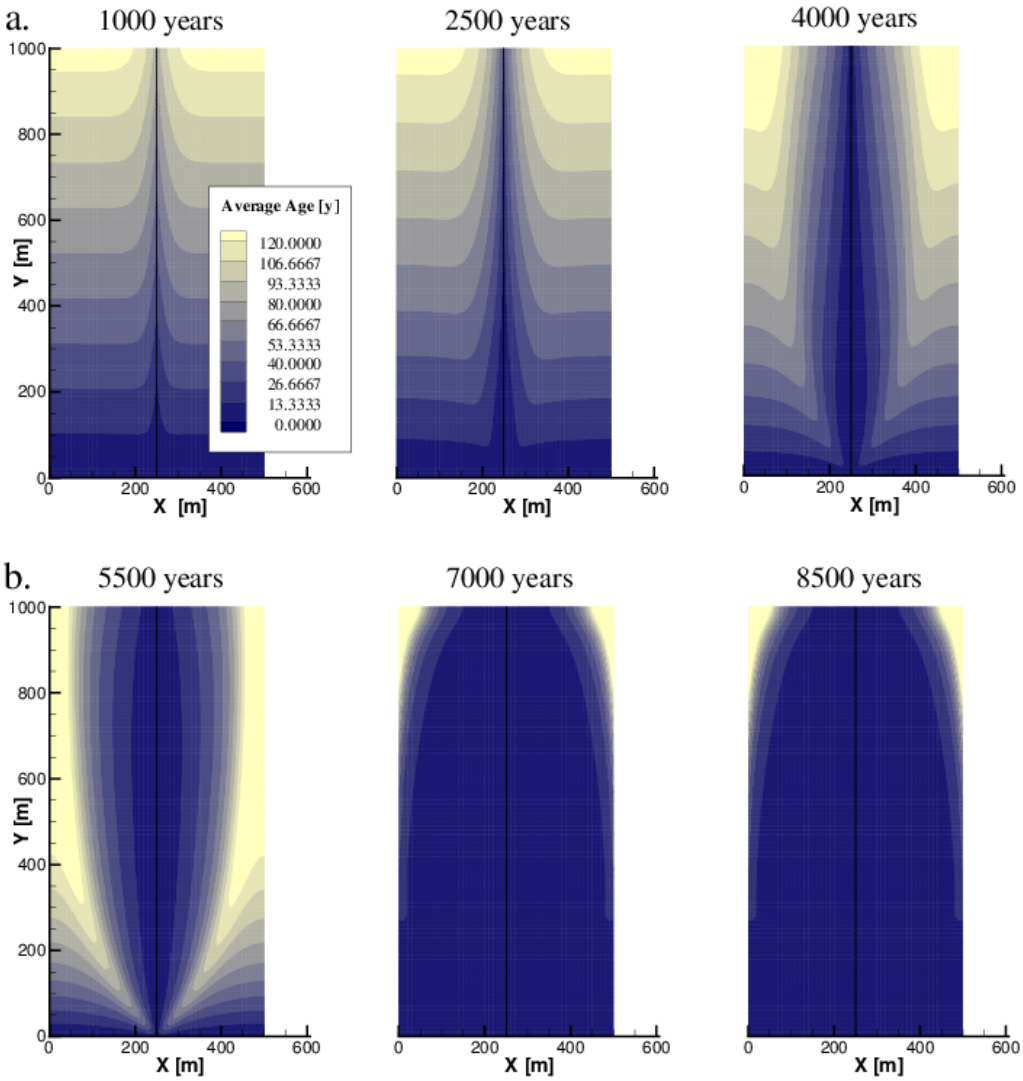

FIGURE 3.10: Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-6}$ m/s.

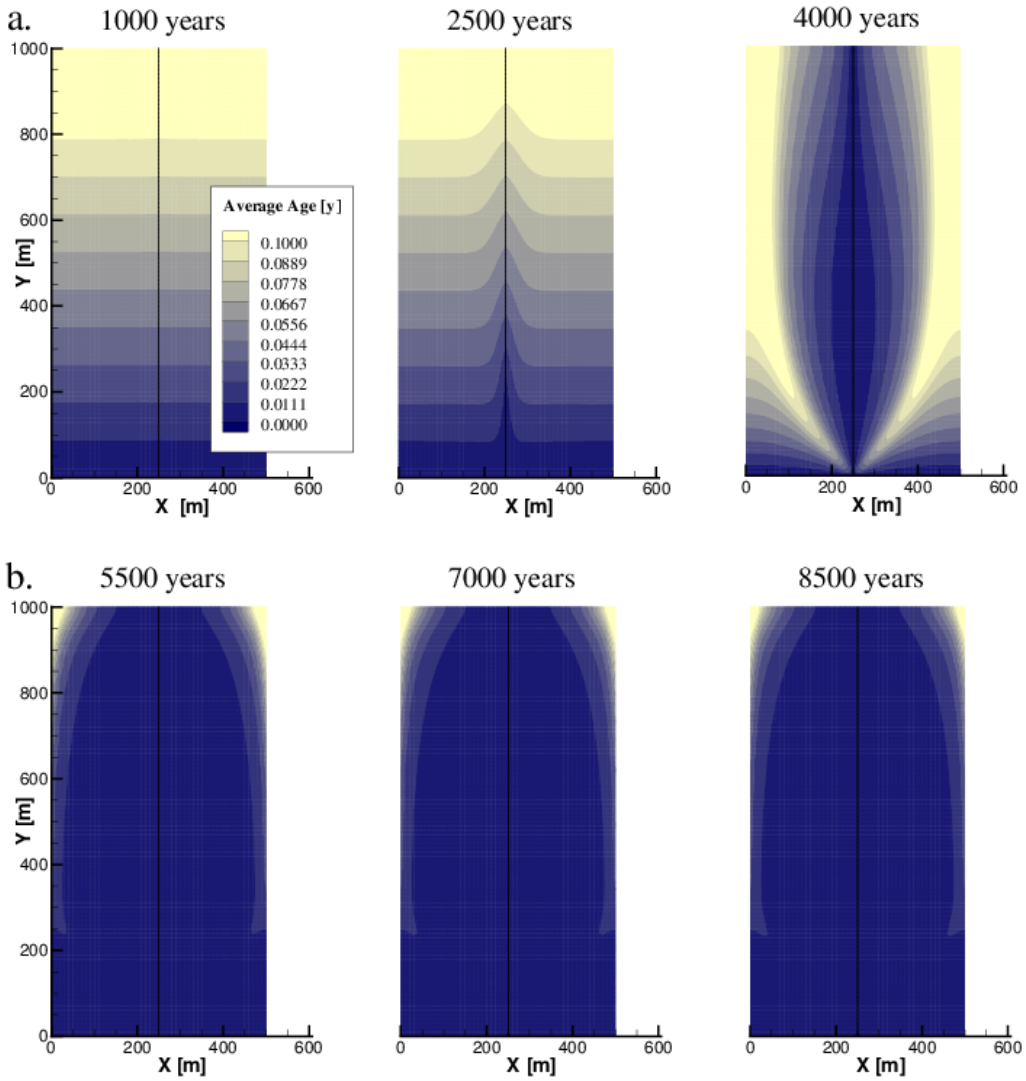

FIGURE 3.11: Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-3}$ m/s.

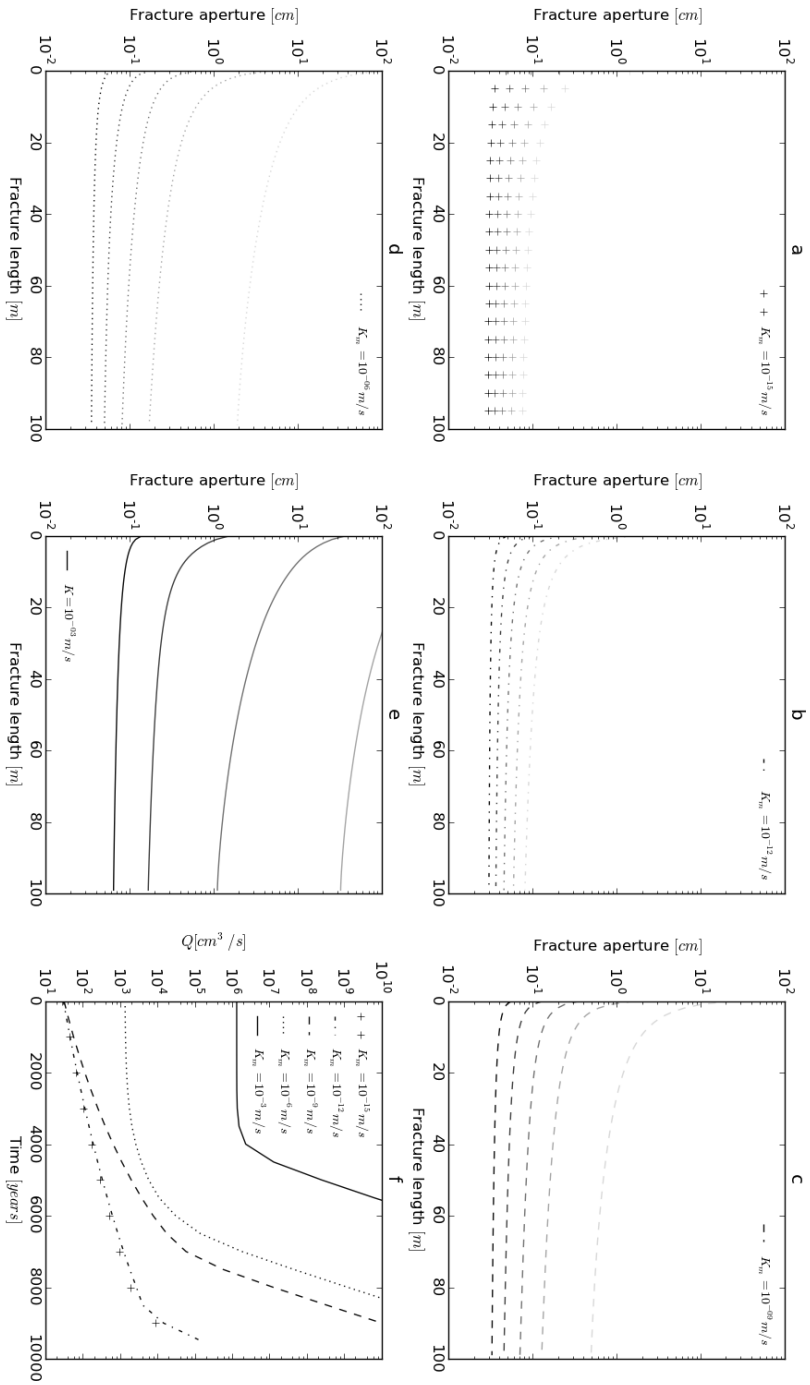

FIGURE 3.12: Profils d'ouverture de la fracture pour différents temps (1000, 2500, 4000, 5500 et 7000 ans) pour les simulations prenant en compte une conductivité hydraulique matricielle de 10^{-15} m/s (a), 10^{-12} m/s (b), 10^{-9} m/s (c), 10^{-6} m/s (d), 10^{-3} m/s (e) ; Evolution temporelle des débits pour chaque simulation (f).

(Figure 3.12 a et b). On ne détecte pas de « Breakthrough ». A l'opposé, une matrice particulièrement perméable semble favoriser une modification importante et rapide de l'ouverture de la fracture : l'ouverture dépasse les 10 cm à 7000 ans pour une conductivité hydraulique de 10^{-6} m/s (Figure 3.12 d) et même dès 4000 ans pour 10^{-3} m/s (Figure 3.12e).

L'observation de l'évolution des débits, quant à elle, confirme les observations précédentes (Figure 3.12f). Les configurations présentant les perméabilités matricielles les plus faibles donnent lieu à une évolution lente et régulière du débit corrélée à celle du profil d'ouverture de la fracture. Un début possible de « Breakthrough » n'apparaissant qu'aux alentours de 9000 ans. Le débit initial est comparable pour les trois simulations présentant les plus faibles perméabilités matricielles, mais on observe que l'évolution s'avère tout de même plus rapide pour une conductivité hydraulique de 10^{-9} m/s. Le débit initial est plus élevé de plusieurs ordres de grandeur dans le cas de perméabilités matricielles allant de 10^{-6} à 10^{-3} m/s : la matrice prend en charge une part significative de l'écoulement. Le débit reste d'ailleurs relativement constant durant les premiers milliers d'années, avant de connaître une augmentation drastique (dès 4000 ans pour la plus forte conductivité hydraulique).

Il apparaît ainsi que la présence d'une matrice carbonatée ayant une conductivité hydraulique suffisante (supérieure à 10^{-9} m/s) permet d'accélérer de manière significative le processus d'élargissement d'une fracture. Une matrice perméable permet en effet de véhiculer un flux plus important au sein du massif, écoulement progressivement drainé par la fracture au cours de son évolution. L'apport accru d'eau potentiellement agressive (« jeune ») accélère l'apparition du « Breaktrough ». Comme celà est précisé en section 2.4, ces résultats sont cohérents et en accord avec les travaux de [Kaufmann 2003a].

3.1.2 Application de conditions aux limites de flux

Dans le chapitre précédent, l'élaboration de la loi analogique d'élargissement ainsi que le calage des paramètres de cette loi ont été présentés sous la forme d'un article soumis à la revue Water Resources Research. Les simulations considérées concernaient alors des configurations comportant une seule fracture, ou conduit. Un ensemble de tests étaient ensuite entrepris sur une configuration plus complexe, la fracture unique étant alors incorporée au sein d'une matrice carbonatée tridimensionnelle, caractérisée par une conductivité hydraulique variant selon la simulation. La totalité des tests présentés alors prenaient en compte un écoulement contrôlé par une simple différence de potentiel entre les deux extrémités du système (conditions de potentiel imposé simulé par une condition de Dirichlet [Cornaton 2007]).

Une telle condition n'est réaliste que lors des premières phases de l'évolution d'un conduit karstique. Son ouverture, ou son diamètre, est alors probablement insuffisante pour absorber suffisamment d'eau et modifier la différence de potentiel. Mais au cours de son évolution, il finira par atteindre une taille suffisamment importante pour que l'on considère une recharge limitée à un certain débit. Nous proposons ainsi de présenter un test toujours basé sur la même configuration (fracture unique

incorporée dans une matrice de conductivité hydraulique constante et homogène $K_m = 10^{-6}$ m/s), mais cette fois ci soumise à une condition de recharge différente : la recharge de type flux imposé (Neumann) s'effectue de manière diffuse sur la partie supérieure du domaine modélisé. Deux tests sont effectués, prenant en compte deux valeurs de flux : la première à 10^{-9} m/s et la seconde à 10^{-7} m/s. Les résultats en terme d'évolution de la distribution de la charge hydraulique sont fournis par les figures 3.13 et 3.14.

Ces résultats peuvent être comparés à ceux obtenus pour une configuration équivalente, mais avec une condition de potentiel imposé en entrée (voir Figure3.5). Indépendamment de la valeur numérique, il apparaît que ce type de recharge, distribuée et caractérisée par un volume limité, implique une distribution des charges hydrauliques et une évolution différentes :

- Dans le cas d'une recharge à potentiel imposé à l'entrée du domaine (Figure 3.5) la fracture a tendance à s'élargir préférentiellement au voisinage direct de cette limite d'infiltration (l'âge de l'eau y est en effet le moins élevé). Le profil de la fracture est ainsi très marqué, avec un gradient hydraulique fort entre la partie la plus élargie et la partie plus proche de la limite d'exfiltration.
- Dans le cas d'une recharge diffuse répartie sur l'ensemble de la zone supérieure, l'eau plus « jeune » est uniformément distribuée et l'évolution concerne préférentiellement d'abord la zone à proximité de la limite d'exfiltration qui concentre les écoulements (Figure 3.13 et 3.14). Au fur et à mesure de l'évolution, l'écoulement est progressivement contrôlé par la fracture élargie, particulièrement dans le cas de la recharge la plus intense (Figure 3.14).

Le volume de recharge étant limité par ce choix de condition aux limites (un flux imposé à une surface définie), la charge hydraulique finit par diminuer au sein du système, la fracture drainant facilement la majeure partie de l'écoulement.

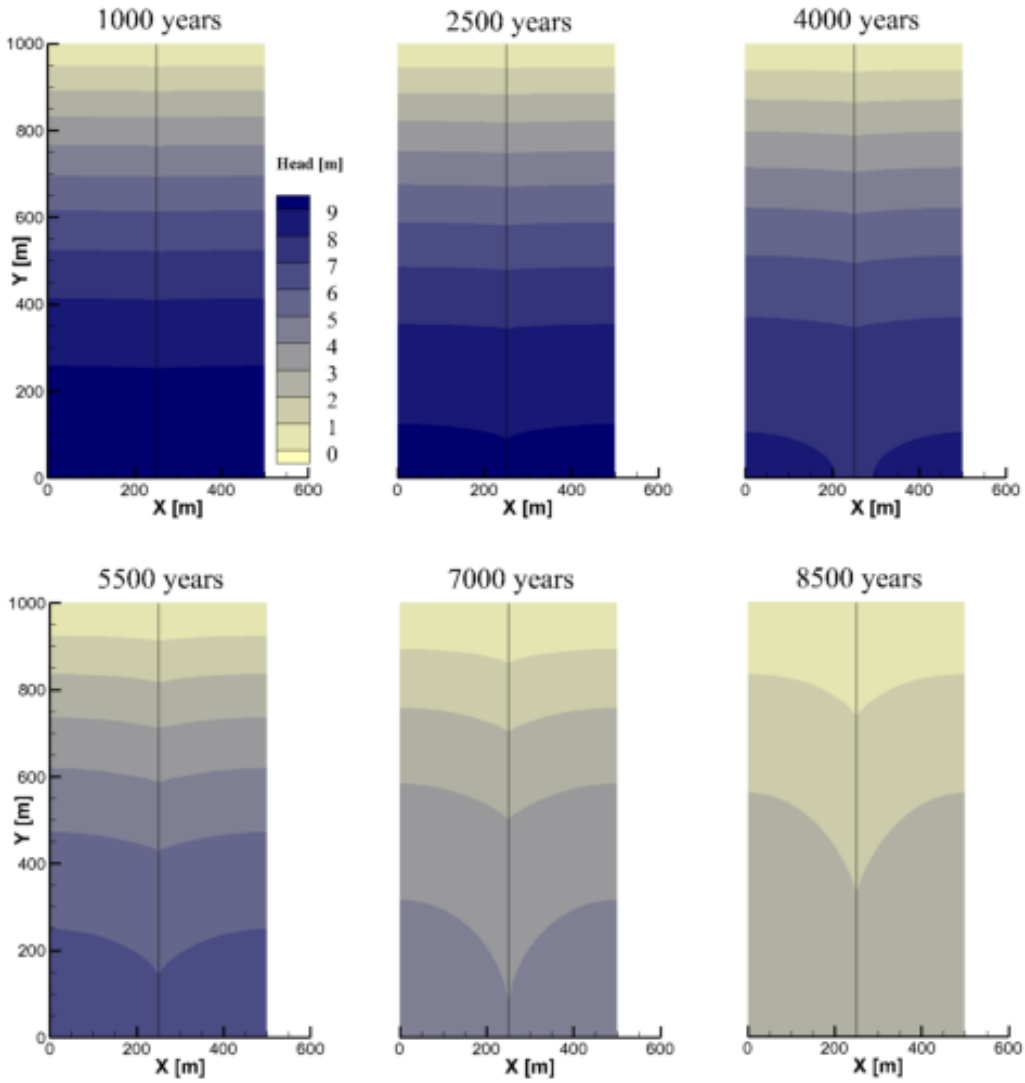

FIGURE 3.13: Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-6}$ m/s, soumise à une recharge diffuse de type flux imposé : 10^{-9} m/s.

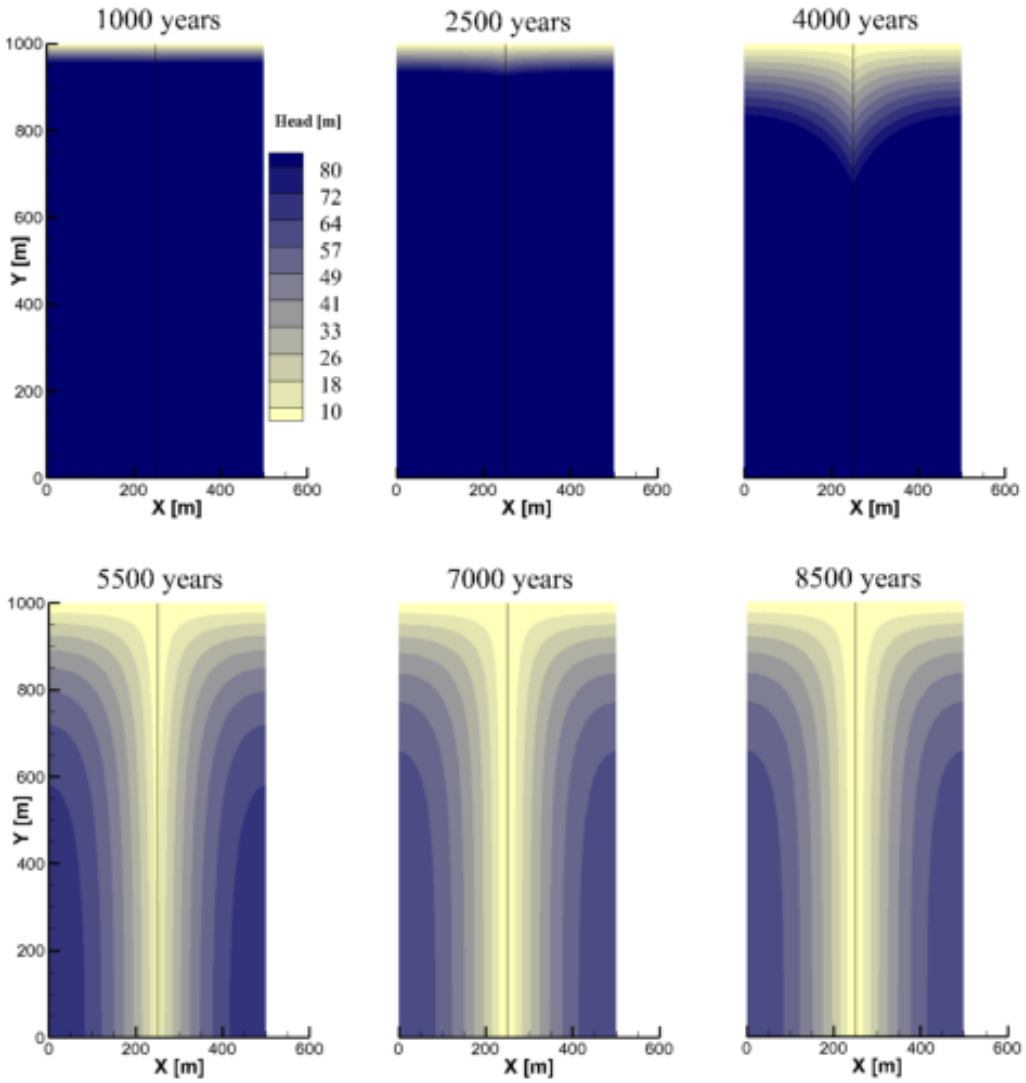

FIGURE 3.14: Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-6}$ m/s, soumise à une recharger diffuse de type flux imposé : 10^{-7} m/s.

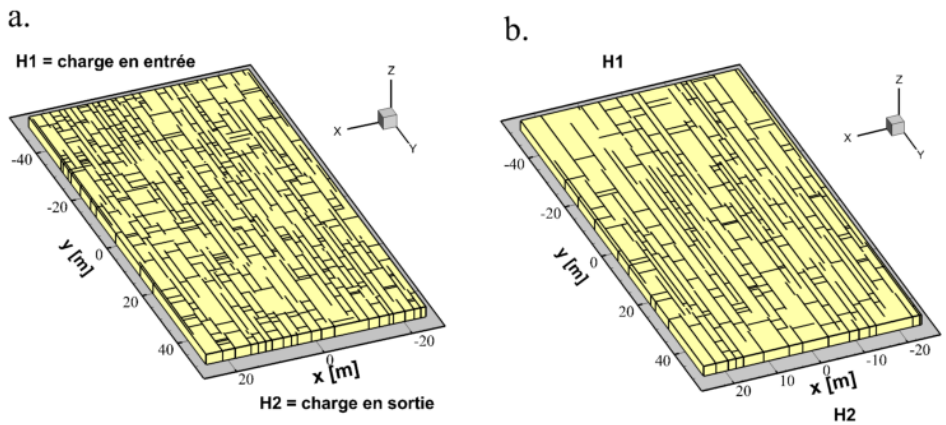

FIGURE 3.15: Configuration des simulations sur une strate traversée par des réseaux de fracture de densité variable : 600 fractures (a), et 300 fractures (b)

3.2 Simulations sur des réseaux de fractures orthogonaux dans une strate unique

Jusqu'à présent, les résultats présentés ne concernaient que des configurations simples, composées de fractures ou conduits isolés (sections 2.4 et 3.1). Avant de s'intéresser à des systèmes composés de réseaux de discontinuités plus complexes, il était en effet important de définir au mieux le comportement de la structure la plus élémentaire, à la manière de [Dreybrodt *et al.* 2005].

Dans cette section, des résultats issus de différents tests seront présentés, portant sur deux configurations géométriques préalablement générées à l'aide de REZO3D (Section 2.2.1). Elles consistent en deux réseaux de fractures composés de deux familles orthogonales, qui se sont mis en place au sein d'une strate sédimentaire carbonatée (Figure 3.15).

Les deux configurations sont caractérisées par un domaine de même dimension, mais des réseaux fracturés de densités différentes (600 fractures pour le plus dense, 300 pour le moins dense) obtenus avec REZO3D en choisissant les paramètres présentés dans le tableau 3.2. A partir de ces réseaux de fractures, des maillages éléments finis composés d'éléments 3-D représentant la matrice fracturée et d'éléments 2-D représentant les fractures (voir section 2.2.1) sont générés. Ces maillages sont ensuite traités afin d'y affecter des paramètres hydrodynamiques ainsi que des conditions aux limites propres à chaque simulation effectuée par la suite.

L'ensemble des fractures sont supposées d'ouverture initiale $a_{t=0}$ homogène sur l'ensemble de ses éléments. L'écoulement est tout d'abord contrôlé par une différence de charge hydraulique entre l'entrée (H_1) et la sortie (H_2), mais sera également soumis par la suite à d'autres conditions de recharge (sous-section 3.2.4). La matrice

	Réseau 1 (600 fractures)	Réseau 2 (300 fractures)
Largeur x (m)	50	50
Longueur y (m)	100	100
Nombre de strates	1	1
Epaisseur moyenne (m)	2.5	2.5
Nombre fractures I	200	100
Longueur moyenne I	50	50
Nombre fractures II	400	200
Longueur moyenne II	5	5
e, f, g (I)	0.5, 0.5, 0.5	0.5, 0.5, 0.5
e, f, g (II)	0.5, 0.05, 0.05	0.5, 0.05, 0.05

TABLE 3.2: Valeurs des paramètres utilisés dans le cadre de la génération des réseaux fracturés 1 et 2 utilisés pour les simulations suivantes : I représentant la première famille de fracture, II la seconde (voir section 2.2.1.

carbonatée est caractérisée par une conductivité hydraulique K_m déterminée avant chaque simulation. Concernant la modélisation spéléogénétique proprement dite, les paramètres suivants sont choisis au préalable :

- Les paramètres temporels : la durée totale de simulation, ainsi que le nombre de pas de temps divisant cette durée totale.
- Les paramètres relatifs à la loi analogique de dissolution (voir section 2.4) : α, β, γ et δ.

Deux des prochaines sous-sections suivantes (sous-sections 3.2.1 et 3.2.2) sont pour partie l'objet d'un article présenté en septembre 2011 dans le cadre du colloque H2Karst [Lafare *et al.* 2011].

3.2.1 Simulation d'une strate unique : effets de différentes densités de fracturation

Ce premier panel de simulation vise à comparer les résultats obtenus par deux simulations paramétrées de la même manière sur les maillages issus des deux réseaux de fracture préalablement générés. On cherche ainsi à déterminer l'influence de la densité de fracturation sur l'évolution de ces aquifères fracturés simulés. Cette évolution est évaluée en termes de distribution de la charge hydraulique, de l'âge de l'eau, ainsi que de l'évolution temporelle de l'ouverture moyenne des fractures et du débit total transitant entre les limites amont et aval.

3.2.1.1 Initialisation des paramètres

Les paramètres préalablement choisis sont présentés dans le tableau 3.3. Les simulations sont configurées de la même manière (en termes de conditions aux limites, de perméabilité matricielle et de paramètres de « spéléogenèse »), à l'exception du

	Simulation 1 (600 fractures)	Simulation 2 (300 fractures)
H_1 (m)	5	5
H_2 (m)	0	0
$a_{t=0}$ (cm)	1.10^{-2}	1.10^{-2}
K_m (m/s)	10^{-6}	10^{-6}
Durée (année)	10000	10000
Pas de temps	20	20
α	0.0008	0.0008
β	0.03	0.03
γ	1.0	1.0
δ	0.2	0.2

TABLE 3.3: Valeurs des paramètres utilisés dans le cadre de l'évaluation de l'influence de la densité de fracturation sur l'évolution d'un aquifère karstique composé d'une strate traversée par deux familles orthogonales de fractures.

maillage élément fini dépendant de chacun des réseaux fracturés générés au préalable. Les valeurs des coefficients de l'équation analogique de dissolution ont été choisis sur la base de tests préalables réalisés à partir des valeurs déterminées à la section 2.4 comme adaptées à la simulation d'une fracture plane. Les simulations sont exécutées successivement, et leurs résultats présentés ci-après, en termes d'évolution temporelle de :

- distribution des charges hydrauliques,
- distribution de l'âge de l'eau souterraine,
- l'ouverture moyenne de la fracture,
- le débit total.

3.2.1.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique

L'évolution temporelle de la distribution des charges hydrauliques pour chacune des deux simulations est représentée au moyen de six vues prises à 1000 ans, 2500 ans, 4000 ans, 5500 ans, 7000 ans, et 8500 ans. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.16 pour le réseau fracturé le plus dense, et par la Figure 3.17 pour le moins dense.

On peut d'ores et déjà observer que l'évolution globale est relativement proche d'une simulation à l'autre. Au début de l'évolution (1000 ans), le gradient hydraulique est relativement régulier et réparti sur l'ensemble du système : l'élargissement des fractures est encore faible, et l'écoulement est majoritairement contrôlé par la matrice carbonatée (de conductivité hydraulique $K_m = 10^{-6}$ m/s. A 2500 ans, on note déjà l'apparition de perturbations dans les champs de pression, provoquées par un écoulement en partie contrôlé par les fractures qui s'élargissent progressivement. Ces perturbations apparaissent de manière plus marquée à 4000 ans, avec

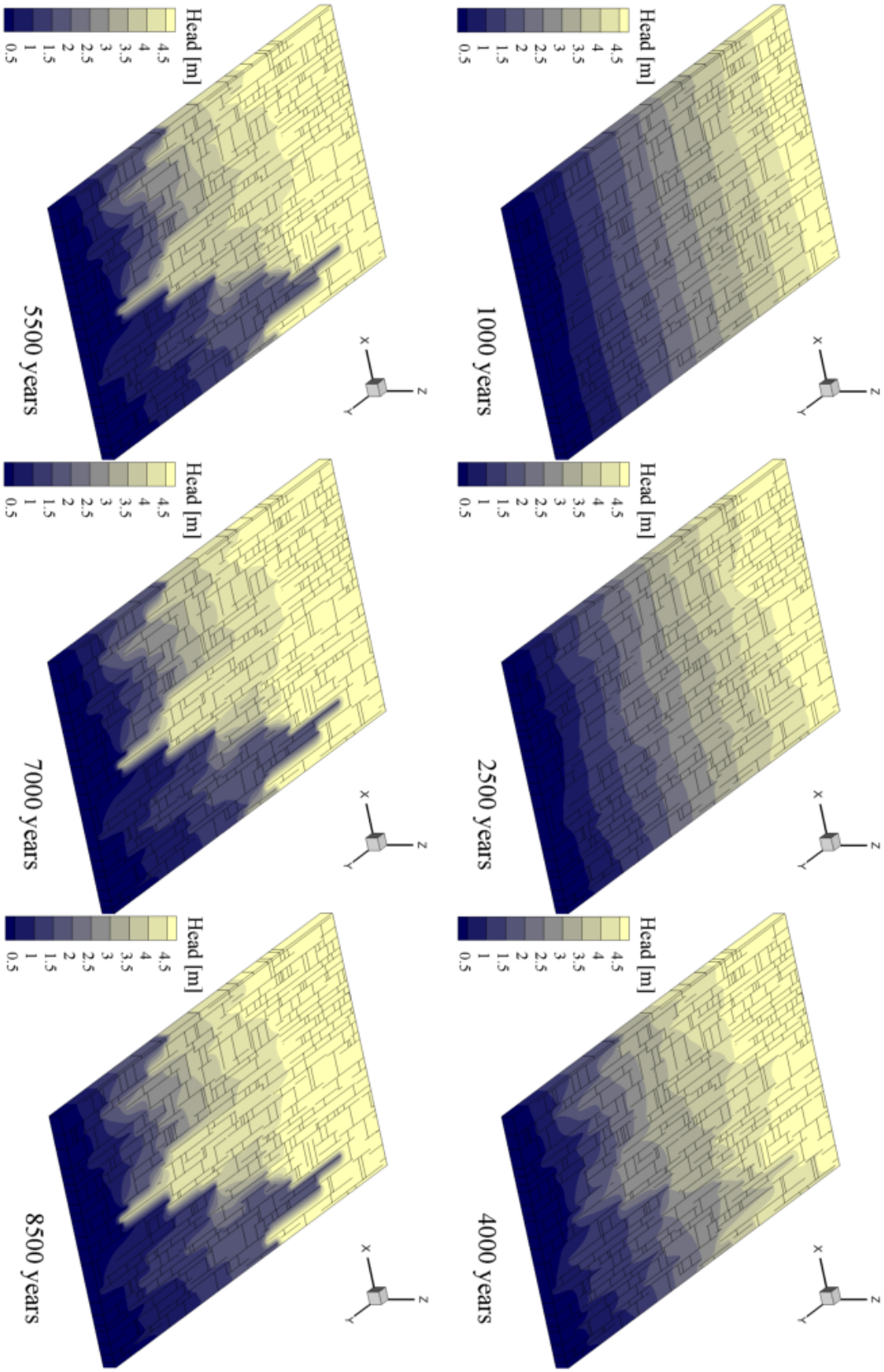

FIGURE 3.16: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus dense (600 fractures).

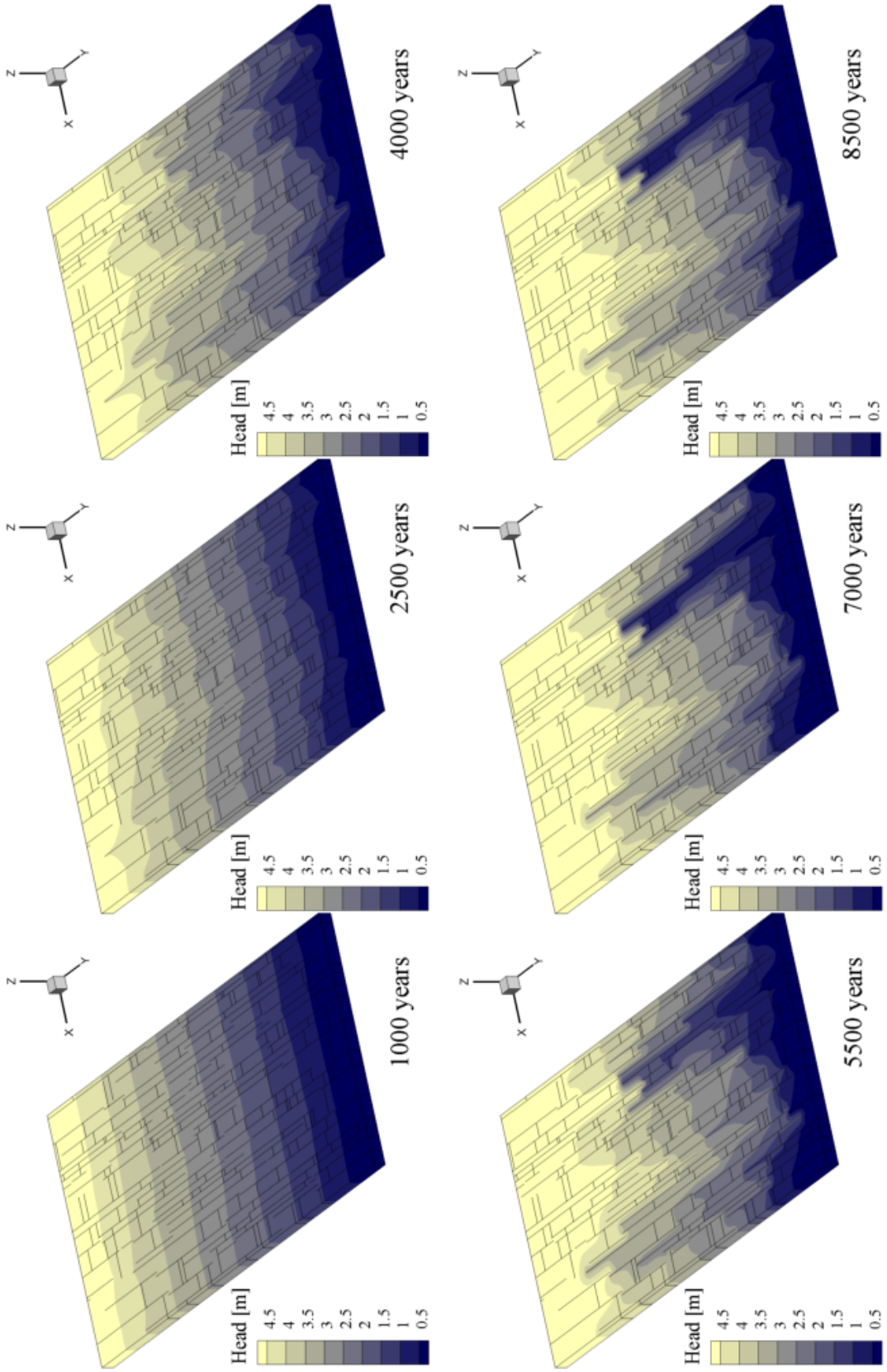

FIGURE 3.17: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures).

une propagation en direction de la limite d'exfiltration des plus forts potentiels (l'élargissement se fait en effet de manière préférentielle au voisinage de la limite d'infiltration où se trouvent les eaux les plus « jeunes », donc les plus agressives, comme cela a notamment été vu dans la section 3.1 portant sur la configuration « fracture unique »).

Dés 5500 ans, une morphologie de la répartition des charges hydrauliques apparaît de manière très marquée et clairement influencée par la géométrie du réseau fracturé. Les cheminements empruntant les structures les mieux connectées permettent l'établissement d'un gradient hydraulique relativement régulier, alors qu'on observe des gradients particulièrement abrupts lors des « ruptures » de connexion. Ces morphologies d'écoulement installée dés 5500 ans ne font que se confirmer à 7000 ans puis à 8500 ans.

Les deux simulations proposées, si elles diffèrent de par la géométrie des morphologies d'écoulement obtenues, présentent toutefois une évolution comparable en terme de vitesse. Cette observation reste à confirmer par l'analyse des résultats suivants.

3.2.1.3 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine

L'évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour chacune des deux simulations est représentée au moyen de six vues prises aux mêmes temps que précédemment, séparés de 1500 ans en commençant à 1000 ans. L'échelle d'âge va de 0 à 0.05 ans, et est choisie afin de souligner les différences d'âge notamment au sein du réseau fracturé. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.18 pour le réseau fracturé le plus dense, et par la Figure 3.19 pour le moins dense.

De la même manière que cela apparaissait pour la distribution des charges hydrauliques, l'évolution semble se faire de manière analogue pour les deux configurations proposées. Dans les deux cas, à 1000 ans, la quasi totalité de l'aquifère est le siège de l'écoulement d'une eau d'âge supérieur à 0.05 an (à l'exception de la proximité immédiate de la limite d'infiltration). L'écoulement n'est pas suffisamment rapide pour permettre à une eau plus jeune de se propager dans l'aquifère. A 2500 ans, des eaux plus jeunes commencent juste à pénétrer par l'intermédiaire des fractures directement connectées à la limite constituant la limite d'infiltration : l'élargissement préférentiel au voisinage de la limite d'infiltration apparait. La propagation est toutefois limitée à quelques mètres. A 4000 ans, les eaux d'âge inférieur parviennent à se propager plus en avant dans l'aquifère, empruntant les cheminements les mieux connectés. On remarque alors que la propagation se fait de manière plus directe et par l'intermédiaire d'un nombre de cheminements moins élevé dans le cas du réseau le moins densément fracturé : la propagation se fait ainsi sur une distance légèrement plus importante.

A 5500 ans, l'élargissement progressif des fractures permet la propagation des eaux « jeunes » et donc potentiellement plus agressives jusqu'à la limite d'exfiltration. Les cheminements préalablement sélectionnés ont été élargis et se recoupent ou

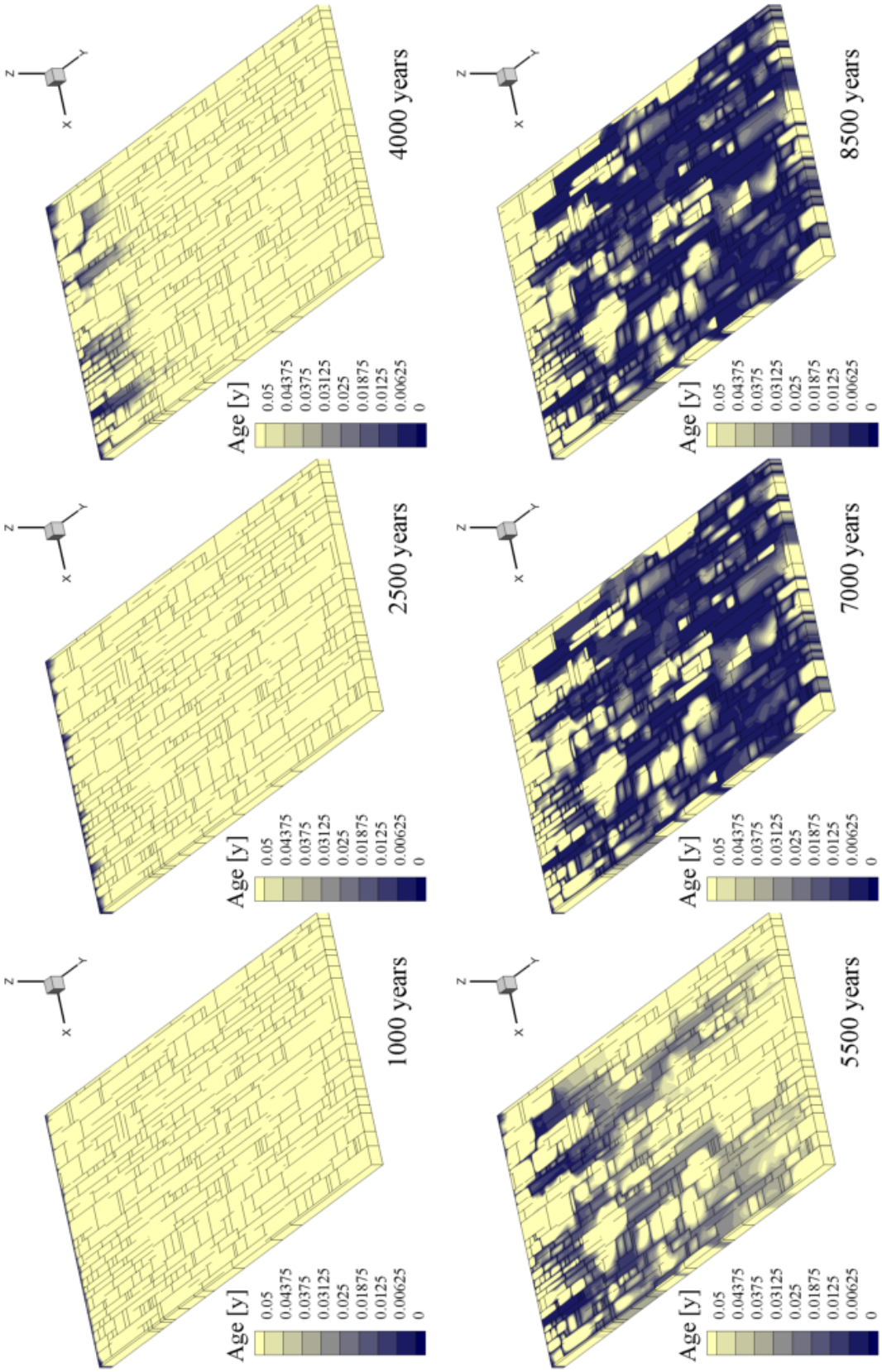

FIGURE 3.18: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures).

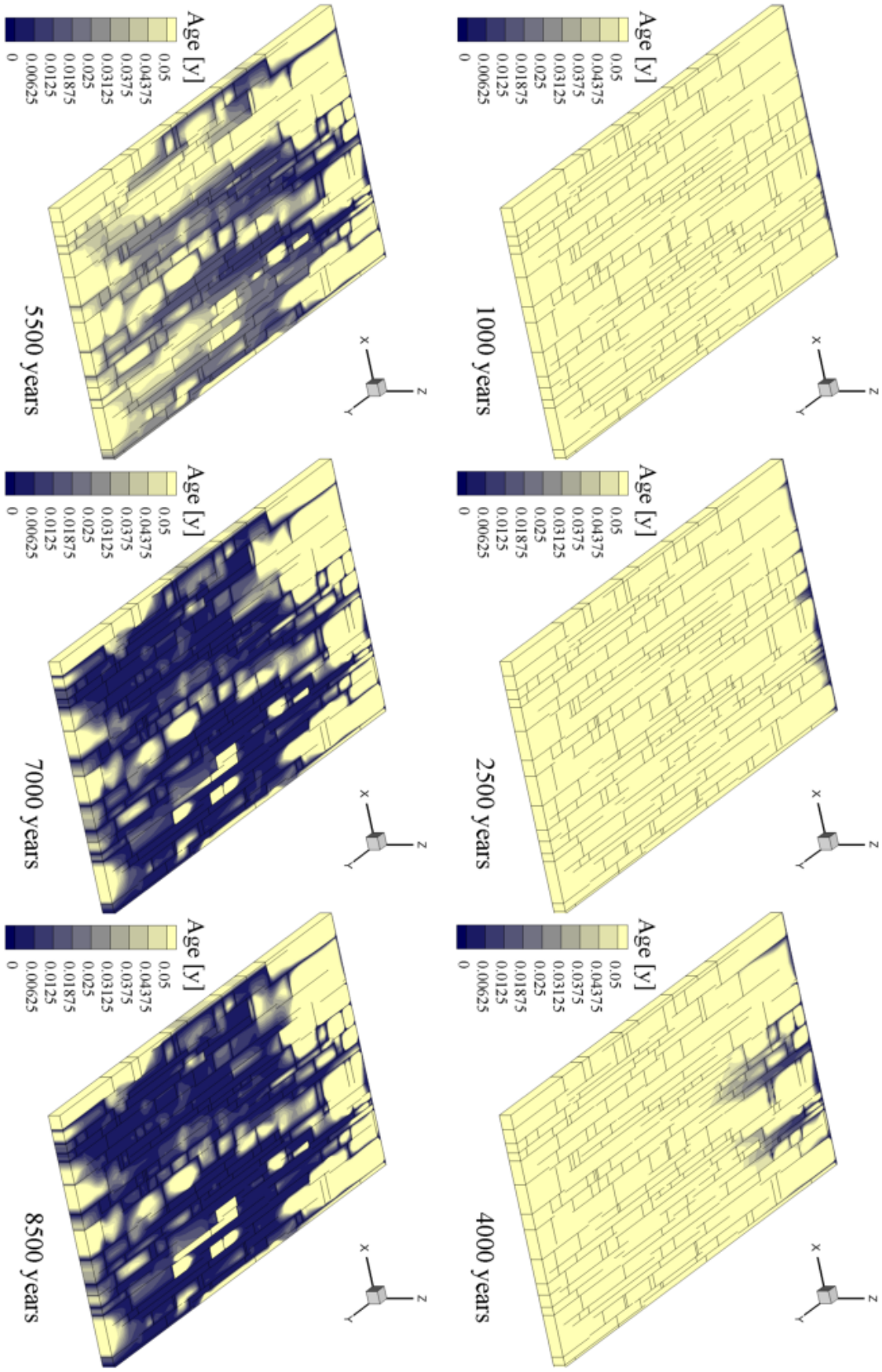

FIGURE 3.19: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures).

divergent en fonction de la connectivité du réseau fracturé et du gradient hydraulique. Cette propagation des eaux « jeunes » sur la longueur complète de l'aquifère semble ainsi correspondre à l'établissement de la morphologie d'écoulement discutée précédemment, et donc potentiellement à un « Breakthrough ». Par la suite (à 7000 et 8500 ans) les eaux jeunes pénètrent de manière marquée dans l'aquifère. A proximité de la limite d'infiltration, les cheminements très élargis concentrent les écoulements et apparaissent ainsi très clairement sur les représentations. Plus profondément dans l'aquifère, l'élargissement n'est pas aussi intense, et le gradient hydraulique accru entraine la diffusion d'eau plus jeune au sein de la matrice adjacente : la représentation apparaît ainsi plus floue. Cet état de fait est dû au choix d'une condition de recharge à potentiel imposé, ne limitant donc pas le flux au sein de l'aquifère (notion discutée en sous-section 3.2.4).

Les morphologies de réseau de drainage apparaissant sur ces Figures 3.18 et 3.19 peuvent rappeler par certains aspects les morphologies de type « network » par la surimposition partielle au réseau de fractures, mais aussi « ramiforme » par le choix naturel des cheminements les plus conectés et les plus conformes au gradient hydraulique.

3.2.1.4 Résultats : évolution temporelle de la moyenne des ouvertures des fractures et des débits

Les évolutions temporelles de la moyenne des ouvertures des fractures (a) ainsi que des débits (b) sont présentées conjointement par la Figure 3.20. Ce qui semblait apparaître sur les résultats précédents se confirme ici : les évolutions des deux réseaux différents sont particulièrement proches, que ce soit en terme d'ouverture moyenne des fractures, qu'en débit. Comme cela a été noté, le réseau le moins densément fracturé évolue légèrement plus rapidement en terme de débit (Figure 3.20 b).

La figure d'évolution des débits fait également apparaître la limite $Q = Q_{t=0} * 10^3$ qui est utile pour évaluer l'apparition d'un « Breakthrough » (voir section 2.4). On observe que cette limite est franchie approximativement entre 5000 et 6000 ans, ce qui correspond bien à la pénétration des eaux « jeunes » jusqu'à la limite d'exfiltration (Figures 3.18 et 3.19).

Il apparaît donc que les évolutions sont relativement proches l'une de l'autre en termes d'évolution de l'ouverture moyenne et du débit, à la différence des géométries du réseau de drainage obtenu.

3.2.2 Simulation d'une strate unique : influence de la conductivité hydraulique de la matrice carbonatée

Les simulations précédentes visaient à évaluer le rôle d'une densité de fracturation différente sur l'évolution d'un aquifère karstique modélisé par un réseau de fractures orthogonales incorporé dans une strate carbonatée. Ce nouveau panel de simulations est entrepris afin de s'intéresser à l'effet de différentes conductivités hydrauliques matricielles sur l'évolution. Les résultats précédents ayant montré qu'il

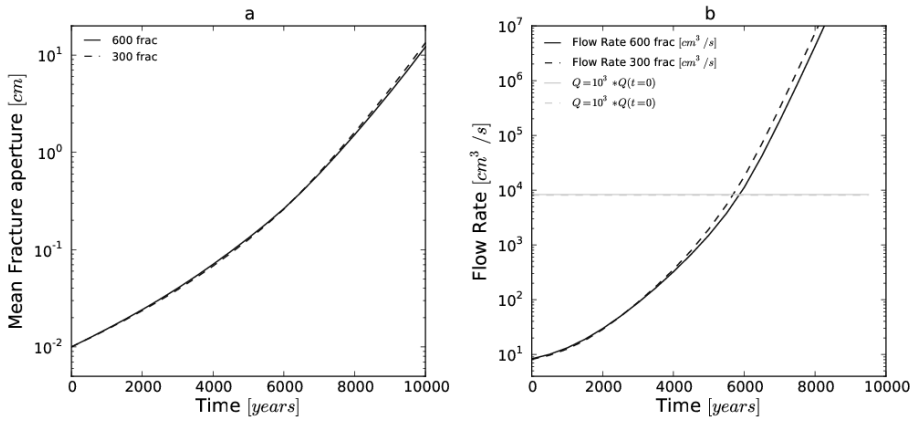

FIGURE 3.20: Evolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour chacune des simulations caractérisées par des réseaux fracturés de densité différente.

n'y avait finalement que peu de différences de comportement d'un réseau à l'autre, le maillage constitué par le réseau le moins densément fracturé (300 fractures) est sélectionné.

3.2.2.1 Initialisation des paramètres

Les paramètres des simulations sont établis de manière analogue à ceux présentés dans le tableau 3.3. A l'exception de la conductivité hydraulique matricielle :

- une conductivité « intermédiaire » : $K_m = 10^{-5}$ m/s,
- une conductivité « élevée » : $K_m = 10^{-4}$ m/s.

Les simulations sont exécutées successivement, et leurs résultats présentés ci-après, en termes d'évolution temporelle de :

- distribution des charges hydrauliques,
- distribution de l'âge de l'eau souterraine,
- ouverture moyenne de la fracture,
- débit total.

3.2.2.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique

L'évolution temporelle de la distribution des charges hydrauliques pour chacune des deux simulations est représentée au moyen de six vues prises à 1000 ans, 2500 ans, 4000 ans, 5500 ans, 7000 ans, et 8500 ans. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.21 pour la configuration présentant la conductivité hydraulique matricielle intermédiaire ($K_m = 10^{-5}$ m/s), et par la Figure 3.22 pour celle élevée ($K_m = 10^{-4}$

m/s). Ces résultats sont également comparés avec ceux présentés par la Figure 3.17 qui prennent en compte une conductivité hydraulique matricielle plus faible ($K_m = 10^{-6}$ m/s).

On observe qu'en termes de distribution des charges hydrauliques, les morphologies obtenues sont les mêmes, avec toutefois un décalage temporel. A 1000 ans, le gradient hydraulique est parfaitement uniforme dans le cas de la perméabilité matricielle la plus forte (Figure 3.22), et à un degré moindre pour celui présentant une perméabilité matricielle intermédiaire (Figure 3.22). A 2500 ans, pour une conductivité matricielle faible (Figure 3.22) les champs de pression étaient déjà perturbés par l'évolution des fractures. Ce n'est plus le cas si on considère une matrice plus perméable, avec une apparition nette des perturbations retardée à 4000 ans (Figures 3.21 et Figure 3.22). La matrice carbonatée plus perméable contrôle l'écoulement pendant plus longtemps, les fractures devant atteindre une ouverture plus importante pour jouer un rôle significatif. La morphologie d'écoulement discutée précédemment ne s'installe ainsi qu'à partir de 7000 ans pour la configuration prenant en compte la perméabilité matricielle la plus élevée (Figure 3.22).

3.2.2.3 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine

L'évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour chacune des deux simulations est représentée au moyen de six vues prises aux mêmes temps que précédemment, séparés de 1500 ans en commençant à 1000 ans. L'échelle d'âge va de 0 à 0.005 an pour la simulation caractérisée par une perméabilité intermédiaire (Figure 3.23) et de 0 à 0.01 an pour celle caractérisée par une perméabilité élevée (Figure 3.24) : ces échelles sont plus fines, les âges étant plus bas en raison de la conductivité hydraulique globale plus élevée dés le début des simulations. Des échelles différentes ne sont pas idéales dans l'optique d'une comparaison, mais nécessaires afin de pouvoir visualiser des structures de karstification distinctes.

Si l'évolution de la répartition des conductivités hydrauliques apparaissait décalée dans le temps par la prise en compte d'une matrice plus perméable, la pénétration des eaux « jeunes » au sein de l'aquifère se fait plus rapidement. En effet, la perméabilité élevée de la matrice permet à l'eau de se propager rapidement, sans avoir à attendre un élargissement suffisant des fractures au voisinage de la limite d'infiltration. Les échelles utilisées (avec des âges moins importants que précédemment) permettent tout de même de distinguer une évolution progressivement influencée par les fractures (Figures 3.23 et 3.24). Pour le cas présentant la matrice la plus perméable, des eaux très récentes se propagent dans l'ensemble de l'aquifère à partir de 7000 ans, dans une moindre mesure pour l'autre cas. Ainsi, il semble que les « eaux jeunes » atteignent la limite plus rapidement, en raison d'un contrôle à la fois par les réseaux karstiques et la matrice.

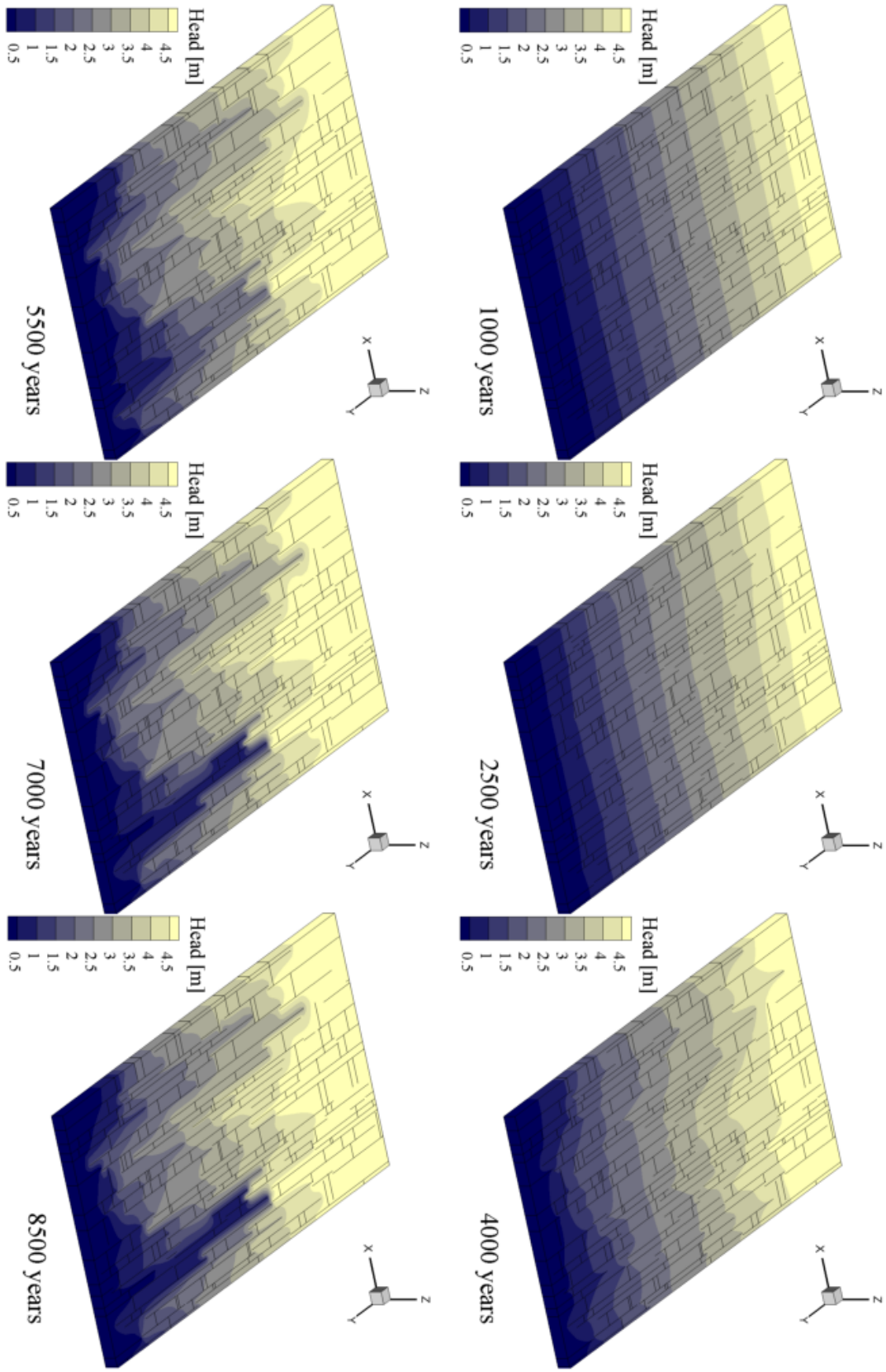

FIGURE 3.21: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-5}$ m/s.

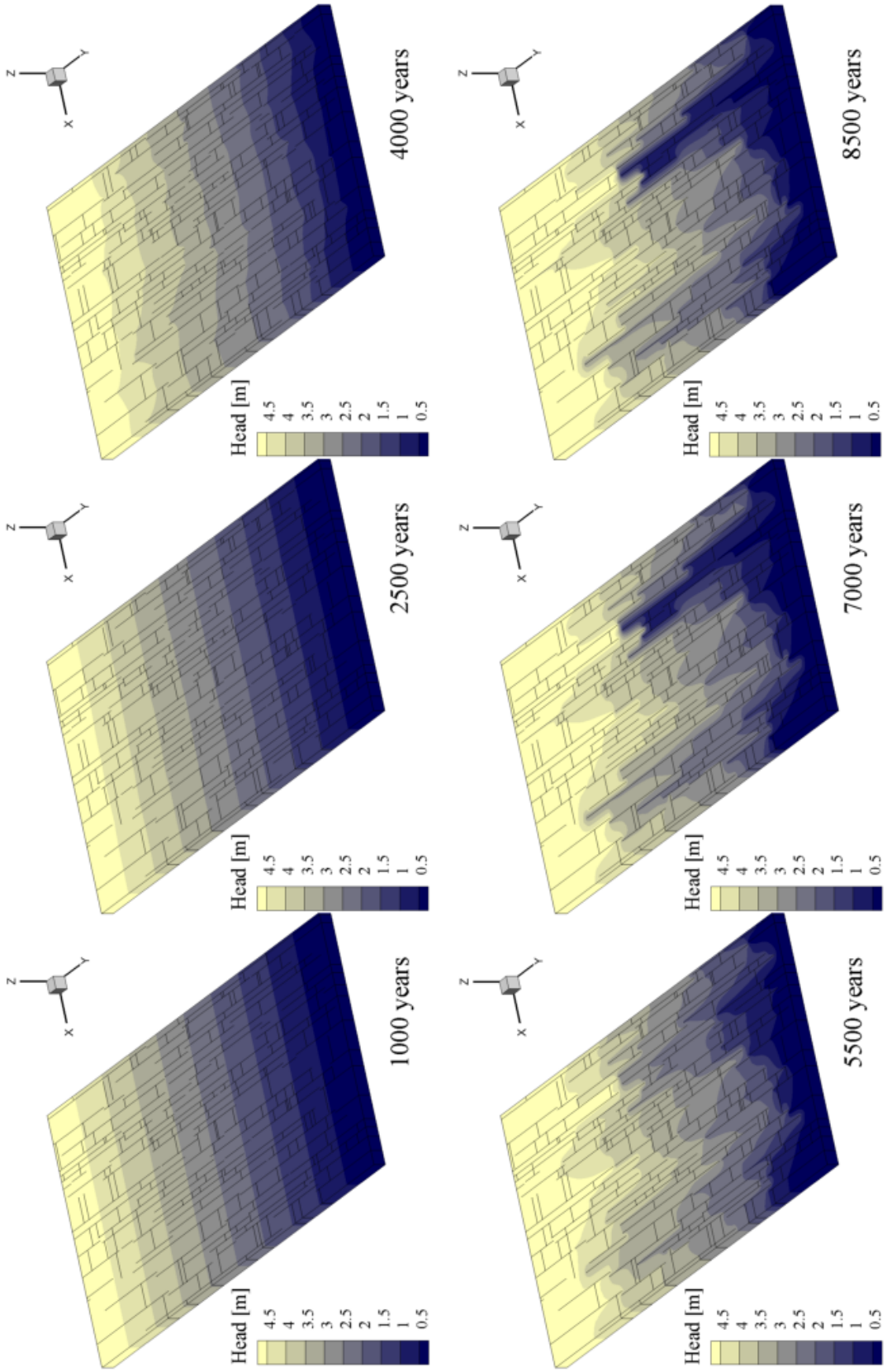

FIGURE 3.22: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-4}$ m/s.

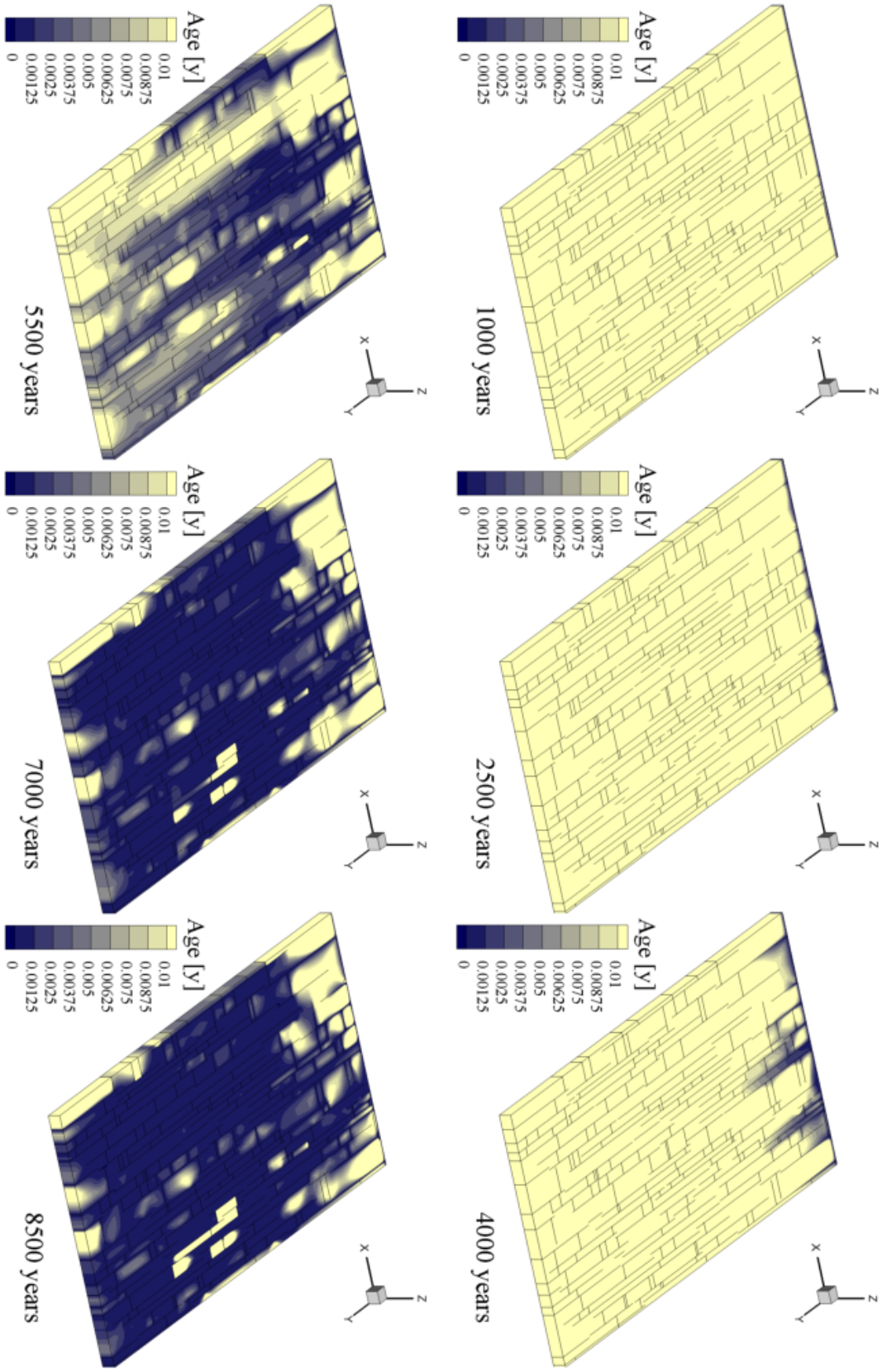

FIGURE 3.23: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-5}$ m/s.

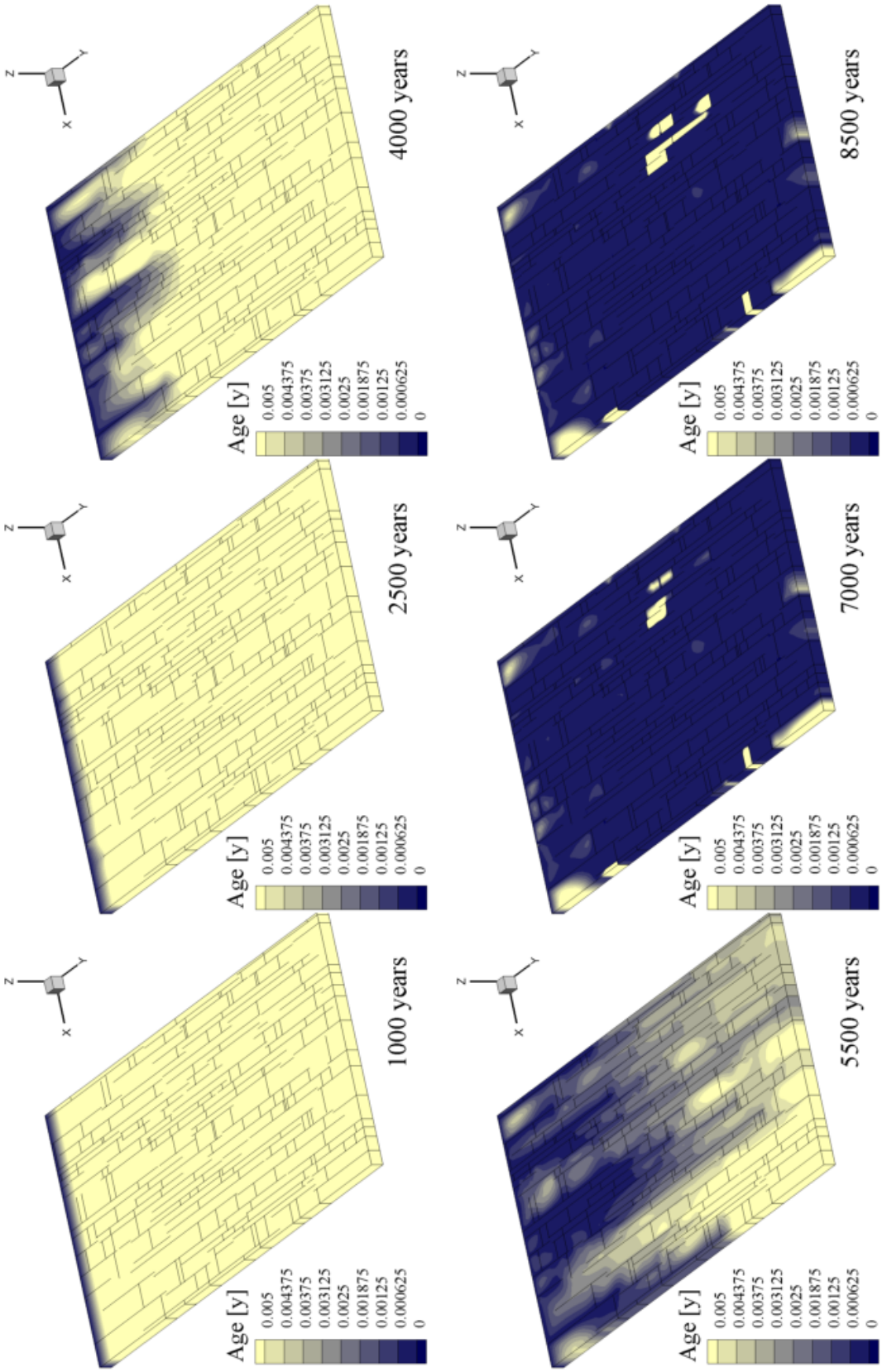

FIGURE 3.24: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-4}$ m/s.

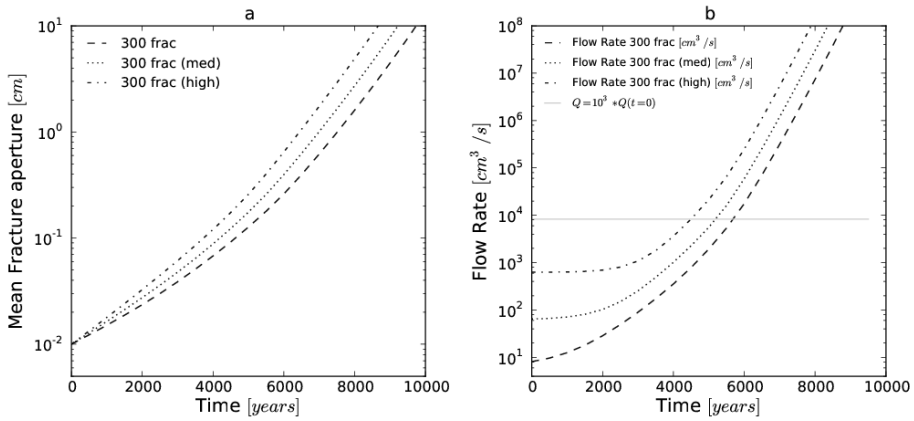

FIGURE 3.25: Evolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour chacune des simulations caractérisées par des conductivités hydrauliques matricielles croissantes : 10^{-6} m/s, 10^{-5} m/s (med), 10^{-4} m/s (high).

3.2.2.4 Résultats : évolution temporelle de la moyenne des ouvertures des fractures et des débits

Les évolutions temporelles de la moyenne des ouvertures des fractures (a) ainsi que des débits (b) sont présentées conjointement par la Figure 3.25. A la différence des résultats présentés pour deux réseaux de densité de fracturation différentes, les évolutions sont cette fois distinctes, autant en terme d'ouverture moyenne des fractures, qu'en débit.

Ainsi, on remarque que l'évolution est dans chaque cas comparable (la forme des courbes est équivalente) mais décallée dans le temps par le rôle accru joué par la matrice. En ce qui concerne l'évolution de l'ouverture moyenne, l'augmentation de la perméabilité matricielle entraine une accélération de l'élargissement. En effet, la matrice plus perméable permet un apport plus important d'eau potentiellement agressive, mais aussi un écoulement plus important (ceci est cohérent avec les résultats présentés pour une fracture unique en section 3.1). Les débits sont au tout début de l'évolution différents : la condition de recharge imposée permet l'établissement d'un débit augmentant avec la perméabilité globale du milieu. Ainsi une matrice plus perméable entraine un débit initial plus élevé. Le débit n'évolue d'abord que peu, jusqu'à ce que les fractures atteignent une ouverture suffisante permettant de concentrer une partie des écoulements. L'évolution se fait ensuite de manière analogue d'une simulation à l'autre, le réseau fracturé de caractéristiques identiques prenant progressivement le contrôle. On remarque également que le changement de régime apparaît de plus en plus tardivement lorsque la conductivité hydraulique matricielle augmente (1500 ans, puis 2000 ans, puis 2500 ans).

Ces résultats apparaissent une fois de plus cohérents avec ceux précédemment obtenus dans le cadre de l'étude de l'évolution d'une fracture unique (section 3.1).

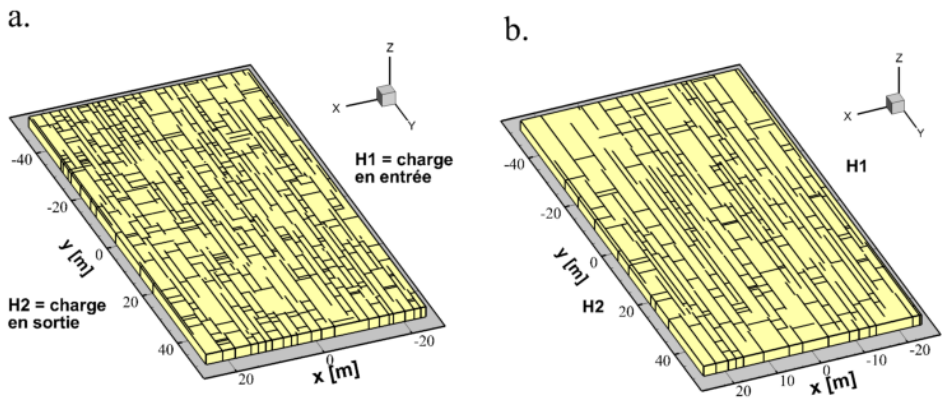

FIGURE 3.26: Configuration des simulations sur une strate traversée par des réseaux de fracture de densité variable : 600 fractures (a), et 300 fractures (b), avec des conditions aux limites affectées selon x.

3.2.3 Simulation d'une strate unique : influence d'un gradient hydraulique perpendiculaire à la principale famille de fracture

Nous nous sommes jusqu'à présent concentré sur l'évaluation de l'influence de facteurs internes (fracturation, caractéristiques hydrodynamiques de la matrice) sur les processus de spéléogenèse au sein d'un aquifère karstique composé d'une strate parcourue d'un réseau de fractures. A présent, nous proposons de nous intéresser aux facteurs externes que sont les conditions aux limites hydrogéologiques, et qui jouent un rôle primordial dans l'établissement des morphologies spéléogénétiques (voir section 1.1.3).

Le panel de simulation présenté ici est effectué pour les mêmes réseaux denses et moins denses, mais en prenant en compte un gradient hydraulique perpendiculaire à celui préalablement utilisé (Figure 3.26). Le gradient se trouve ainsi perpendiculaire à la direction de la famille de fracture I, celle formée chronologiquement le plus tôt, et la plus développée en longueur. En théorie, les cheminements de la limite d'infiltration vers la limite d'exfiltration devraient donc être moins « directs ».

3.2.3.1 Initialisation des paramètres

Les paramètres des simulations sont établis de manière analogue à ceux présentés dans le tableau 3.3. A l'exception des conditions aux limites de potentiel imposé, appliquées au niveau des limites caractérisées par des plans selon la direction x (Figure 3.26). Les simulations sont exécutées successivement, et leurs résultats présentés ci-après, en termes d'évolution temporelle de :

- distribution des charges hydrauliques,

- distribution de l'âge de l'eau souterraine,
- ouverture moyenne de la fracture,
- débit total.

3.2.3.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique

L'évolution temporelle de la distribution des charges hydrauliques pour chacune des deux simulations est représentée au moyen de six vues prises à 1000 ans, 2500 ans, 4000 ans, 5500 ans, 7000 ans, et 8500 ans. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.27 pour le réseau fracturé le plus dense, et par la Figure 3.28 pour le moins dense. On peut comparer ces résultats à ceux obtenus en appliquant des conditions aux limites de potentiel imposé selon des plans de direction y (Figures 3.16 et 3.17).

De manière analogue à ce qui a été vu précédemment (Figures 3.16 et 3.17), à 1000 ans, le gradient hydraulique est régulier et distribué de manière uniforme sur l'ensemble du domaine (même s'il est logiquement d'une direction selon x cette fois). A 2500 ans, le champ est perturbé par l'évolution progressive des fractures notamment au voisinage de la limite d'infiltration, et les plus forts potentiels se propagent en direction de l'aval (Figure 3.27 et 3.28). De la même manière, une morphologie se met en place entre 4000 et 5500 ans, puis perdure le temps restant de la simulation. La comparaison des résultats obtenus pour les deux réseaux de fracture différents semble montrer que cette fois-ci, l'écoulement se fait plus facilement au sein du réseau le plus densément fracturé. Le nombre accru de fractures contenu au sein du réseau dense semble favoriser une meilleure connectivité selon x, et donc un écoulement plus régulier (Figure 3.28). Dans le cas du réseau moins densément fracturé, un changement abrupt de potentiel est visible notamment dans la portion $y > 50m$. Ce gradient plus fort dans la partie médiane de la strate pour le réseau moins dense est dû au fait que les effets locaux liés à la connectivité du réseau apparaissent de façon plus déterminante que dans le cas de conditions aux limites orientées selon y.

3.2.3.3 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine

L'évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour chacune des deux simulations est représentée au moyen de six vues prises aux mêmes temps que précédemment, séparés de 1500 ans en commençant à 1000 ans. L'échelle d'âge choisie va de 0 à 0.05 ans. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.29 pour le réseau fracturé le moins dense, et par la Figure 3.30 pour le plus dense. Ces résultats peuvent être comparés à ceux obtenus en prenant en compte des conditions aux limites selon y, et présentés précédemment (Figure 3.18 et 3.19).

Il est à noter que le domaine choisi n'étant pas symétrique (50 m de large et 100 m de long), les même valeurs de conditions aux limites impliquent un gradient hy-

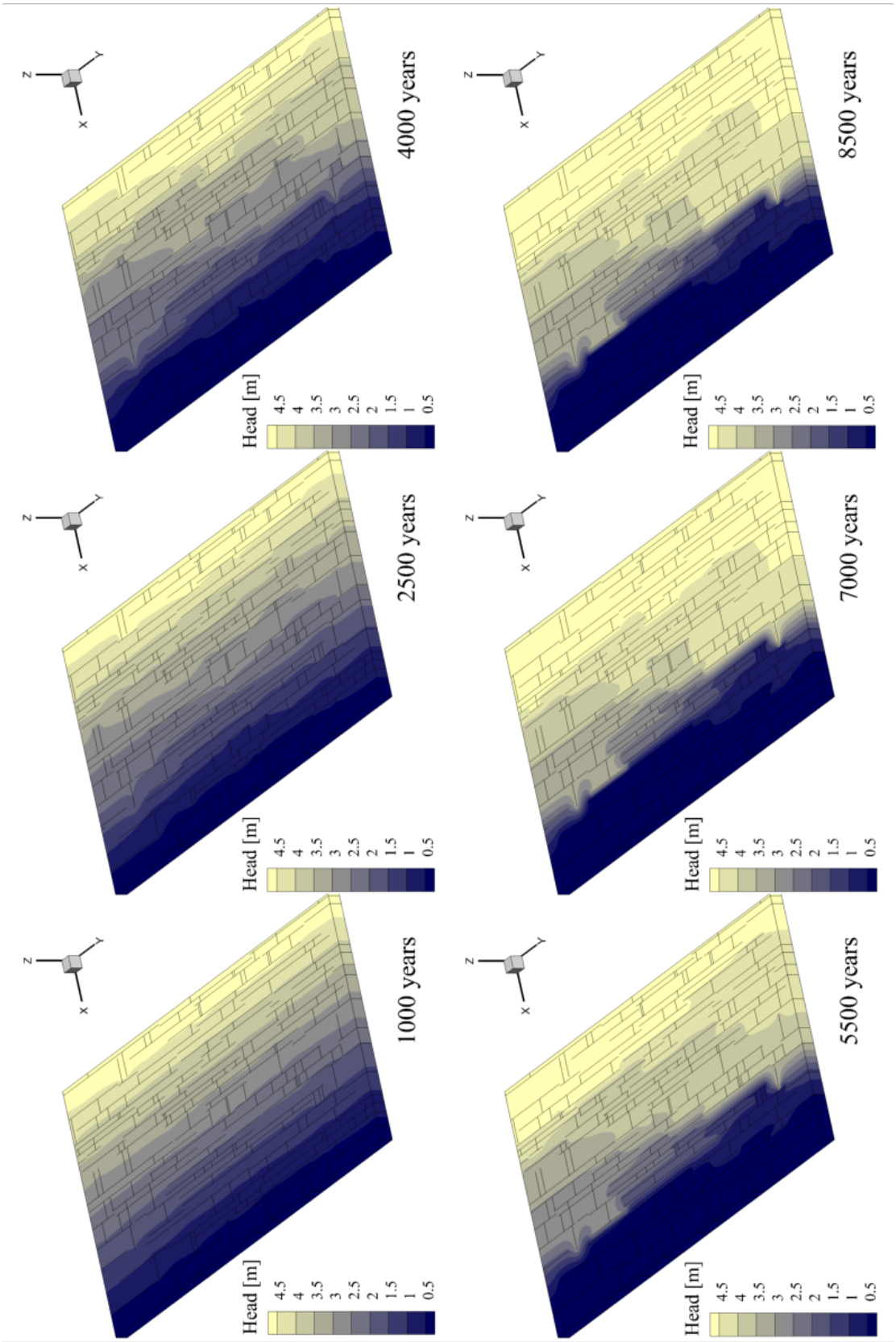

FIGURE 3.27: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions aux limites selon x.

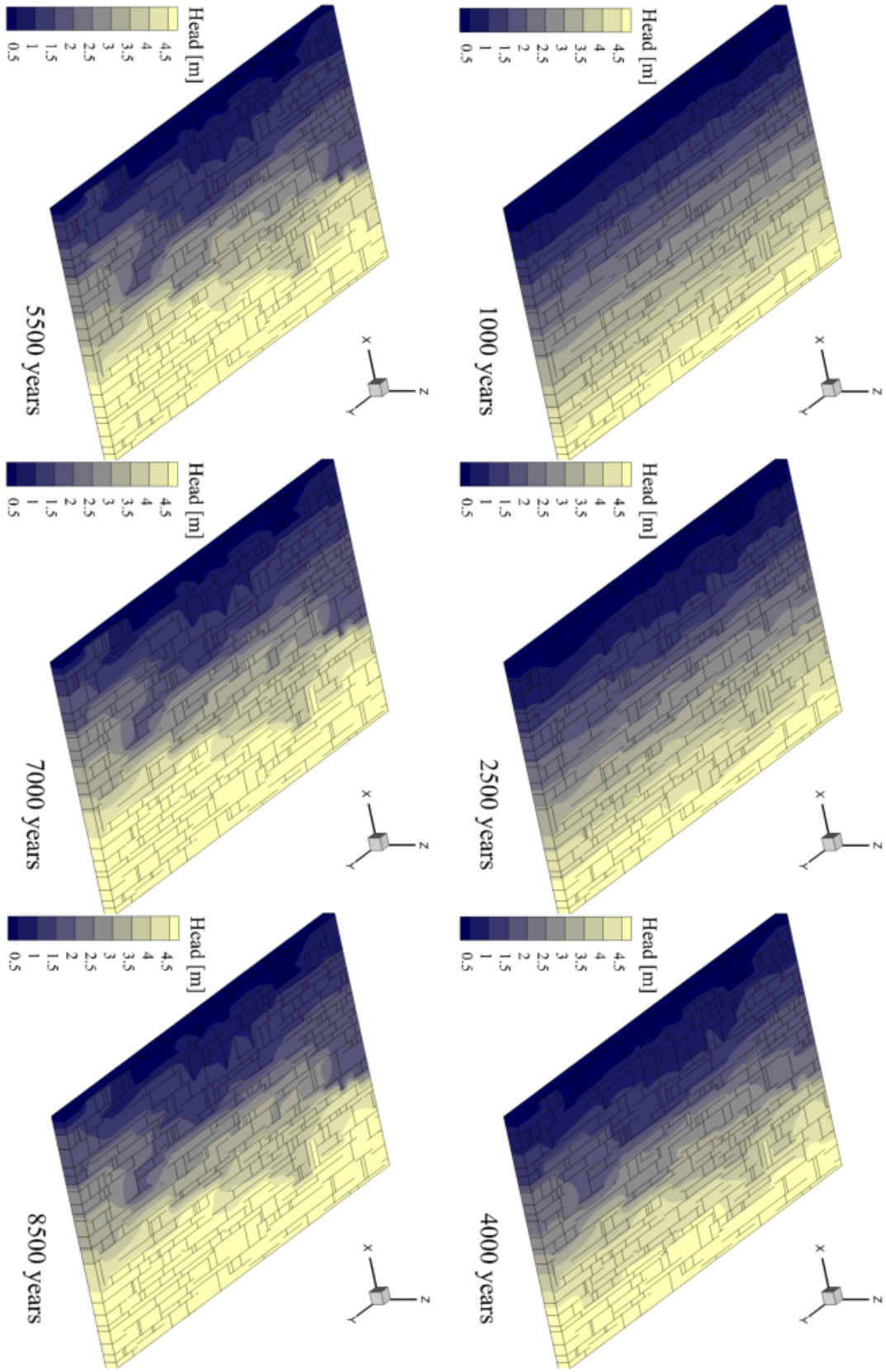

FIGURE 3.28: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions aux limites selon x.

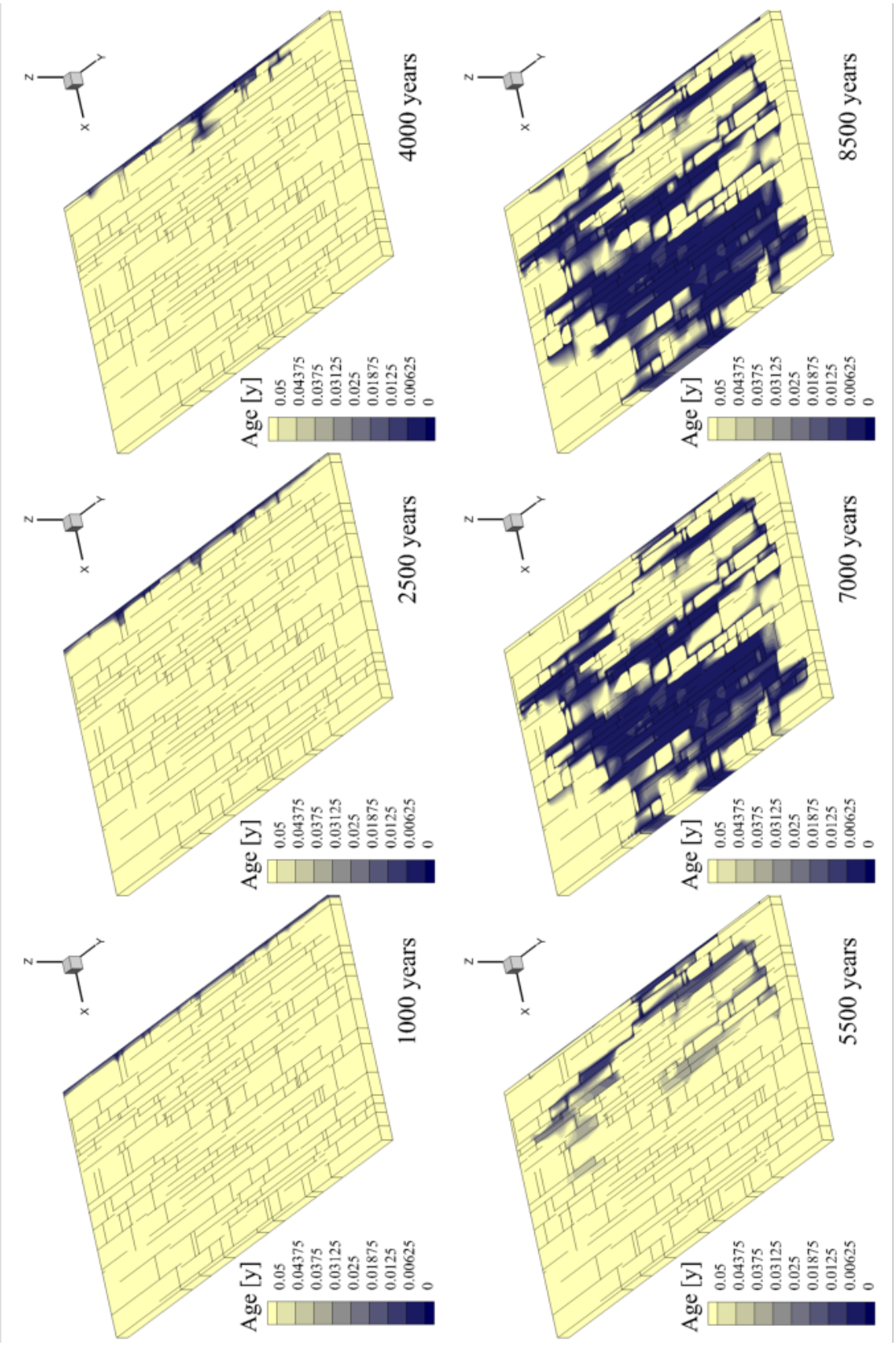

FIGURE 3.29: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions aux limites selon x.

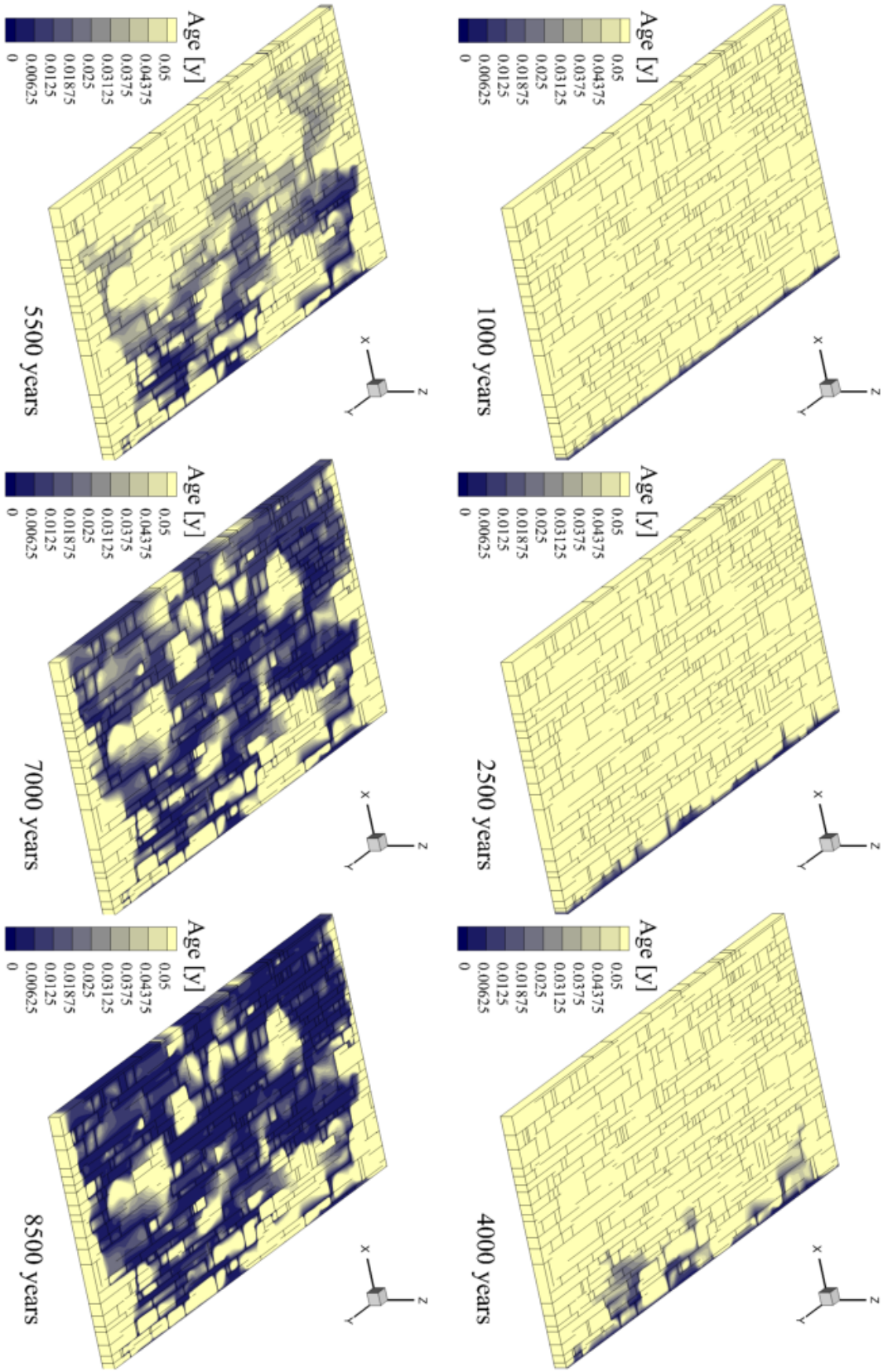

FIGURE 3.30: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions aux limites selon x.

draulique plus élevé dans ce cas de figure : 5/50 au lieu de 5/100. C'est la raison pour laquelle les eaux « jeunes » pénètrent les fractures directement connectées à la limite d'infiltration dès 1000 ans (Figure 3.27 et 3.30). Cette progression se poursuit à 2500 et 4000 ans, avec l'apparition de cheminements plus nombreux dans le cas du réseau dense. A 5500 ans, pour une condition de potentiel imposée selon y (Figure 3.19) les eaux jeunes étaient déjà parvenues à la limite d'exfiltration distante de 100 m de la limite d'infiltration. Ce n'est plus le cas ici, particulièrement pour le réseau le moins dense (Figure 3.27) où les eaux récentes ne dépassent pas $x = 25$ m à 5500 ans. Au contraire, le cheminement s'étale quasiment sur toute la largeur disponible, avec une progression visiblement difficile. Par contre, la densité de fracturation plus forte de l'autre réseau permet aux eaux « jeunes » d'atteindre quasiment la limite d'exfiltration à 5500 ans via trois cheminements concurrents (Figure 3.30).

Il apparait ainsi que l'établissement d'un gradient hydraulique perpendiculaire aux structures de perméabilité majeures (les fractures de la première famille sont les plus longues et conditionnent le développement de celles de la seconde, voir section 2.2.1) a tendance à ralentir, et même à compliquer l'évolution d'un aquifère kartstique synthétique. Ceci est cohérent avec le fait que la relation géométrique entre la direction du gradient hydraulique et celle des principaux plans de drainage entraine le développement de morphologies différentes. Si au contraire le gradient hydraulique est parallèle à la direction de fracturation principale, un système karstique relativement linéaire a tendance à se former, alors que dans le cas contraire des structures plus étalées et complexes ont tendance à apparaître [Bakalowicz 2006].

3.2.3.4 Résultats : évolution temporelle de la moyenne des ouvertures des fractures et des débits

Les évolutions temporelles de la moyenne des ouvertures des fractures (a) ainsi que des débits (b) sont présentées conjointement par la Figure 3.31. Ces résultats se limitent aux simulations effectuées à partir du réseau fracturé le moins dense (300 fractures), et également pour une conductivité hydraulique plus faible (10^{-7} m/s, résultats en termes de charge hydraulique et d'âge non montrés dans ce manuscrit) à titre de comparaison.

On peut observer que l'évolution de l'ouverture moyenne est ralentie dans le cas d'un gradient hydraulique de direction perpendiculaire à celle de la première famille de fracture. De la même façon, l'évolution du débit est plus lente, conformément aux observations précédentes : l'écoulement se fait moins facilement, ce qui empêche les ouvertures des fractures et le débit d'augmenter rapidement.

3.2.4 Simulation d'une strate unique : influence de différentes conditions de recharge

La sous-section précédente se focalisait sur l'orientation du gradient hydraulique produit par l'établissement de conditions aux limites de type Dirichlet (flux imposé) entre deux bords opposés du domaine. Il est également possible de faire varier le

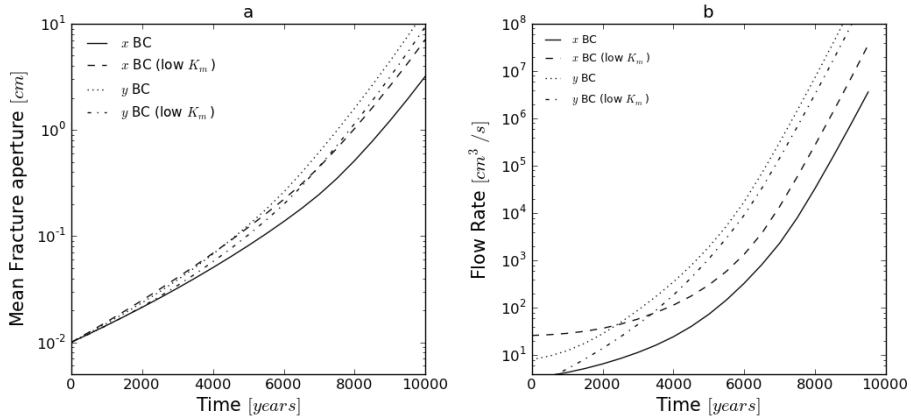

FIGURE 3.31: Evolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour chacune des simulations caractérisées par des conductivités hydrauliques différentes : 10^{-6} m/s, 10^{-7} m/s (low) ainsi que des conditions aux limites appliquées selon x ou y.

type de condition aux limites : des conditions de Neumann (flux imposé) peuvent ainsi être envisagées. La Figure 3.32 résume les différents types de configuration qui seront testées dans le cadre de cette sous-section.

Nous pouvons traiter distinctement les conditions de recharge, et celle de décharge :

- Recharge : une condition de flux imposé (recharge diffuse) peut être imposée à l'ensemble de la limite supérieure du massif, simulant ainsi une recharge diffuse via une strate supérieure perméable mais non soluble, ou une infiltration directe. Une condition de potentiel imposé (H_1) peut également être appliquée ponctuellement (recharge concentrée), simulant la présence de pertes.
- Décharge : une condition de potentiel imposé (H_2) en sortie, simulant le niveau de base de l'aquifère. Cette condition peut être modulée (sur l'ensemble de la limite, ou ponctuellement) (Figure 3.32).

3.2.4.1 Initialisation des paramètres

Les paramètres des simulations sont établis de manière analogue à ceux présentés dans le tableau 3.3. A l'exception des conditions aux limites variables selon les simulations entreprises (Figure 3.32).

- Un premier panel de simulations prend en compte des conditions de recharge variées sur un maillage issu du réseau fracturé le moins dense (300 fractures).
- Le second panel prend en compte des conditions concentrées caractérisées pour la première simulation par une condition de type Dirichlet (potentiel imposé $H_1 = 5$ m) et pour la seconde par une condition de type Neumann (flux imposé $= 1.10^{-5}$ m/s).

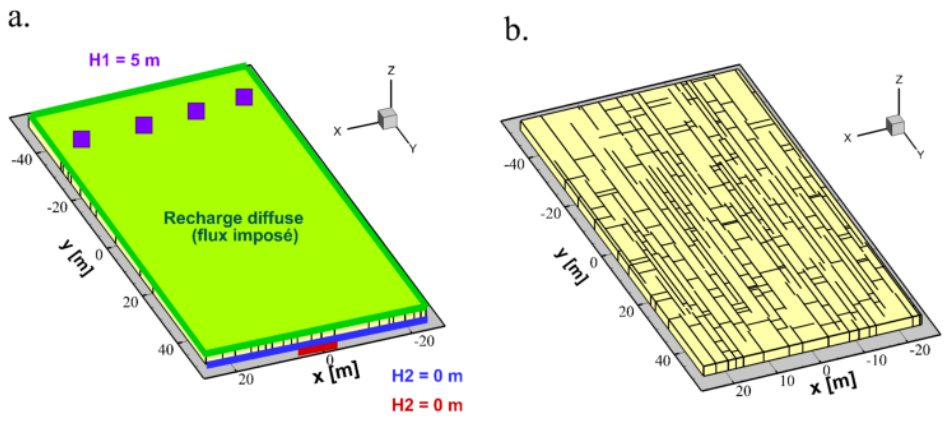

FIGURE 3.32: Illustration des différentes conditions aux limites (recharge et décharge) testées dans le cadre de ces simulations : H_1 représente une condition de recharge ponctuelle de type potentiel imposé, H_2 représente le niveau de base, pouvant être plus ou moins ponctuel.

Les simulations sont exécutées successivement, et leurs résultats présentés ci-après, en termes d'évolution temporelle de :

- distribution des charges hydrauliques,
- distribution de l'âge de l'eau souterraine,
- l'ouverture moyenne de la fracture,
- le débit total.

3.2.4.2 Recharge diffuse et concentrée

La configuration de base est constituée par la strate possédant le réseau fracturé le moins dense, et plusieurs conditions de recharge sont prises en compte. Trois configurations sont prises en compte :

- SimBC 1 : Une recharge diffuse répartie sur la totalité de la partie supérieure du domaine définie par le plan $z = 2.5$m (condition de Neumann, flux imposé à 10^{-6} m/s) et un niveau de base appliqué sur une ligne définie par l'intersection des plans $y = 100$m et $z = 0$m avec un potentiel imposé $H_2 = 0$m.
- SimBC 2 : Une recharge mixte : diffuse répartie sur la totalité de la partie supérieure du domaine définie par le plan $z = 2.5$m (condition de Neumann, flux imposé à 10^{-6} m/s) et concentrée en quatre zones connectées au réseau de fracture (potentiel imposé H_1 =5m), ainsi qu'un niveau de base « ponctuel » appliqué sur un segment de droite défini par l'intersection des plans $y = +50$m et $z = 0$m entre $x = -5m$ et $x = +5m$ avec un potentiel imposé $H_2 = 0$m.

- SimBC 3 : Recharge concentrée en quatre zones non connectées (potentiel imposé H_1 =5m) au réseau de fracture, ainsi qu'un niveau de base « ponctuel » appliqué sur un segment de droite défini par l'intersection des plans $y = +50$m et $z = 0$m entre $x = -5m$ et $x = +5m$ avec un potentiel imposé $H_2 = 0$m

3.2.4.2.1 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique L'évolution temporelle de la distribution des charges hydrauliques pour chacune des trois simulations est représentée au moyen de six vues prises à 1000 ans, 2500 ans, 4000 ans, 5500 ans, 7000 ans, et 8500 ans. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.33 pour la simulation SimBC 1 (recharge diffuse), par la Figure 3.34 pour la simulation SimBC 2 (recharge mixte), et par la Figure 3.35 pour la simulation SimBC 3 (recharge concentrée non connectée aux fractures).

En ce qui concerne la simulation caractérisée par une recharge diffuse (SimBC 1), à 1000 ans, la charge hydraulique est faible (ceci est dû à la valeur choisie pour la recharge) mais constante sur la quasi totalité du domaine hormis à proximité immédiate de la limite d'exfiltration où elle approche zéro (Figure 3.33). Progressivement, les valeurs faibles de potentiel se propagent en direction de l'amont : le gradient hydraulique fort au voisinage de la limite d'exfiltration s'adoucit progressivement avec l'élargissement des fractures de l'aval vers l'amont. A 4000 ans, on remarque l'influence des fractures sur l'écoulement avec un gradient hydraulique perturbé. A partir de 5500 ans, le potentiel devient faible sur l'ensemble de l'aquifère : le flux limité ne permet pas de conserver un gradient hydraulique significatif alors que les fractures s'élargissent.

En ce qui concerne la simulation caractérisée par une recharge mixte (SimBC 2), à 1000 ans, la gradient hydraulique est relativement bien distribué sur la quasi totalité du domaine avec l'influence bien visible de la condition de décharge « ponctuelle » (Figure 3.34). A 2500 ans, le gradient est déjà perturbé. Par la suite, les fractures progressivement élargies exercent une influence croissante sur le champ de pression, avec une morphologie bien établie dés 5500 ans. A la différence de la situation précédente, le gradient hydraulique se maintient grâce aux points de recharge de type potentiel imposé qui permettent un accroissement de l'écoulement au fur et à mesure de l'évolution des fractures. Ce type de recharge prend le pas sur la recharge diffuse.

Enfin, la simulation SimBC 3 caractérisée par une recharge ponctuelle de type potentiel imposé mais non connectée au réseau de fracture présente des résultats particuliers. A 1000 ans, la distribution (Figure 3.35) est sensiblement analogue à celle obtenue pour une recharge mixte (Figure 3.34). Ensuite, l'évolution est différente : les plus forts potentiels restent confinés au voisinage des recharges ponctuelles, ne pouvant se propager dans le reste de l'aquifère faute d'être connectés au réseau de fractures. L'élargissement des fractures se poursuit, permettant aux potentiels faibles de se propager à l'ensemble de l'aquifère, à l'exception des zones de recharge ponctuelle. Il faut préciser qu'une telle situation est peu réaliste en raison de la non prise en compte de la dissolution au sein de la matrice carbonatée. De plus,

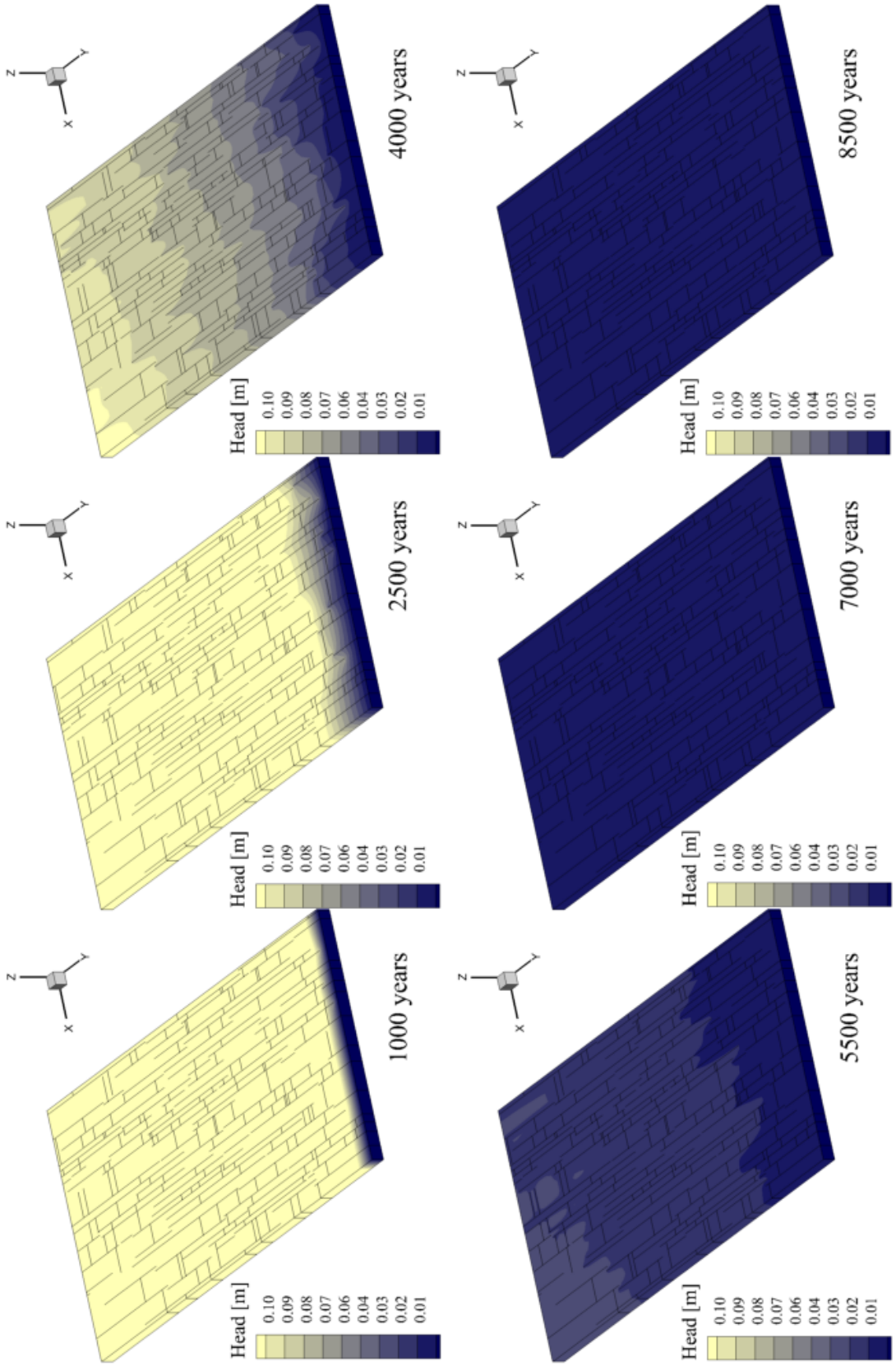

FIGURE 3.33: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge de type flux imposé sur la partie supérieure du système ($z = 2,5m$) : SimBC 1.

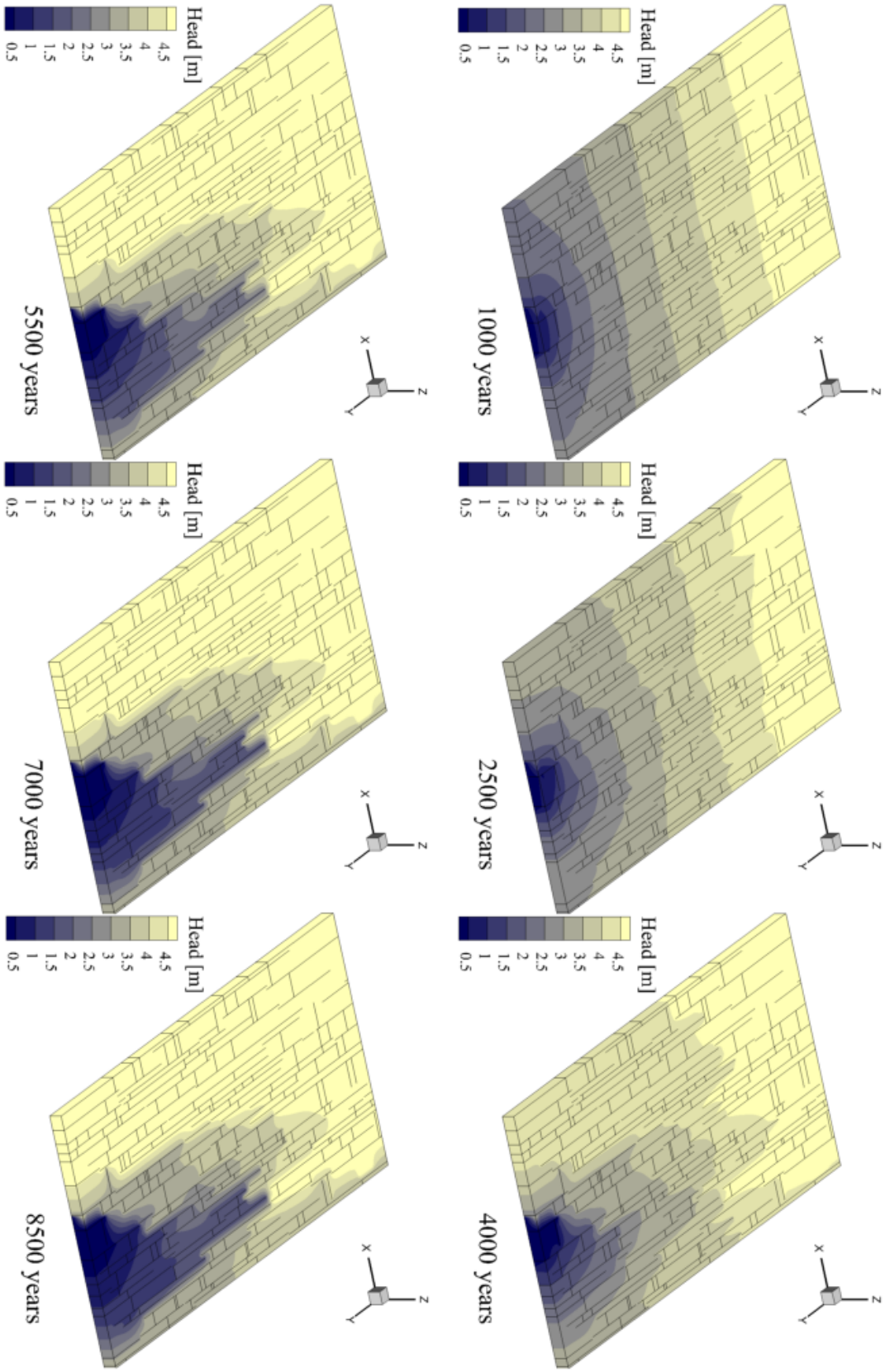

FIGURE 3.34: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge mixtes : SimBC 2.

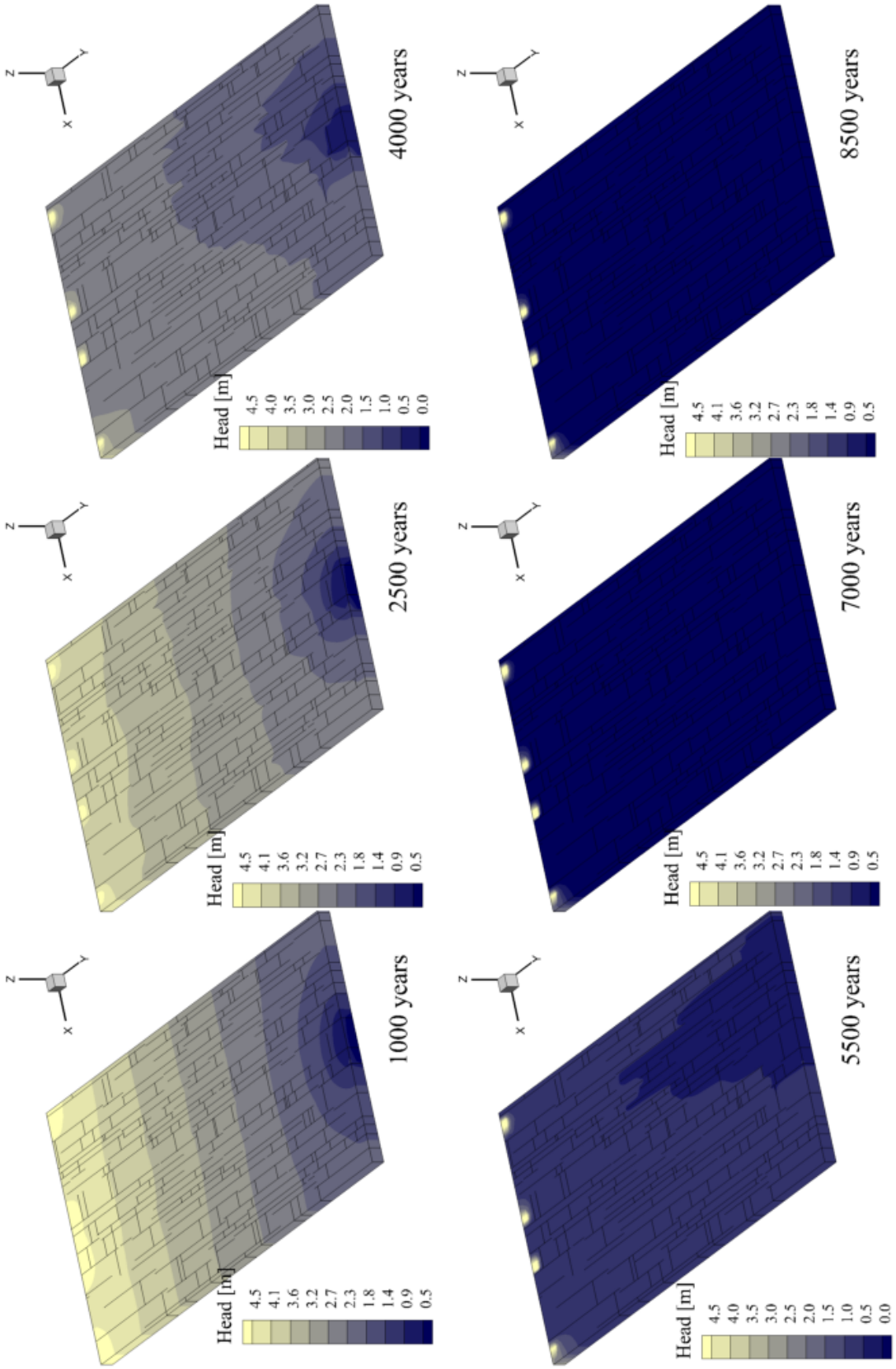

FIGURE 3.35: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée en des points non connectés au réseau fracturé : SimBC 3.

les recharges concentrées (pertes) en milieu karstique sont toujours connectées à des fissures.

3.2.4.2.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine L'évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour les deux simulations SimBC 2 et SimBC 3 est représentée au moyen de six vues prises aux mêmes temps que pour les charges hydrauliques. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.36 pour la simulation SimBC 2 (recharge mixte), et par la Figure 3.37 pour la simulation SimBC 3 (recharge concentrée non connectée aux fractures). La représentation de l'âge de l'eau pour la simulation SimBC 1 (recharge diffuse) n'est pas fournie, étant peu exploitable. La Figure 3.36 est orientée de manière inversée selon z (« vue de dessous ») afin d'observer l'évolution à la base du domaine.

En ce qui concerne la distribution de l'âge de l'eau dans le cas de la recharge mixte (SimBC 2), la partie supérieure du système présente une eau d'âge zéro (conformément à la condition de recharge appliquée). Au fur et à mesure de l'évolution, on distingue l'arrivée d'eaux « récentes » à la base de l'aquifère au niveau des recharges ponctuelles (à 2500 ans) puis au niveau de la limite d'exfiltration (à 4000 ans) (Figure 3.36). A 5500 ans, ces eaux se propagent entre les limites d'infiltration connectées et la limite d'exfiltration, en diffusant dans la matrice adjacente (l'écoulement ne cesse de se renforcer au fur et à mesure de l'élargissement des fractures, conformément aux recharges concentrées à potentiel imposé).

Pour la recharge concentrée non connectée au réseau de fracture (SimBC 3), l'échelle des âges va de 0 à 2 ans. Les eaux récentes sont tout d'abord confinées au voisinage des zones ponctuelles de recharge, au sein de la matrice carbonatée (Figure 3.36. Ces écoulements sont ensuite progressivement dirigés vers la limite d'exfiltration, influencés de manière croissante par les fractures s'élargissant. Au bout de 6000 à 7000 ans d'évolution, le flux véhiculé par la matrice au voisinage des zones de recharge se concentre au sein du réseau de fractures élargies : les structures de drainage apparaissent alors clairement. La morphologie du réseau rappelle la forme « dendritique » (voir section 1.1.3).

3.2.4.2.3 Résultats : évolution temporelle de la moyenne des ouvertures des fractures et des débits Les évolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour chacune des trois simulations discutées ici sont présentées par la Figure 3.38. La courbe de débit n'apparaît pas pour la simulation SimBC 1 caractérisée par une recharge diffuse, de par son caractère de flux imposé.

L'évolution de l'ouverture moyenne est plus faible et régulière pour la situation prenant en compte une recharge seulement diffuse. La recharge mixte, comportant des recharges ponctuelles à potentiel imposé connectées au réseau fracturé, donne lieu à une évolution plus rapide, et s'accélérant avec le temps. L'accroissement des ouvertures est par contre plus limitée dans le cas de la recharge ponctuelle non

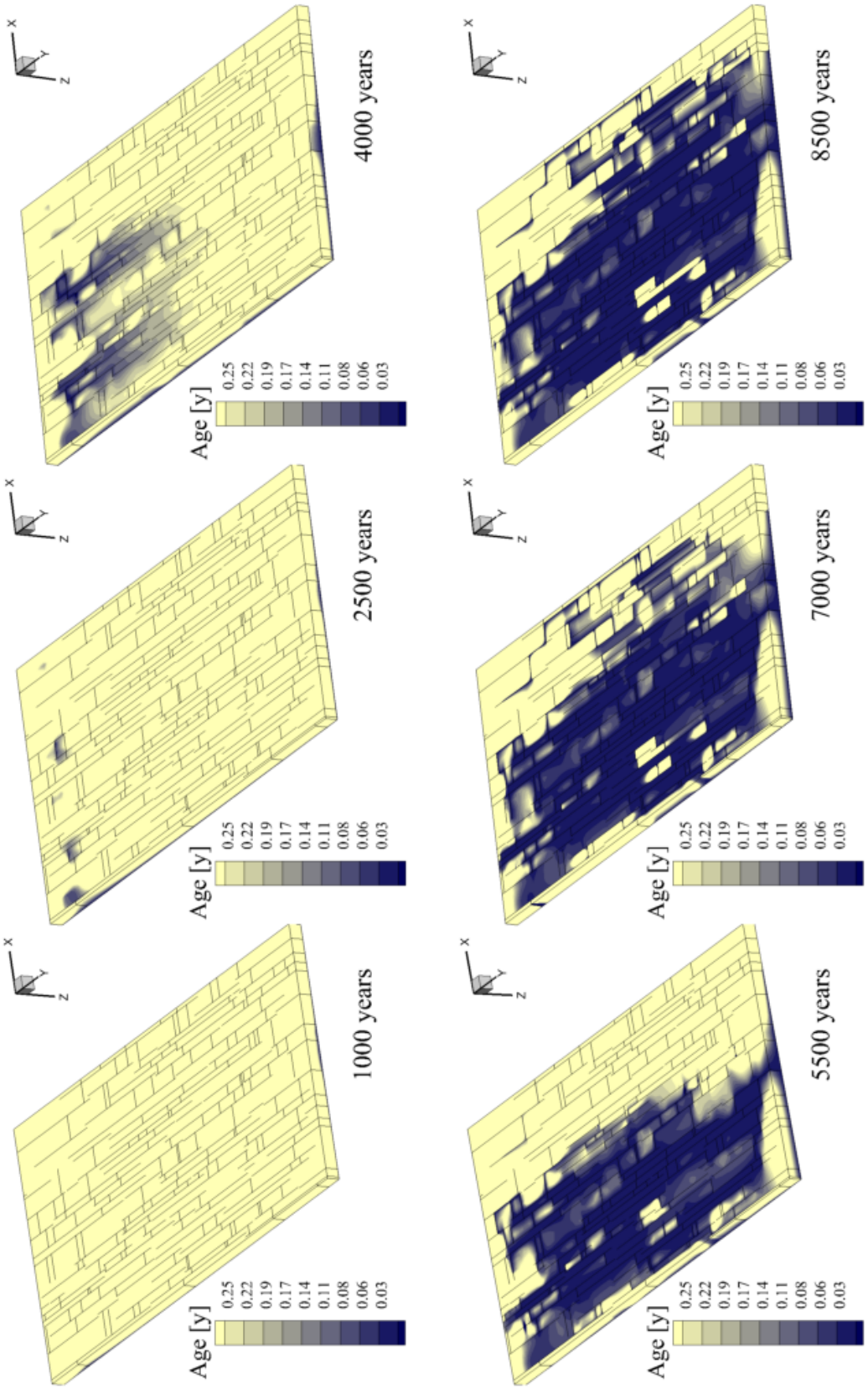

FIGURE 3.36: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge mixtes : SimBC 2.

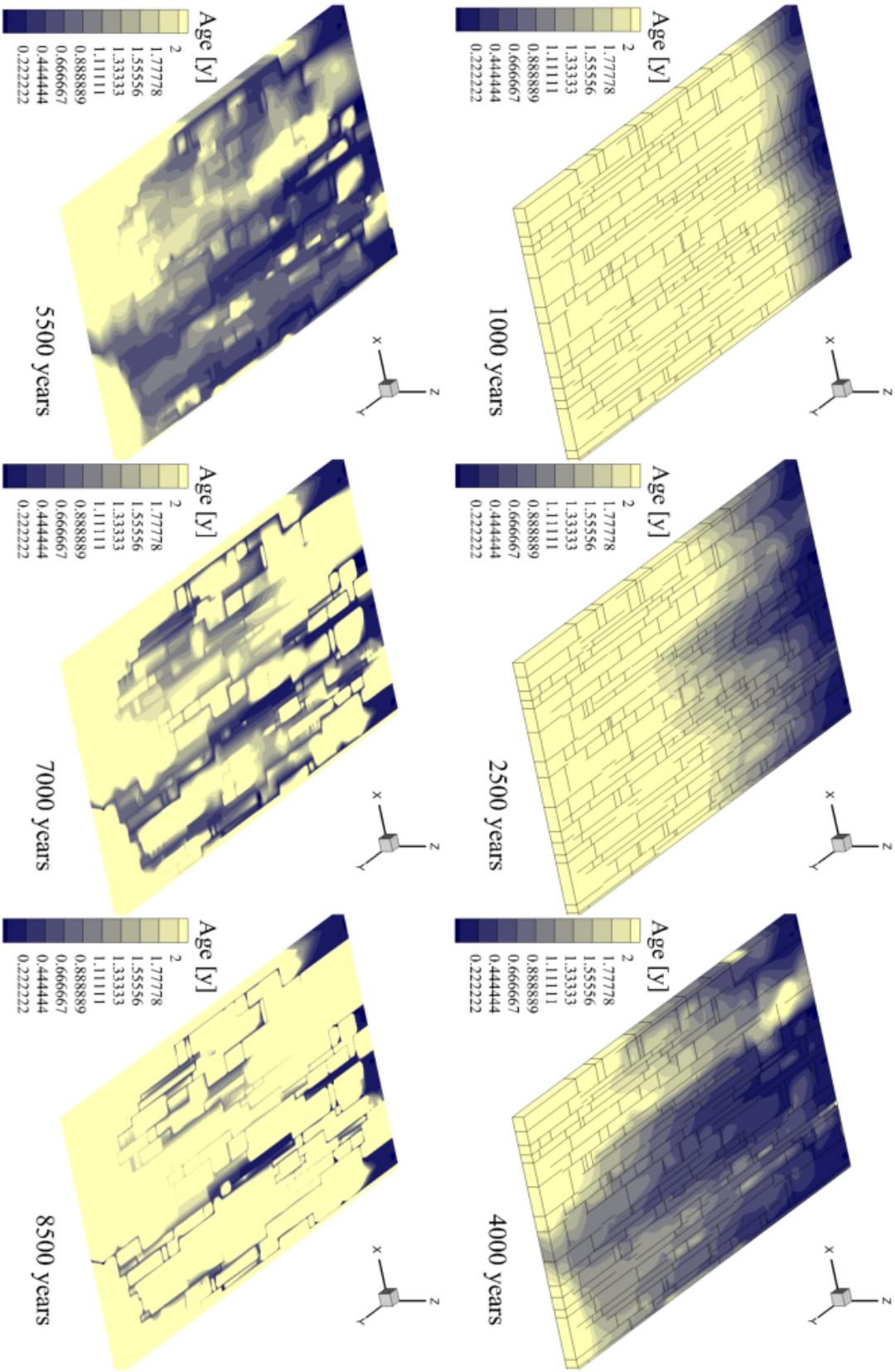

FIGURE 3.37: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée en des points non connectés au réseau fracturé : SimBC 3.

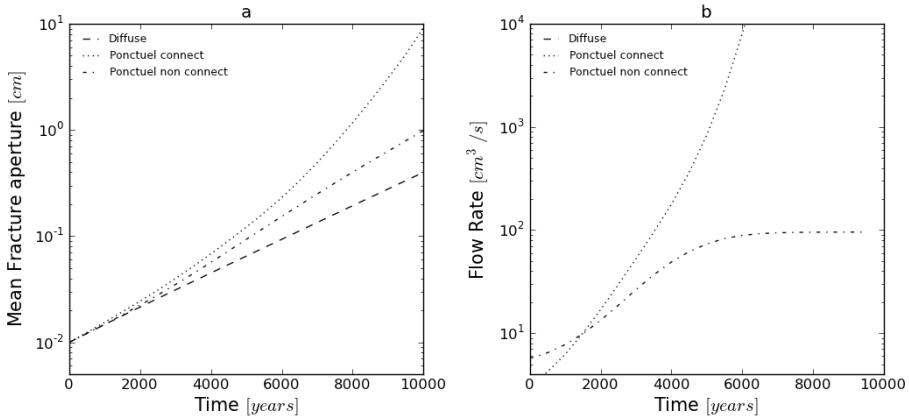

FIGURE 3.38: Evolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour des simulations caractérisées par une conductivité hydraulique matricielle de 10^{-6} m/s ainsi que des conditions aux limites variées : recharge diffuse (« diffuse »), recharge mixte diffuse et concentrée en des points connectés au réseau de fracture (« Ponctuel connect ») ou non connectés (« Ponctuel non connect »).

connectée : le flux est limité par l'écoulement matriciel.

L'évolution des débit confirme cet état de fait : le débit augmente de manière ininterrompue pour la recharge connectée, alors qu'il tend vers une valeur maximale pour la recharge non connectée.

3.2.4.3 Deux types de recharge concentrée

Ce dernier panel de simulation prend en compte des conditions de recharge concentrées sur un maillage issu du réseau fracturé le plus dense (600 fractures). Deux configurations sont prises en compte :

- SimBC 4 : Recharge concentrée en quatre zones non connectées (condition de Dirichlet : potentiel imposé H_1 =5m) au réseau de fracture, ainsi qu'un niveau de base « ponctuel » appliqué sur un segment de droite défini par l'intersection des plans $y = +50$m et $z = 0$m entre $x = -5m$ et $x = +5m$ avec un potentiel imposé $H_2 = 0$m
- SimBC 5 : Recharge concentrée en quatre zones non connectées (condition de Neumann : flux imposé de 10^{-5} m/s) au réseau de fracture, ainsi qu'un niveau de base « ponctuel » appliqué sur un segment de droite défini par l'intersection des plans $y = +50$m et $z = 0$m entre $x = -5m$ et $x = +5m$ avec un potentiel imposé $H_2 = 0$m

3.2.4.3.1 Résultats : évolution temporelle de la distribution de la charge hydraulique L'évolution temporelle de la distribution des charges hydrauliques pour chacune des trois simulations est représentée au moyen de six vues prises à

1000 ans, 2500 ans, 4000 ans, 5500 ans, 7000 ans, et 8500 ans pour la simulation SimBC 4, et à 1000 ans, 2000 ans, 3000 ans, 3500 ans, 4000 ans et 4500 ans pour la simulation SimBC 5. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.39 pour la simulation SimBC 4 (recharge concentrée de type Dirichlet : potentiel imposé $H_1 = 5$m), par la Figure 3.40 pour la simulation SimBC 5 (recharge concentrée de type Neumann : flux imposé à 10^{-5} m/s).

En ce qui concerne la simulation caractérisée par des recharges ponctuelles de type Dirichlet (Potentiel imposé, SimBC 4), les champs de pression sont à 1000 ans relativement réguliers, laissant apparaitre notamment la limite d'exfiltration (Figure 3.39). Au fur et à mesure de l'évolution, les champs sont perturbés par l'élargissement des fractures, et l'écoulement se fait préférentiellement au niveau des cheminements les mieux connectés entre les zones ponctuelles d'infiltration et la limite d'exfiltration. La condition de potentiel imposé permet la conservation du gradient hydraulique même durant les derniers temps de la simulation (8500 ans).

La simulation caractérisée par une recharge ponctuelle de type flux imposé (Neumann, SimBC 5) présente une évolution de la distribution des charges hydrauliques différentes. Un potentiel important (supérieur à 9.5 m) s'étend sur la quasi totalité du domaine à 1000 ans, hormis au niveau de la limite d'exfiltration (Figure 3.40). A 2000 ans, les potentiels faibles caractéristiques de la zone proche de la limite d'exfiltration commencent à se propager par l'intermédiaire des fractures qui y sont directement connectées. A 3500 ans, les potentiels les plus élevés sont repoussés à proximité des zones de recharge. A partir de 4000 ans, un potentiel faible s'installe sur l'ensemble de l'aquifère, sauf au voisinage immédiat des zones de recharge. La limite à flux imposé implique une diminution progressive du gradient hydraulique avec l'élargissement des fractures.

3.2.4.3.2 Résultats : évolution temporelle de la distribution de l'âge de l'eau souterraine L'évolution temporelle de la distribution des charges hydrauliques pour chacune des trois simulations est représentée au moyen de six vues prises de la même manière que pour la représentation des charges hydrauliques. Ces représentations sont fournies par la Figure 3.41 pour la simulation SimBC 4 (recharge concentrée de type Dirichlet : potentiel imposé $H_1 = 5$m), par la Figure 3.42 pour la simulation SimBC 5 (recharge concentrée de type Neumann : flux imposé à 10^{-5} m/s).

La répartition des âges de l'eau souterraine dans le cas d'une recharge concentrée à potentiel imposé (Dirichlet, SimBC 5) est relativement simple en début d'évolution (1000 ans) : la majeure partie de l'aquifère draine une eau relativement « agée », à l'exception des zones au voisinage immédiat des points de recharge (Figure 3.41). A 2500 et 4000 ans, les eaux de recharge se propagent par l'intermédiaire des cheminements fracturés les mieux connectés et permettant l'écoulement le plus facile en direction de la limite d'exfiltration. A 5500 ans, les eaux « récentes » ont atteint la limite d'exfiltration, et commencé à diffuser au sein de la matrice adjacente.

Intéressons nous à présent aux résultats obtenus pour une condition de recharge

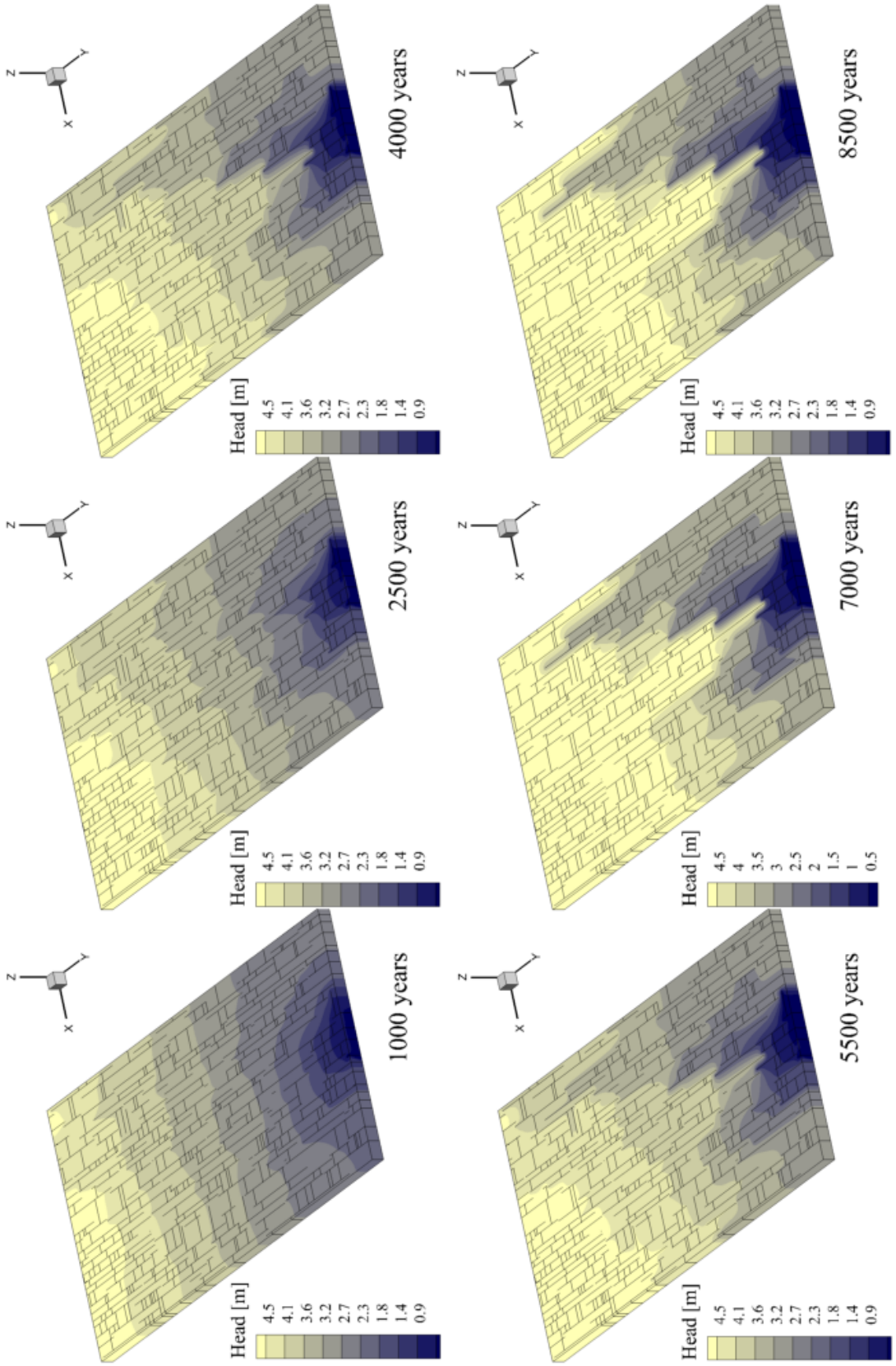

FIGURE 3.39: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée de type potentiel imposé (Dirichlet).

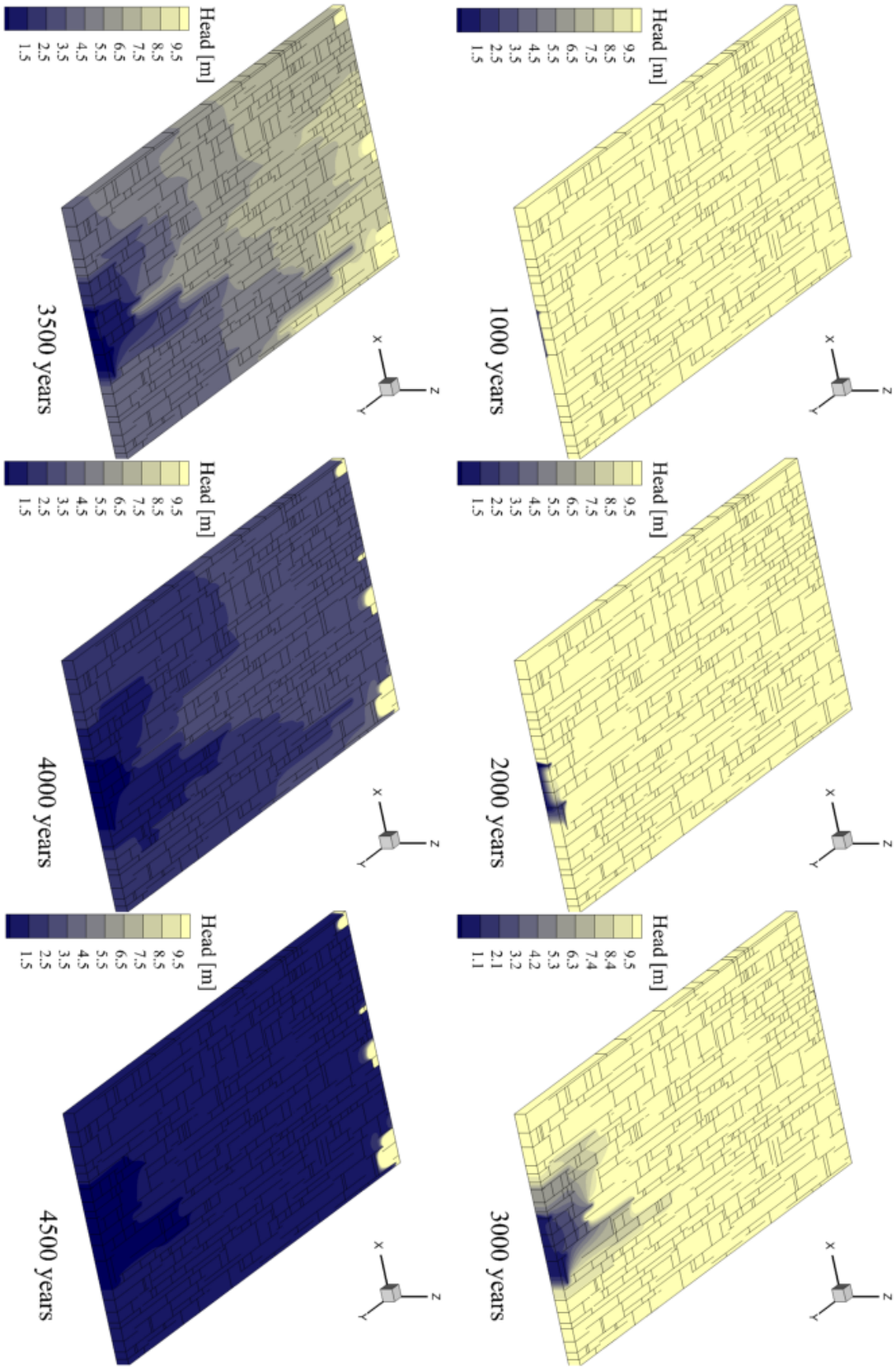

FIGURE 3.40: Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée de type flux imposé (Neumann).

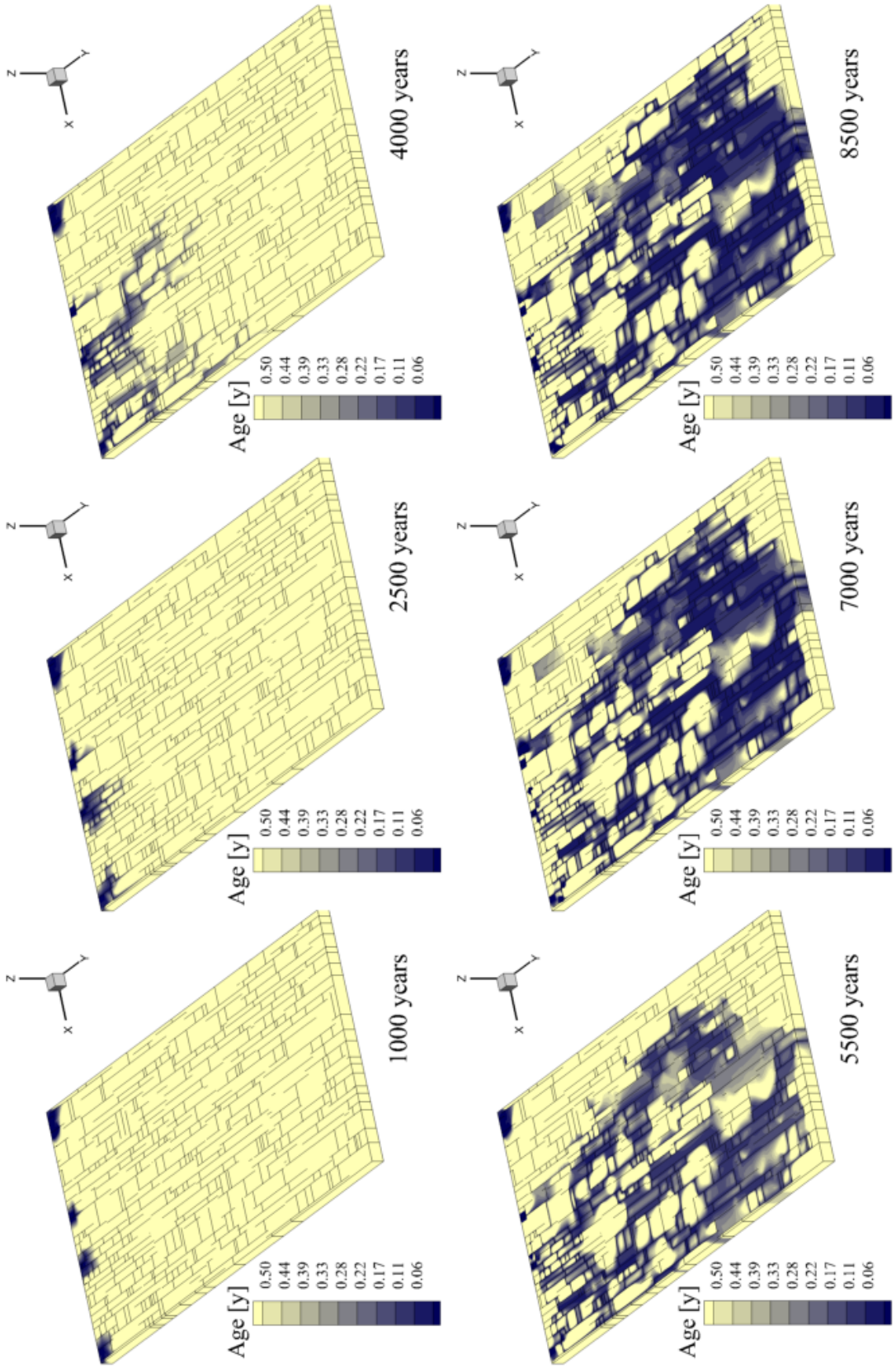

FIGURE 3.41: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée de type potentiel imposé (Dirichlet).

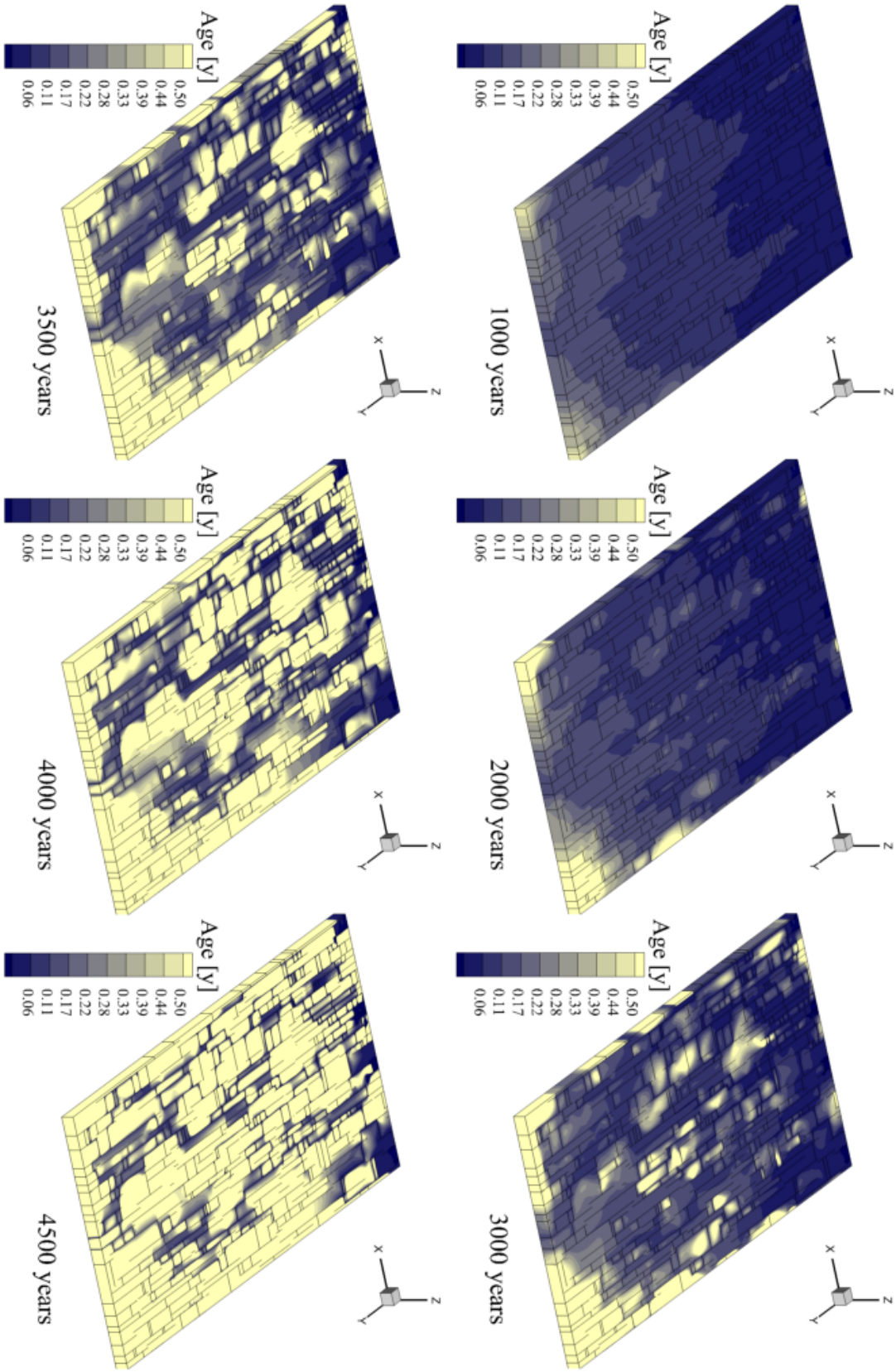

FIGURE 3.42: Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée de type flux imposé (Neumann).

concentrée de type flux imposé (Neumann, SimBC 5). A 1000 ans, la majeure partie de l'aquifère draine une eau « récente » : le flux imposé est dirigé vers la limite d'exfiltration, et contrôlé majoritairement par la matrice (Figure 3.42). A 3000 ans, l'écoulement est progressivement drainé par les fractures en train d'être élargies. De 3500 à 4500 ans, les eaux « récentes » se concentrent progressivement au sein des chemins d'écoulement les plus élargis, et quittent la matrice. A 4500 ans, le réseau de drainage se distingue clairement, avec une morphologie approximativement de type dendritique (voir section 1.1.3). Au fur et à mesure de l'évolution du réseau de discontinuité, l'ensemble du flux s'y concentre. Afin de s'intéresser à la suite de l'évolution de la karstification, il est nécessaire de prendre en compte l'instauration possible d'un écoulement non saturé. En effet, la méthodologie utilisée ici ne prend en compte pour l'instant que des écoulements en régime saturé, ce qui limite l'étude aux phases primordiales de l'évolution d'un aquifère karstique en zone non saturée. Il s'agit d'une des perspectives de développement de la méthodologie de modélisation proposée ici, qui seront abordées dans le chapitre de conclusion (page 189).

Conclusions et perspectives

Une nouvelle approche de modélisation de la genèse des réseaux karstiques est proposée dans le cadre de cette thèse.

Les éléments théoriques et bibliographiques décrits au premier chapitre apportent des informations importantes devant être prises en compte pour la simulation des processus de spéléogenèse. L'accent est tout d'abord mis sur les facteurs géologiques que sont la lithologie, et surtout les structures de perméabilités telles que les fractures ou joints de stratification. Ensuite, l'importance des facteurs hydrogéologiques (les conditions aux limites, et notamment les modalités de recharge) est soulignée.

Ces déterminismes sont ensuite précisés pour le cas particulier du domaine méditerranéen, et notamment languedocien. Les phases de dépôt sédimentaire ainsi que celles d'émersion sont indiquées, afin de déterminer les périodes les plus favorables aux processus de karstification. Ainsi, l'importance des conditions aux limites hydrogéologiques sont encore une fois mises en évidence, avec notamment l'existence du cycle eustatique messino-pliocène ayant pu entraîner le développement de réseaux karstiques particulièrement profonds. Considérant une échelle locale, le système karstique de la Fontaine de Nîmes est étudié : la relation entre les structures de fracturation et le développement spéléologique cartographié est évaluée, permettant d'avancer des hypothèses de mise en place de la karstification.

Les principales approches de modélisation de la spéléogenèse existantes et décrites ensuite permettent d'acquérir de précieuses informations sur les cinétiques de dissolution de la calcite (notamment le concept de « kinetic trigger ») ainsi que sur certains facteurs importants influençant la spéléogenèse (conditions aux limites, propriétés hydrodynamiques de la matrice...). Néanmoins, elles présentent de manière générale le désavantage d'être initiées sur des réseaux de discontinuités ne correspondant à la réalité physique de la fracturation. Or, il s'avère que la lithologie et les structures géologiques exercent une influence importante, en termes de densité de fracturation, d'orientation des réseaux, et de contraintes tectoniques.

Une approche originale est donc proposée, impliquant l'utilisation d'un modèle structural permettant de générer des réseaux fracturés réalistes tenant compte des données statistiques ainsi que des lois mécaniques régissant les interactions entre fractures. Cette démarche nous permet de simuler les processus de karstification sur un réseau de discontinuités initiales « réaliste ».

Construction d'une approche originale de modélisation de la karstogenèse

La méthodologie de modélisation est décrite, en détaillant ses différentes étapes. La première consiste en la génération de réseaux fracturés à l'aide de REZO3D

[Jourde *et al.* 1998, Jourde 1999, Josnin *et al.* 2002]. Ces réseaux sont ensuite traités au moyen d'une procédure développée afin de construire un maillage à éléments finis, contenant des éléments représentant la matrice fissurée (3D), les fractures et les interfaces stratigraphiques (2D), ainsi que les conduits (1D) se formant potentiellement aux intersections entre fractures ou entre fractures et joints de stratification. Des propriétés hydrodynamiques sont ensuite affectées aux différents éléments.

Les réseaux fracturés synthétiques sont alors utilisés en entrée d'un simulateur d'écoulement et de transport à éléments finis (Ground Water, [Cornaton 2007]) afin notamment d'obtenir de manière distribuée au sein de l'aquifère les variables *vitesse d'écoulement* et *âge de l'eau*. Ces variables constituent les principaux éléments pris en compte par une loi analogique d'élargissement, proposée pour simuler la karstogenèse dans chacune des fractures. La vitesse d'écoulement est considérée comme un facteur favorisant l'élargissement par dissolution (proportionnelle à l'écoulement), au contraire de l'âge de l'eau considéré comme un inhibiteur (la vitesse de dissolution étant inversement proportionnelle à l'âge de l'eau). Cette loi analogique prend la forme d'une équation de type polynomial (Equation (2.24)), dont les paramètres doivent être calés.

Ces calages sont réalisés au moyen de simulations de type benchmarks permettant de caler les coefficients α, β, γ et δ à partir des résultats issus des travaux de référence [Palmer 1991, Dreybrodt 1996, Dreybrodt *et al.* 2005]. Les jeux de paramètres permettant d'obtenir les résultats numériquement les plus proches de ceux de référence (via le calcul d'une erreur quadratique moyenne et des analyses de sensibilité, voir les Figures 2.27, 2.29 et 2.31) donnent des résultats graphiques globalement satisfaisants : les courbes d'évolution obtenues présentent un aspect comparable à celui des des courbes issues des travaux de référence (voir Figures 2.26, 2.28 et 2.30). Ainsi, différents jeux de paramètres susceptibles de permettre la simulation des processus spéléogénétiques au sein d'une fracture ou d'un conduit unique au moyen de l'approche proposée ici sont isolés (voir tableau 2.1).

Il est important de garder à l'esprit que ces jeux de paramètres ont été établis dans le cadre de configurations bien précises, soumises à des conditions aux limites particulières. Ils ne représentent pas des valeurs fixées utilisables directement dans l'optique de simulations plus complexes. Néanmoins, ils constituent une base de référence à partir de laquelle des tests préliminaires doivent être effectués afin d'établir des jeux de coefficients adaptés à chaque situation envisagée.

Modélisation de la spéléogenèse au sein d'une fracture unique

Un premier panel de simulations appliquant la méthodologie développée est présenté, pour le cas d'une fracture unique incorporée à une matrice carbonatée.

Les résultats de l'évaluation de l'influence de la présence d'une matrice carbonatée caractérisée par différentes conductivités hydrauliques sont présentés sur la base de travaux similaires de type benchmark réalisés par [Bauer *et al.* 2000a,

Romanov *et al.* 2002, Kaufmann 2003a] (voir paragraphe 2.4.2.3.2). Ils permettent notamment de confirmer le fait que la présence d'une matrice carbonatée plus perméable favorise les processus de karstification, en soutenant les écoulements dans le domaine modélisé.

Le second facteur étudié est celui de la recharge. Une simulation est proposée, prenant en compte une recharge de type flux imposé (Neumann) sur l'ensemble de la partie supérieure du système (plan xy) ; alors que les simulations précédentes considéraient une recharge associée à une condition de potentiel imposé (Dirichlet) à l'amont du système (plan xz ou yz selon le cas). Dans le cas d'une recharge associée à une condition de potentiel imposé à l'amont du domaine, la fracture a tendance à s'élargir préférentiellement au voisinage direct de cette limite d'infiltration (l'âge de l'eau y est en effet le moins élevé). Le profil de la fracture est ainsi très marqué, avec un gradient hydraulique fort entre la partie la plus élargie et la partie plus proche de la limite d'exfiltration. Alors que dans le cas d'une recharge diffuse de type flux imposé répartie sur la partie supérieure (plan xy), l'eau plus jeune est uniformément distribuée et la karstification se développe préférentiellement d'abord à proximité de la limite d'exfiltration qui concentre les écoulements. Au fur et à mesure de l'évolution, l'écoulement est progressivement dirigé par la fracture élargie.

Modélisation de la spéléogenèse au sein d'une strate carbonatée parcourue par un réseau fracturé

Ensuite, des résultats issus de différents tests sont présentés, ceux-ci étant basés sur deux configurations géométriques préalablement générées à l'aide de REZO3D, et caractérisées par une densité de fracturation différente (300 fractures pour l'une, 600 pour l'autre). Elles comprennent deux familles orthogonales de fractures au sein d'une strate sédimentaire carbonatée. Des tests sont effectués, les investigations portant sur l'influence de la densité de fracturation, de la perméabilité matricielle, et de conditions aux limites variées sur le développement de la karstification (dynamique et localisation).

La comparaison des simulations réalisées à partir des réseaux de densité de fracturation variable est tout d'abord effectuée. Les deux simulations, si elles diffèrent de par la géométrie des morphologies d'écoulement obtenues, présentent toutefois un comportement comparable en terme de vitesse d'évolution de la karstification et de la localisation de l'écoulement.

Les simulations prenant en compte différentes conductivités hydrauliques matricielles montrent que la morphologie finale du réseau n'est que peu modifiée, mais que l'évolution temporelle des ouvertures et des débits est accélérée lorsqu'une conductivité hydraulique matricielle plus forte est prise en compte. Une matrice de perméabilité élevée contrôlera plus longtemps les écoulements en drainant la majeure partie de la recharge. Lorsque la perméabilité de la matrice est faible, le réseau karstique en formation devient rapidement la structure de perméabilité majeure régissant les écoulements.

Des conditions aux limites variées sont ensuite appliquées. Il apparaît ainsi que l'établissement d'un gradient hydraulique perpendiculaire aux structures de perméabilité majeures a tendance à ralentir, et même à compliquer (le réseau s'étale latéralement, et devient très tortueux) l'évolution d'un réseau de drainage de conduits karstiques au sein de l'aquifère. Ceci est cohérent avec le fait que la relation géométrique entre la direction du gradient hydraulique et celle des principaux plans de drainage est à l'origine de morphologies différentes. D'autre part, les différents modes de recharge testés par la suite permettent d'isoler des comportements particuliers. De manière générale, une recharge de type flux imposé distribuée sur la face supérieure du système (plan xy) implique une karstification préférentielle qui se localise dans un premier temps à proximité de la limite d'exfiltration qui concentre les écoulements. Par ailleurs, une recharge de type potentiel imposé engendre une augmentation ininterrompue à la fois du débit et de l'élargissement des fractures ; ce phénomène n'est toutefois pas réaliste au delà de certaines valeurs de débits et d'ouvertures. Enfin, une recharge concentrée (pouvant être de type flux imposé ou potentiel imposé) génère des réseaux dont les morphologies rapellent les formes dendritiques, ou ramiformes de certains réseaux karstiques.

Perspectives

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont ainsi permis d'élaborer une méthodologie de modélisation, susceptible de donner lieu à de futurs développements ou applications.

- Une des perspectives les plus immédiates de la méthodologie de modélisation proposée dans le cadre de cette thèse est la simulation de la karstogenèse à partir de systèmes comprenant plusieurs strates fracturées. Des tests préliminaires ont été effectués, pas encore assez concluants pour être inclus dans ce manuscrit : en effet, la méthodologie de maillage proposée peut générer des éléments de dimension trop restreinte (briques 3D) ou trop proches les uns des autres (plans 2D) qui peuvent nuire aux performances des simulations hydrodynamiques. Deux solutions sont alors proposées. La première consiste à ajouter une procédure, permettant de tester si les éléments générés satisfont des caractéristiques géométriques prédéfinis. Par exemple, il est possible de fixer un espacement minimum entre les éléments. La seconde consisterait en la génération d'un maillage destructuré via l'utilisation d'un logiciel dédié.
- La méthode proposée ne tient actuellement compte que des simulations en régime d'écoulement permanent. Or, l'hétérogénéité temporelle de la recharge (périodes annuelles de crue) exerce une influence sur les processus de spéléogenèse. Il serait ainsi intéressant de simuler des écoulements en régime transitoire avec des conditions de recharge fonction des périodes de l'année considérée.
- Des simulations pourraient être entreprises utilisant la méthodologie proposée afin d'étudier le développement spéléogénétique de systèmes karstiques natu-

rels, notamment méditerranéens. Des simplifications devront alors être considérées, notamment concernant les configurations géométriques et les conditions aux limites.

- Il serait également intéressant de prendre en compte une zone non saturée (écoulements diphasiques) au sein des systèmes simulés, surtout dans le cas de situations comportant plusieurs strates. En effet, la méthodologie actuelle se limite à un écoulement saturé, qui ne permet pas de simuler une évolution relativement avancée de la karstification (l'élargissement finit par provoquer une baisse de la charge hydraulique dans le cas d'une recharge à flux imposé).
- Le modèle proposé dans le cadre de cette thèse est construit en se référant à des résultats de modèles basés sur l'hypothèse simplificatrice que l'élargissement par dissolution d'une fracture ou d'un conduit karstique se fait suivant une seule dimension. Or, des travaux existants effectués notamment à petite échelle [Gouze *et al.* 2003, Noiriel 2004, Noiriel *et al.* 2009, Szymczak & Ladd 2011] montrent que cette dissolution n'est pas uniforme dans la direction transverse à l'écoulement. Ceci implique une non-linéarité des cinétiques de dissolution, et la prise en compte d'une dissolution à deux dimensions. Un objectif futur serait de donner un sens physique aux coefficients de la loi analogique proposée en s'appuyant sur des résultats obtenus à petite échelle et sur le terrain dans différents contextes.

Bibliographie

[Annable 2003] William K. Annable. *Numerical analysis of conduit evolution in karstic aquifers.* PhD thesis, University of Waterloo, Ontario, Canada, 2003. (Cité en page 45.)

[Arfib 2001] Bruno Arfib. *Circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier : Observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce).* PhD thesis, Université Paris 6, 2001. (Cité en page 32.)

[Atkinson 1977] T.C. Atkinson. *Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone : An important control of groundwater hardness in limestones.* Journal of Hydrology, vol. 35, no. 1-2, pages 111–123, Octobre 1977. (Cité en page 19.)

[Audra *et al.* 2002] Philippe Audra, Jean-Yves Bigot et Ludovic Mocochain. *Hypogenic caves in Provence (France) ; specific features and sediments.* Acta Carsologica, vol. 31, no. 3, pages 33–50, 2002. Journal Article. (Cité en page 22.)

[Audra *et al.* 2004] Philippe Audra, Ludovic Mocochain, Hubert Camus, Eric Gilli, Georges Clauzon et Jean-Yves Bigot. *The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France.* Geodinamica Acta, vol. 17, pages 389–400, Décembre 2004. (Cité en pages 30, 31, 32, 126 et 213.)

[Audra *et al.* 2007] Philippe Audra, Alfredo Bini, Franci Gabrovsek, Philipp Hauselmann, Fabien Hoblea, Pierre-Yves Jeannin, Jurij Kunaver, Michel Monbaron, France Sustersic, Paola Tognini, Hubert Trimmel, Andres Wildberger, Andrej Kranjc, Franci Gabrovsek, David C. Culver et Ira D. Sasowsky. *Cave and karst evolution in the Alps and their relation to paleoclimate and paleotopography ; Time in karst.* Karst Waters Institute Special Publication, vol. 12, pages 53–67, 2007. Journal Article. (Cité en pages 32 et 126.)

[Aunay *et al.* 2002] B. Aunay, P Le Strat, J.-P. Aguilar, H. Camus, G. Clauzon et N. Dörfliger. *Introduction à la géologie du karst des Corbières. BRGM/RP-51595-FR.* Rapport technique, BRGM, 2002. (Cité en page 30.)

[Aunay *et al.* 2003] Bertrand Aunay, Paul Le Strat, Cedric Duvail, Nathalie Doerfliger et Bernard Ladouche. *Methode d'analyse geologique sur la karstification des Corbieres orientales et influence des evenements Neogenes (Tortono-messiniens). Methods of geological analysis for the karstification in the eastern Corbieres and its influence on Neogene events ; Tortonian-Messinian ; Hydrology of Mediterranean and semiarid regions.* IAHS-AISH Publication, vol. 278, pages 124–129, 2003. Journal Article. (Cité en page 30.)

[Bai & Gross 1999] Taixu Bai et Michael R. Gross. *Theoretical analysis of cross-joint geometries and their classification.* Journal of Geophysical Research, vol. 104, no. B1, pages PP. 1163–1177, 1999. (Cité en page 62.)

[Bai & Pollard 2000] T. Bai et D. Pollard. *Fracture spacing in layered rocks : a new explanation based on the stress transition.* Journal of Structural Geology, vol. 22(1), pages 43–57, 2000. (Cité en page 62.)

[Bakalowicz & Bourrouilh-Le Jan 1996] Michel Bakalowicz et Francoise G. Bourrouilh-Le Jan. *Les Processus de karstification et les differents types de karst associés.* Mémoires de la Société Géologique de France, vol. 169, pages 363–371, 1996. Journal Article. (Cité en page 125.)

[Bakalowicz 2005] Michel Bakalowicz. *Karst groundwater ; a challenge for new resources.* Hydrogeology Journal, vol. 13, no. 1, pages 148–160, 2005. Journal Article. (Cité en pages 1, 9 et 22.)

[Bakalowicz 2006] Michel Bakalowicz. *Importance of regional study site conditions in elaborating concepts and approaches in karst science.* Geological Society of America Special Papers, vol. 404, pages 15 –22, Janvier 2006. (Cité en pages 6, 12, 19, 59, 171 et 213.)

[Baudrimont & Dubois 1977] A. Baudrimont et P. Dubois. *Un bassin mésogéen du domaine périalpin : le Sud-Est de la France.* Bulletin des centres de recherches exploration-production, Elf-Aquitaine, vol. 1, pages 261–308, 1977. (Cité en pages 26, 27, 29 et 213.)

[Bauer *et al.* 2000a] S. Bauer, R. Liedl et M. Sauter. *Modelling of karst development considering conduit-matrix exchange flow.* In IAHS Publ., editeur, Groundwater Modelling (Proceedings of the ModelCARE'99 Conference held at Zürich, Switzerland, September 1999), volume 265, 2000. (Cité en pages 45, 119, 125, 127, 131 et 191.)

[Bauer *et al.* 2000b] Sebastian Bauer, Rudolf Liedl, Martin Sauter, F. Stauffer, Wolfgang Kinzelbach, K. Kovar et E. Hoehn. *Modelling of karst development considering conduit-matrix exchange flow ; Proceedings of the ModelCARE '99 conference ; Calibration and reliability in groundwater modelling ; coping with uncertainty.* IAHS-AISH Publication, vol. 265, pages 10–15, 2000. Journal Article. (Cité en page 119.)

[Bauer *et al.* 2003] Sebastian Bauer, Rudolf Liedl et Martin Sauter. *Modeling of karst aquifer genesis ; influence of exchange flow.* Water Resources Research, vol. 39, no. 10, page 12, Octobre 2003. Journal Article. (Cité en pages 1, 45, 48, 50, 90 et 91.)

[Bauer *et al.* 2005] Sebastian Bauer, Rudolf Liedl et Martin Sauter. *Modeling the influence of epikarst evolution on karst aquifer genesis ; a time-variant recharge boundary condition for joint karst-epikarst development.* Water Resources Research, vol. 41, no. 9, Septembre 2005. Journal Article. (Cité en pages 45, 50 et 91.)

[Becker 1996] A Becker. *Mechanism for joint saturation in mechanically layered rocks : an example from southern Israel.* Tectonophysics, vol. 257, pages 223–237, Juin 1996. (Cité en page 62.)

[Benedicto 1996] E.A. Benedicto. *Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive de la marge passive de Golfe du Lion (partie Nord).* PhD thesis, Université Montpellier II, 1996. (Cité en page 26.)

[Birk *et al.* 2003] S. Birk, R. Liedl, M. Sauter et G. Teutsch. *Hydraulic boundary conditions as a controlling factor in karst genesis : A numerical modeling study on artesian conduit development in gypsum.* Water Resources Research, vol. 39, no. 1, Janvier 2003. Journal Article. (Cité en page 50.)

[Birot *et al.* 1968] D.P. Birot, M. Gottis, M. Paquereau et M. Mouline. *Néotectonique sur le versant nord-ouest de la Montagne Noire.* Comptes Rendus - Academie des Sciences de Paris, pages 1815–1916, 1968. (Cité en page 28.)

[Blanc & Miskovsky 1997] J. J. Blanc et Jean-Claude Miskovsky. *Geodynamique et histoire du karst ; application au sud-est de la France. Geodynamics and history of karst ; application to southeastern France ; Karst et archeologie. Karst and archaeology.* Quaternaire (Paris), vol. 8, no. 2-3, pages 91–105, 1997. Journal Article. (Cité en pages 30 et 125.)

[Blanc *et al.* 1992] J. J. Blanc, J. N. Salomon et R. Maire. *Importance geodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence (analyse multicriteres). Multicriteria analysis of the geodynamic significance of planation surfaces in Provence.* In Karst et evolutions climatiques ; hommage a Jean Nicod. Karst and climate evolution ; a tribute to Jean Nicod. Presses Universite de Bordeaux, Talence, France (FRA), France (FRA), 1992. Book, Section. (Cité en page 32.)

[Bloomfield & Barker 2005] J. P. Bloomfield et J. A. Barker. *MOPOD : a generic model of porosity development.* Geological Society, London, Special Publications, vol. 249, pages 73–77, Janvier 2005. (Cité en pages 91 et 105.)

[Bloomfield *et al.* 2005] John P. Bloomfield, John A. Barker et Nicola Robinson. *Modeling fracture porosity development using simple growth laws.* Ground Water, vol. 43, no. 3, pages 314–326, 2005. Journal Article. (Cité en pages 88, 91 et 105.)

[Boinet 1999] Nathanaël Boinet. *Exploitation de la fracturation d'un massif par la karstification : exemple du Causse de l'Hortus (Hérault, France).* Geodinamica Acta„ vol. 12, no. 3-4, pages 237–247, 1999. Journal Article. (Cité en page 91.)

[Borghi *et al.* 2011] A. Borghi, P. Renard et G. Mathieu. *Inverse modeling of karstic networks using a pseudo-genetic technique.* In Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France) 1-4 sep. 2011, 2011. (Cité en page 52.)

[Buhmann & Dreybrodt 1985a] Dieter Buhmann et Wolfgang Dreybrodt. *The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas : 1. Open system.* Chemical Geology, vol. 48, no. 1-4, pages 189–211, 1985. Journal Article. (Cité en page 93.)

[Buhmann & Dreybrodt 1985b] Dieter Buhmann et Wolfgang Dreybrodt. *The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas : 2. Closed system.* Chemical Geology, vol. 53, no. 1-2, pages 109–124, 1985. Journal Article. (Cité en pages 93 et 98.)

[Camus 1997] H. Camus. *Formation des reseaux karstiques et creusement des vallees ; l'exemple du Larzac meridional, Herault, France. Genesis of karstic networks and valley excavation ; example of southern Larzac, Herault, France.* Karstologia, vol. 29, pages 23–42, 1997. Journal Article. (Cité en pages 32 et 126.)

[Camus 2003] H. Camus. *Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévennole : Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats.* Ph.D. thesis, Université de Bordeaux 3, Bordeaux, France, 2003. Dissertation/Thesis, Unpublished. (Cité en pages 32, 33 et 126.)

[Cavalera 2007] Thomas Cavalera. *Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, Bouches, Bouches du Rhône). Approche multicritère.* PhD thesis, Université de Provence, Marseille, 2007. (Cité en page 32.)

[Clauzon & Rubino 1995] Georges Clauzon et Jean-Loup Rubino. *Peri Mediterranean Pliocene basins are very large scale incised valleys filled by Gilbert type fan delta ; AAPG international conference and exhibition ; abstracts.* AAPG Bulletin, vol. 79, no. 8, pages 1203–1204, Août 1995. Journal Article. (Cité en page 32.)

[Clauzon 1982] G. Clauzon. *Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model".* Bulletin de la Societe Geologique de France, vol. 7, XXIV, 3, pages 597–610, 1982. (Cité en page 28.)

[Clauzon 1990] G. Clauzon. *Restitution de l'evolution geodynamique neogene du bassin du Roussillon et de l'unite adjacente des Corbieres d'apres les donnees ecostratigraphiques et paleogeographiques.* Paleobiologie Continentale, vol. 17, pages 125–155, 1990. Journal Article. (Cité en pages 30 et 125.)

[Clemens *et al.* 1996] Torsten Clemens, Dirk Hueckinghaus, Martin Sauter, Rudolf Liedl, Georg Teutsch, Karel Kovar et Paul van der Heijde. *A combined continuum and discrete network reactive transport model for the simulation of karst development ; Proceedings of the ModelCARE'96 conference on Calibration and reliability in groundwater modelling.* IAHS-AISH Publication, vol. 237, pages 309–318, 1996. Journal Article. (Cité en pages 45, 48, 49, 50, 91, 119 et 214.)

[Clemens *et al.* 1997] Torsten Clemens, Dirk Hueckinghaus, Martin Sauter, Rudolf Liedl, Georg Teutsch et Thierry Pointet. *Modelling the genesis of karst aquifer systems using a coupled reactive network model ; Hard rock hydrosystems.* IAHS-AISH Publication, vol. 241, pages 3–10, 1997. Journal Article. (Cité en pages 50 et 91.)

[Clemens *et al.* 1999] T. Clemens, D. Hueckinghaus, R. Liedl et M. Sauter. *Simulation of the development of karst aquifers ; role of the epikarst.* International Journal of Earth Sciences, vol. 88, no. 1, pages 157–162, 1999. Journal Article. (Cité en pages 45 et 48.)

[Collon-Drouaillet *et al.* 2011] P. Collon-Drouaillet, J. Pellerin et G. Bardy. *Modeling the karstic networks : introduction of speleogenetic hypothesis in stochastic simulation.* In Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France) 1-3 sep. 2011, 2011. (Cité en page 52.)

[Cornaton & Perrochet 2002] F. Cornaton et P. Perrochet. *Analytical 1D dual-porosity equivalent solutions to 3D discrete single-continuum models. Application to karstic spring hydrograph modelling.* Journal of Hydrology,, vol. 262, no. 1-4, pages 165–176, 2002. Journal Article. (Cité en pages 72 et 102.)

[Cornaton & Perrochet 2006a] F. Cornaton et P. Perrochet. *Groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective–dispersive systems : 1. Generalized reservoir theory.* Advances in Water Resources, vol. 29, no. 9, pages 1267–1291, 2006. Journal Article. (Cité en pages 84 et 104.)

[Cornaton & Perrochet 2006b] F. Cornaton et P. Perrochet. *Groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective–dispersive systems ; 2. Reservoir theory for sub-drainage basins.* Advances in Water Resources, vol. 29, no. 9, pages 1292–1305, 2006. Journal Article. (Cité en pages 84 et 104.)

[Cornaton 2003] F. Cornaton. *Deterministic models of groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective-dipersive systems.* PhD thesis, University of Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland, 2003. (Cité en pages 83, 84 et 104.)

[Cornaton 2007] F. Cornaton. *Ground Water (GW) : a 3-D Ground Water Flow, Mass Transport and Heat Transfer Finite Element Simulator.* University of Neuchâtel, Neuchâtel, Switerland, 2007. (Cité en pages 3, 52, 57, 70, 78, 81, 82, 83, 84, 85, 92, 101, 102, 104, 105, 145 et 190.)

[Debieche *et al.* 2002] T.H. Debieche, Y. Guglielmi et J. Mudry. *Modeling the hydraulical behavior of a fissured-karstic aquifer in exploitation conditions.* Journal of Hydrology, vol. 257, no. 1-4, pages 247–255, Février 2002. (Cité en page 1.)

[Dreybrodt & Daoxian 1988] Wolfgang Dreybrodt et Yuan Daoxian. *Karst development in its initial state ; Karst hydrogeology and karst environment protection ; proceedings.* IAHS-AISH Publication, vol. 176, page 240, Octobre 1988. Journal Article. (Cité en page 93.)

[Dreybrodt & Eisenlohr 2000] Wolfgang Dreybrodt et Laurent Eisenlohr. *Limestone dissolution rates in karst environments.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville,

AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en pages 19, 81 et 93.)

[Dreybrodt & Gabrovsek 2000] Wolfgang Dreybrodt et Franci Gabrovsek. *Dynamics of the evolution of single karst conduits.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en page 44.)

[Dreybrodt & Gabrovsek 2003] Wolfgang Dreybrodt et Franci Gabrovsek. *Basic processes and mechanisms governing the evolution of karst.* Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, vol. 1, no. 1, page unpaginated, 2003. Journal Article. (Cité en pages 48 et 91.)

[Dreybrodt & Siemers 2000] Wolfgang Dreybrodt et Joerg Siemers. *Cave evolution on two-dimensional networks of primary fractures in limestone.* In Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en pages 16 et 45.)

[Dreybrodt *et al.* 2005] Wolfgang Dreybrodt, Franci Gabrovsek et Douchko Romanov. Processes of speleogenesis : A modeling approach. Zalozhba, Pap/Cdr édition, Octobre 2005. (Cité en pages 3, 21, 44, 45, 46, 47, 48, 59, 81, 87, 88, 90, 91, 93, 95, 97, 98, 99, 100, 107, 110, 115, 116, 117, 126, 149, 190, 214, 216 et 217.)

[Dreybrodt 1990] Wolfgang Dreybrodt. *The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone ; a model simulation of karst evolution.* Journal of Geology, vol. 98, no. 5, pages 639–655, Septembre 1990. Journal Article. (Cité en pages 44, 81, 90 et 93.)

[Dreybrodt 1996] Wolfgang Dreybrodt. *Principles of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numerical models.* Water Resources Research, vol. 32, no. 9, pages 2923–2935, Septembre 1996. Journal Article. (Cité en pages 3, 44, 87, 88, 90, 91, 93, 95, 97, 98, 99, 100, 107, 113, 114, 116, 126, 190, 216 et 217.)

[Dörfliger *et al.* 2008] N. Dörfliger, P. Fleury, P. Le Strat et L. Capar. *Caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques sous couverture. Méthodologie, synthèse bibliographqique et synthèse géologique régionale. Rapport final BRGM-RP-56980-FR.* Rapport technique, BRGM, 2008. (Cité en page 26.)

[Dörfliger *et al.* 2009] N. Dörfliger, P. Fleury et B. Ladouche. *Inverse Modeling Approach to Allogenic Karst System Characterization.* Ground Water, vol. 47, no. 3, pages 414–426, Mai 2009. (Cité en pages 1 et 90.)

[Drogue & Grillot 1976] C. Drogue et J. C. Grillot. *Structure géologique et premières observations piézométriques à la limite du sous-système karstique de*

Terrieu (Périmètre expérimental). Annales Scientifiques Université de Besancon, vol. 25, pages 195–210, 1976. (Cité en pages 72 et 102.)

[Eisenlohr *et al.* 1999] Laurent Eisenlohr, Krassimira Meteva, Franci Gabrovsek et Wolfgang Dreybrodt. *The inhibiting action of intrinsic impurities in natural calcium carbonate minerals to their dissolution kinetics in aqueous H2O-CO2 solutions.* Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 63, no. 7-8, pages 989–1001, 1999. Journal Article. (Cité en page 93.)

[El-Hajj 2008] Ahmad El-Hajj. *L'aquifère carbonaté karstique de Chekka (Liban) et ses exutoires sous-marins. Caractéristiques hydrogéologiques et fonctionnement.* PhD thesis, Université Montpellier II et Université Saint Joseph, 2008. (Cité en page 32.)

[Emblanch *et al.* 2003] C. Emblanch, G. M. Zuppi, J. Mudry, B. Blavoux et C. Batiot. *Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone : the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France).* Journal of Hydrology, vol. 279, no. 1-4, pages 262–274, 2003. Journal Article. (Cité en page 18.)

[Eraso Romero & Dominguez Alvarez 2000] A. Eraso Romero et M. C. Dominguez Alvarez. *Metodo de prediccion de las direcciones principales de drenaje subterraneo en macizos anisotropicos « metodo eraso ». Prediction method for the principal directions of underground drainage in anisotropic massifs, « Eraso method ».* Boletin de la Sociedad Espanola de Espeleologia y Ciencias del Karst, vol. 1, pages 4–10, 2000. Magazine Article. (Cité en pages 14 et 91.)

[Fabre 1988] G. Fabre. *Rapport "préliminaire" 1 - L'apport et le rôle des aquifères dans le phénomène d'inondation du 3 octobre 1988.* Rapport technique, Rapport Ville de Nîmes, Commission hydraulique, CNRS, 1988. (Cité en page 35.)

[Fabre 1997] G. Fabre. *Le bassin d'alimentation de la Fontaine de Nîmes d'après les expériences de traçages.* Bull. Soc. et Sc. Nat. Nîmes et Gard, vol. 67, pages 52–57, 1997. (Cité en page 34.)

[Filipponi *et al.* 2009] Marco Filipponi, Pierre-Yves Jeannin et Laurent Tacher. *Evidence of inception horizons in karst conduit networks.* Geomorphology, vol. 106, no. 1-2, pages 86–99, 2009. Journal Article. (Cité en pages 15, 22, 59, 61, 93, 101 et 213.)

[Filipponi 2009] Marco Filipponi. *Spatial analysis of karst conduit networks and determination of parameters controlling the speleogenesis along preferential lithostratigraphic horizons.* Ph.d. thesis, Ecole polythechnique fédérale de Lausanne, Lausanne, Switzerland, 2009. (Cité en pages 15, 16, 59, 61, 72, 93 et 101.)

[Fleury *et al.* 2007] Perrine Fleury, Michel Bakalowicz et Pierre Becker. *Caracterisation d'un systeme karstique a exutoire sous-marin ; exemple de La Mortola (Italie). Characterization of a karst system with a submarine spring ; example*

of La Mortola (Italy). Comptes Rendus - Academie des Sciences.Geoscience, vol. 339, no. 6, pages 407–417, Mai 2007. Journal Article. (Cité en page 32.)

[Fleury *et al.* 2008] P. Fleury, M. Bakalowicz, G. de Marsily et J. M. Cortes. *Functioning of a coastal karstic system with a submarine outlet, in southern Spain.* Hydrogeology Journal, vol. 16, no. 1, pages 75–85, Février 2008. Journal Article. (Cité en page 32.)

[Fleury *et al.* 2009] P. Fleury, B. Ladouche, Y. Conroux, H. Jourde et N. Dörfliger. *Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring.* Journal of Hydrology, vol. 365, no. 3-4, pages 235–243, 2009. Journal Article. (Cité en pages 1 et 90.)

[Fleury 2005] Perrine Fleury. *Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation.* PhD thesis, Université Paris VI, Pierre et Marie Curie, 2005. (Cité en pages 24, 32 et 213.)

[Ford & Ewers 1978] D. C. Ford et R. O. Ewers. *The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth.* Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 15, no. 11, pages 1783–1798, Novembre 1978. Journal Article. (Cité en page 91.)

[Ford & Williams 1989] Derek C. Ford et Paul W. Williams. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR), 1989. Book, Whole. (Cité en page 91.)

[Ford *et al.* 2007] D. C. Ford, Paul W. Williams et John Wiley & Sons. Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley & Sons, Chichester, 2007. Book, Whole. (Cité en pages 6, 9, 10, 12, 13, 14, 19, 59, 91 et 125.)

[Fournillon *et al.* 2011] A. Fournillon, S. Abeliard, S. Viseur, B. Arfib et J. Borgomano. *Geometry-based stochastic simulations of karstic networks and their selection by multivariate analysis.* In Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France) 1-3 sep. 2011, 2011. (Cité en page 52.)

[Gabrovsek & Dreybrodt 2001] F. Gabrovsek et W. Dreybrodt. *A model of the early evolution of karst aquifers in limestone in the dimensions of length and depth.* Journal of Hydrology,, vol. 240, no. 3-4, pages 206–224, 2001. Journal Article. (Cité en pages 45, 48 et 91.)

[Gabrovsek *et al.* 2000] F. Gabrovsek, B. Menne et W. Dreybrodt. *A model of early evolution of karst conduits affected by subterranean CO2 sources*, 2000. Generic. (Cité en page 48.)

[Gilli & Audra 2004] éric Gilli et Philippe Audra. *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.* Comptes Rendus Geosciences,, vol. 336, no. 16, pages 1481–1489, 2004. Journal Article. (Cité en pages 32 et 126.)

[Gouze *et al.* 2003] Philippe Gouze, Catherine Noiriel, CÃ©line Bruderer, Didier Loggia et Richard Leprovost. *X-ray tomography characterization of fracture*

surfaces during dissolution. Geophysical Research Letters, vol. 30, page 4 PP., Mars 2003. (Cité en page 193.)

[Groves & Howard 1994a] Christopher G. Groves et Alan D. Howard. *Early development of karst systems ; 1, Preferential flow path enlargement under laminar flow.* Water Resources Research, vol. 30, no. 10, pages 2837–2846, Octobre 1994. Journal Article. (Cité en pages 45 et 91.)

[Groves & Howard 1994b] Christopher G. Groves et Alan D. Howard. *Minimum hydrochemical conditions allowing limestone cave development.* Water Resources Research, vol. 30, no. 3, pages 607–615, Mars 1994. Journal Article. (Cité en page 44.)

[Haeuselmann *et al.* 2002] Philipp Haeuselmann, Pierre-Yves Jeannin, Stein-Erik Lauritzen et Michel Monbaron. *The role of the epiphreatic zone and the surrounding environment in cave genesis ; the Siebenhengste example.* In Evolution of karst ; from prekarst to cessation, Postojna, volume Slovenia, Slovenia (SVN), Septembre 2002. Zalozba ZRC, Slovenia (SVN). Conference Proceedings. (Cité en page 18.)

[Helgelson & Aydin 1991] D.E. Helgelson et A. Aydin. *Characteristics of joints propagation across layer interfaces in sedimentary rocks.* Journal of Structural Geology, vol. 13, pages 897–911, 1991. (Cité en page 63.)

[Hiller *et al.* 2011] Thomas Hiller, Georg Kaufmann et Douchko Romanov. *Karstification beneath dam-sites : From conceptual models to realistic scenarios.* Journal of Hydrology, vol. 398, no. 3-4, pages 202–211, Février 2011. (Cité en pages 46 et 91.)

[Hobbs 1967] D. W. Hobbs. *The Formation of Tension Joints in Sedimentary Rocks : An Explanation.* Geological Magazine, vol. 104, page 550, 1967. (Cité en page 62.)

[Howard & Groves 1995] Alan D. Howard et Christopher G. Groves. *Early development of karst systems ; 2, Turbulent flow.* Water Resources Research, vol. 31, no. 1, pages 19–26, Janvier 1995. Journal Article. (Cité en pages 45 et 91.)

[Häuselmann *et al.* 1999] Philipp Häuselmann, Pierre-Yves Jeannin et Thomas Bitterli. *Relationships between karst and tectonics : case-study of the cave system north of Lake Thun (Bern, Switzerland)Relations entre karst et tectonique : l'exemple du réseau spéléologique du nord du lac de Thoune (Berne, Suisse).* Geodinamica Acta„ vol. 12, no. 6, pages 377–388, 1999. Journal Article. (Cité en page 22.)

[Husson 2011] E. Husson. Remplissages karstiques et variations du niveau de base : Exemple des paléokarsts de la région de ganges (34). mémoire master 2. Master's thesis, Université de Montpellier 2, 2011. (Cité en page 42.)

[Jaquet *et al.* 2004] O. Jaquet, P. Siegel, G. Klubertanz et H. Benabderrhamane. *Stochastic discrete model of karstic networks.* Advances in Water Resources„ vol. 27, no. 7, pages 751–760, 2004. Journal Article. (Cité en pages 1, 50 et 90.)

[Jeannin 1996] P. Y. Jeannin. *Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques.* PhD thesis, Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Switzerland, Université de Neuchâtel, 1996. Dissertation/Thesis, Unpublished. (Cité en pages 25, 44, 88 et 213.)

[Josnin *et al.* 1998] Jean-Yves Josnin, François Arthaud et Claude Drogue. *Mouvements verticaux quaternaires dans le Languedoc méditerranéen oriental et leurs conséquences sur l'hydrogéologie karstique.* Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science„ vol. 326, no. 10, pages 709–716, 1998. Journal Article. (Cité en page 28.)

[Josnin *et al.* 2001] JY. Josnin, F. Arthaud et P. Laurent. *Indices tectoniques et microtectoniques d'une compression nord-sud, datée d'environ 80000 ans dans le Languedoc méditerranéen.* Earth and Planetary Sciences, vol. 331, pages 733–740, 2001. (Cité en page 28.)

[Josnin *et al.* 2002] Jean-Yves Josnin, Hervé Jourde, Pascal Fenart et Pascal Bidaux. *A three-dimensional model to simulate joint networks in layered rocks.* Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 39, pages 1443–1455, 2002. Magazine Article. (Cité en pages 3, 52, 57, 59, 61, 62, 63, 64, 69, 92, 101, 190, 214 et 215.)

[Jourde *et al.* 1998] H. Jourde, P. Bidaux et S. Pistre. *Modélisation des écoulements en réseaux de fractures orthogonales : influence de la localisation du puits de pompage sur les rabattements.* Bulletin de la Societe Geologique de France, vol. 169(5), pages 653–644, 1998. (Cité en pages 3, 52, 69, 77, 101, 102 et 190.)

[Jourde *et al.* 2002a] H. Jourde, F. Cornaton, S. Pistre et P. Bidaux. *Flow behavior in a dual fracture network.* Journal of Hydrology, vol. 266, no. 1-2, pages 99–119, 2002. Journal Article. (Cité en pages 59, 61, 72, 77, 100, 101 et 102.)

[Jourde *et al.* 2002b] H. Jourde, S. Pistre, P. Perrochet et C. Drogue. *Origin of fractional flow dimension to a partially penetrating well in stratified fractured reservoirs. New results based on the study of synthetic fracture networks.* Advances in Water Resources„ vol. 25, no. 4, pages 371–387, 2002. Journal Article. (Cité en pages 61, 91 et 101.)

[Jourde *et al.* 2007] H. Jourde, P. Fenart, M. Vinches, S. Pistre et B. Vayssade. *Relationship between the geometrical and structural properties of layered fractured rocks and their effective permeability tensor. A simulation study.* Journal of Hydrology„ vol. 337, no. 1-2, pages 117–132, 2007. Journal Article. (Cité en pages 61, 100 et 101.)

[Jourde 1999] H. Jourde. *Simulation d'essais de puits en milieu fracturé à partir d'un modèle discret basé sur des lois mécaniques de fracturation ; validation sur sites expérimentaux. Simulation of well testing in fractured media using a discrete model based on the mechanical laws of fractures ; validation on experimental sites.* Ph. d. thesis, Université Montpellier II, Sciences et tech-

niques du Languedoc, Montpellier, France, 1999. Dissertation/Thesis. (Cité en pages 57, 59, 60, 61, 63, 66, 69, 77, 92, 101, 102, 190 et 214.)

[Kaufmann & Braun 1999] Georg Kaufmann et Jean Braun. *Karst aquifer evolution in fractured rocks.* Water Resources Research, vol. 35, no. 11, pages 3223–3238, Novembre 1999. Journal Article. (Cité en pages 45, 50, 91 et 119.)

[Kaufmann & Braun 2000] Georg Kaufmann et Jean Braun. *Karst aquifer evolution in fractured, porous rocks.* Water Resources Research, vol. 36, no. 6, pages 1381–1391, Juin 2000. Journal Article. (Cité en pages 45, 50, 51, 91 et 214.)

[Kaufmann & Romanov 2008] Georg Kaufmann et Douchko Romanov. *Cave development in the Swabian Alb, south-west Germany : A numerical perspective.* Journal of Hydrology,, vol. 349, no. 3-4, pages 302–317, 2008. Journal Article. (Cité en pages 46, 50 et 91.)

[Kaufmann *et al.* 2010] Georg Kaufmann, Douchko Romanov et Thomas Hiller. *Modeling three-dimensional karst aquifer evolution using different matrix-flow contributions.* Journal of Hydrology, vol. 388, no. 3-4, pages 241–250, Juillet 2010. (Cité en pages 46, 50, 91 et 119.)

[Kaufmann 2002] Georg Kaufmann. *Karst aquifer evolution in a changing water table environment.* Water Resources Research, vol. 38, no. 6, page 9, Juin 2002. Journal Article. (Cité en pages 45 et 91.)

[Kaufmann 2003a] Georg Kaufmann. *A model comparison of karst aquifer evolution for different matrix-flow formulations.* Journal of Hydrology, vol. 283, no. 1-4, pages 281–289, Décembre 2003. Journal Article. (Cité en pages 45, 50, 119, 125, 127, 131, 145 et 191.)

[Kaufmann 2003b] Georg Kaufmann. *Modelling unsaturated flow in an evolving karst aquifer.* Journal of Hydrology,, vol. 276, no. 1-4, pages 53–70, 2003. Journal Article. (Cité en pages 45 et 91.)

[Kaufmann 2009] Georg Kaufmann. *Modelling karst geomorphology on different time scales.* Geomorphology, vol. 106, no. 1-2, pages 62–77, 2009. Journal Article. (Cité en pages 46 et 91.)

[Kiraly *et al.* 1998] Laszlo Kiraly, Pierre-Yves Jeannin, Martin Sauter, Pierre-Yves Jeannin et Martin Sauter. *Introducing to karst modelling ; Modelling in karst systems.* Bulletin d'Hydrogeologie, vol. 16, pages 1–6, 1998. Journal Article. (Cité en pages 1 et 90.)

[Kiraly 1969] L. Kiraly. *Statistical analysis of fractures (Orientation and density).* Geologische Rundschau, vol. 59, no. 1, pages 125–151, Novembre 1969. (Cité en pages 25 et 213.)

[Klimchouk & Ford 2000a] Alexander B. Klimchouk et Derek C. Ford. *Lithological and structural controls of dissolutional cave development.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en pages 9, 10, 12, 14, 59 et 91.)

[Klimchouk & Ford 2000b] Alexander B. Klimchouk et Derek C. Ford. *Types of karst and evolution of hydrogeologic setting.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en pages 6, 7, 8, 14, 17 et 213.)

[Klimchouk 2000a] Alexander B. Klimchouk. *Dissolution and conversions of gypsum and anhydrite.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en page 10.)

[Klimchouk 2000b] Alexander B. Klimchouk. *Speleogenesis of the great gypsum mazes in the western Ukraine.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en page 12.)

[Klimchouk 2009] Alexander Klimchouk. *Morphogenesis of hypogenic caves.* Geomorphology, vol. 106, no. 1-2, pages 100–117, 2009. Journal Article. (Cité en page 22.)

[Lafare *et al.* 2009] Antoine Lafare, Hervé Jourde, Véronique Leonardi, Séverin Pistre et Nathalie Dörfliger. *Speleogenesis of Mediterranean karsts ; a modelling approach based on realistic fracture networks.* In Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins ; proceedings, Ukrainian Institute of Speleology and Karstology special paper, pages 75–81, Chernivtsi, Ukraine, 2009. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Simferopol, Ukraine (UKR). (Cité en page 52.)

[Lafare *et al.* 2011] A. Lafare, H. Jourde, V. Leonardi, S. Pistre et N. Dörfliger. *Mathematical modeling of karstogenesis : an approach based on fracturing and hydrogeological processes.* In Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France) 1-4 sep. 2011, 2011. (Cité en page 150.)

[Lafare *et al.* sub] Antoine Lafare, Hervé Jourde, Véronique Leonardi, Séverin Pistre et Nathalie Dörfliger. *Modeling karst conduits enlargement by a hybrid modeling approach based on both Discrete Fracture Network and flow numerical models and empirical growth laws : methodology and validation tests.* Water Resources Research, sub. (Cité en pages 3, 57 et 87.)

[Lastennet & Mudry 1997] R. Lastennet et J. Mudry. *Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system.* Environmental Geology, vol. 32(2), pages 114–123, 1997. Generic. (Cité en page 20.)

[Liedl *et al.* 2003] Rudolf Liedl, Martin Sauter, Dirk Hueckinhaus, Torsten Clemens et Georg Teutsch. *Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model.* Water Resources Research, vol. 39, no. 3, page 11, Mars 2003. Journal Article. (Cité en pages 45, 50 et 91.)

[Léonardi *et al.* 2011] V. Léonardi, G. Tissier et H. Jourde. *Eléments de génèse des karsts péri-méditerranéens : impact de la tectonique sur l'évolution des drains karstiques (Karsts Nord-Montpelliérains).* In Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France) 1-4 sep. 2011, 2011. (Cité en pages 33 et 42.)

[Lowe 2000a] David J. Lowe. *Role of speleogenesis in the development of hydrocarbon and mineral deposits.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en page 22.)

[Lowe 2000b] David J. Lowe. *Role of stratigraphic elements in speleogenesis ; the speleoinception concept.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en page 15.)

[Luquot 2008] Linda Luquot. *Quantification expérimentale à l'échelle mésoscopique des processus réactionnels dans le cadre de l'injection de CO2 dans les roches carbonatées et silicatées.* PhD thesis, Université Montpellier 2, 2008. (Cité en page 19.)

[Mangin 1975] Alain. Mangin. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques.* Ph.D. thesis, Université de Dijon, Dijon, France, 1975. (Cité en pages 1 et 90.)

[Maréchal & Ladouche 2006] J.C. Maréchal et B. Ladouche. *Fonctionnement hydrogéologique du système karstique de la Fontaine de Nîmes en crue, Rapport final. BRGM/RP-54723-FR.* Rapport technique, BRGM, 2006. (Cité en pages 35, 36 et 213.)

[Maréchal *et al.* 2004] J.C. Maréchal, V. Petit et B. Ladouche. *Synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques sur le bassin d'alimentation de la Fontaine de Nîmes. BRGM/RP-53422-FR.* Rapport technique, BRGM, 2004. (Cité en pages 28 et 34.)

[Maréchal 2004] J.C. Maréchal. *Mesures complémentaires (module 2 du projet) sur le bassin d'alimentation de la Fontaine de Nîmes. BRGM/RP-53421-FR.* Rapport technique, BRGM, 2004. (Cité en page 35.)

[Marsily 1986] Ghislain De Marsily. Quantitative hydrogeology : Groundwater hydrology for engineers. Academic Press Inc, Mai 1986. (Cité en page 78.)

[Martin & Dean 2001] Jonathan B Martin et Randolph W Dean. *Exchange of water between conduits and matrix in the Floridan aquifer.* Chemical Geology, vol. 179, no. 1-4, pages 145–165, Septembre 2001. (Cité en page 21.)

[Mazzilli *et al.* 2010] Naomi Mazzilli, Vincent Guinot et Hervé Jourde. *Sensitivity analysis of two-dimensional steady-state aquifer flow equations. Implications for groundwater flow model calibration and validation.* Advances in Water Resources, vol. 33, no. 8, pages 905 – 922, 2010. (Cité en pages 1 et 90.)

[Mocochain *et al.* 2006a] Ludovic Mocochain, Georges Clauzon et Jean-Yves Bigot. *Reponses de l'endokarst ardechois aux variations eustatiques generees par la crise de salinite messinienne. The Ardeche endokarstic responses to the eustatic variations resulting from the Messinian salinity crisis.* Bulletin de la Societe Geologique de France, vol. 177, no. 1, pages 27–36, Janvier 2006. Journal Article. (Cité en page 30.)

[Mocochain *et al.* 2006b] Ludovic Mocochain, Georges Clauzon, Jean-Yves Bigot et Philippe Brunet. *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,, vol. 188-189, pages 219–233, 2006. Journal Article. (Cité en pages 28, 30, 32 et 126.)

[Mocochain *et al.* 2009] Ludovic Mocochain, Philippe Audra, Georges Clauzon, Olivier Bellier, Jean-Yves Bigot, Olivier Parize et Philippe Monteil. *The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves : Example of the Lower ArdÃ¨che river (mid RhÃ´ne valley).* Geomorphology, vol. 106, no. 1-2, pages 46–61, 2009. Journal Article. (Cité en pages 32 et 126.)

[Mudry & Puig 1991] J. Mudry et J. M. Puig. *Le Karst de la Fontaine de Vaucluse (Vaucluse, Alpes de Haute-Provence, Drome). Karst of Fontaine de Vaucluse, Vaucluse, Alpes-de-Haute Provence, Drome.* Karstologia, vol. 18, pages 29–38, 1991. Journal Article. (Cité en page 28.)

[Mudry 1990] Jacques Mudry. *Les courbes flux chimique-debit et le fonctionnement des aquiferes karstiques.* Journal of Hydrology, vol. 120, no. 1-4, pages 283–294, Décembre 1990. (Cité en page 1.)

[Mylroie & Carew 2000] John E. Mylroie et James L. Carew. *Speleogenesis in coastal and oceanic settings.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en page 21.)

[Noiriel *et al.* 2009] Catherine Noiriel, Linda Luquot, Benoît Madé, Louis Raimbault, Philippe Gouze et Jan van der Lee. *Changes in reactive surface area during limestone dissolution : An experimental and modelling study.* Chemical Geology, vol. 265, pages 160–170, Juillet 2009. (Cité en page 193.)

[Noiriel 2004] Catherine Noiriel. *Investigation of porosity and permeability effects from microstructure changes during limestone dissolution.* Geophysical Research Letters, vol. 31, 2004. (Cité en page 193.)

[Palmer 1984] Arthur N. Palmer. *Recent Trends in Karst Geomorphology.* Journal of Geological Education, vol. 32, no. 4, pages 247–53, 1984. (Cité en page 93.)

[Palmer 1991] Arthur N. Palmer. *Origin and morphology of limestone caves.* Geological Society of America Bulletin, vol. 103, no. 1, pages 1–21, Janvier 1991. Journal Article. (Cité en pages 3, 8, 17, 21, 22, 23, 44, 45, 87, 88, 90, 91, 93, 94, 96, 100, 107, 108, 110, 111, 116, 126, 190, 213, 216 et 217.)

[Palmer 2000a] Arthur N. Palmer. *Digital modeling of individual solution conduits.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en pages 3, 91, 93 et 100.)

[Palmer 2000b] Arthur N. Palmer. *Hydrogeologic control of cave patterns.* In Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt, editeurs, Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en pages 17, 18, 19, 22, 23, 91 et 213.)

[Palmer 2002] A. N. Palmer. *Speleogenesis in carbonate rocks.* In F. Gabrovsek, editeur, Evolution of karst : from prekarst to cessation, pages 43–60. Zalozba ZRC, Slovenia (SVN), Postojna-Ljubljana, 2002. (Cité en pages 16 et 91.)

[Petit *et al.* 1994] J.-P. Petit, G. Massonnat, F. Pueo et K. Rawnsley. *Rapport de forme des fractures de mode 1 dans les roches stratifiées : une Étude de cas dans le bassin permien de Lodève (France).* BCREDP (Elf Aquitaine), vol. 18, pages 212–1204, 1994. (Cité en page 63.)

[Pistre *et al.* 1999] Séverin Pistre, Manuel Lopez-Chicano, Antonio Pulido-Bosch et Claude Drogue. *The role of western Mediterranea tectonic evolution in the geometry of a karstic domain in the Betic Cordilleras (Sierra Gorda, Spain) : Importance of a tardy extensional regime.* Geodinamica Acta„ vol. 12, no. 1, pages 11–24, 1999. Journal Article. (Cité en pages 14 et 91.)

[Pistre *et al.* 2002] Severin Pistre, Cristina Linan, Bartolome Andreo, Francisco Carrasco, Claude Drogue et Agustin Martin-Algarra. *Role of an extension of pre-Quaternary age for the evolution of the carbonate massifs in the occidental Betic Cordillera : The case of the Yunquera-Nieves massif (southern Spain).* Bulletin de la Societe Geologique de France, vol. 173, no. 5, pages 437–448, Septembre 2002. (Cité en pages 14 et 91.)

[Plummer & Wigley 1976] L Plummer et T Wigley. *The dissolution of calcite in CO2-saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure.* Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 40, pages 191–202, Février 1976. (Cité en page 93.)

[Plummer *et al.* 1978] L. N. Plummer, T. M. L. Wigley et D. L. Parkhurst. *The kinetics of calcite dissolution in CO (sub 2) -water systems at 5 degrees to 60 degrees C and 0.0 to 1.0 atm CO (sub 2).* American Journal of Science, vol. 278, no. 2, pages 179–216, Février 1978. Journal Article. (Cité en pages 90 et 93.)

[Pollard & Aydin 1988] David D. Pollard et Atilla Aydin. *Progress in understanding jointing over the past century.* Geological Society of America Bulletin, vol. 100, no. 8, pages 1181–1204, Août 1988. (Cité en page 63.)

[Price & Cosgrove 1990] Neville J. Price et John W. Cosgrove. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, Août 1990. (Cité en page 62.)

[Ritz 1991] J.-F. Ritz. *Evolution du champ de contrainte dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques.* PhD thesis, Université Montpellier 2, 1991. (Cité en page 28.)

[Rives *et al.* 1994] T. Rives, K. D. Rawnsley et J.-P. Petit. *Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish.* Journal of Structural Geology, vol. 16, no. 3, pages 419–429, 1994. Journal Article. (Cité en page 62.)

[Romanov *et al.* 2002] D. Romanov, W. Dreybrod et F. Gabrovsek. *Interaction of fracture and conduit flow in the evolution of karst aquifers.* In J. B. Martin, C. M. Wicks et J. D. Sasowsky, editeurs, Proceedings of the Symposium on Karst Aquifers : Florida and Related Environments, volume 7 of *KWI Special Publ.* Karst Waters Institute, Charles Town, WV, 2002. (Cité en pages 45, 119, 125, 127, 131 et 191.)

[Romanov *et al.* 2003] Douchko Romanov, Franci Gabrovsek et Wolfgang Dreybrodt. *The impact of hydrochemical boundary conditions on the evolution of limestone karst aquifers.* Journal of Hydrology,, vol. 276, no. 1-4, pages 240–253, 2003. Journal Article. (Cité en page 48.)

[Romanov *et al.* 2007] Douchko Romanov, Franci Gabrovsek, Wolfgang Dreybrodt et Petar Milanovic. *Leakage below dam sites in limestone terrains by enhanced karstification ; a modeling approach ; Cvij karst 2005 ; water resources and environmental problems.* Environmental Geology (Berlin), vol. 51, no. 5, pages 775–779, Janvier 2007. Journal Article. (Cité en page 48.)

[Salomon 2006] Jean-Noël Salomon. Précis de karstologie. Presses Univ de Bordeaux, 2006. (Cité en page 18.)

[Sauter 1992] M. Sauter. *Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW. Germany).* Ph.D. thesis, Eberhard Karls Univ. TÃ$\frac{1}{4}$bingen, TGA, C13, Tübingen, Germany, 1992. (Cité en pages 1 et 90.)

[Segall & Pollard 1983] Paul Segall et David. Pollard. *Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada.* Geological Society of America Bulletin, vol. 94, page 563, 1983. (Cité en page 62.)

[Seranne *et al.* 2002] Michel Seranne, Hubert Camus, Francis Lucazeau, Jocelyn Barbarand et Yves Quinif. *Surrection et erosion polyphasees de la Bordure cevenole ; un exemple de morphogenese lente. Polyphase uplift and erosion of the border of the Cevennes ; an example of slow morphogenesis.* Bulletin de la Societe Geologique de France, vol. 173, no. 2, pages 97–112, 2002. Journal Article. (Cité en pages 30, 32, 125 et 126.)

[Siemers & Dreybrodt 1998] Joerg Siemers et Wolfgang Dreybrodt. *Early development of karst aquifers on percolation networks of fractures in limestone.* Water Resources Research, vol. 34, no. 3, pages 409–419, Mars 1998. Journal Article. (Cité en pages 45 et 91.)

[Svensson & Dreybrodt 1992] U. Svensson et W. Dreybrodt. *Dissolution kinetics of natural calcite minerals in CO2-water systems approaching calcite equilibrium.* Chemical Geology, vol. 100, no. 1-2, pages 129–145, 1992. Journal Article. (Cité en page 93.)

[Szymczak & Ladd 2011] Piotr Szymczak et Anthony J.C. Ladd. *The initial stages of cave formation : Beyond the one-dimensional paradigm.* Earth and Planetary Science Letters, vol. 301, pages 424–432, Janvier 2011. (Cité en page 193.)

[Therrien & Sudicky 1996] R. Therrien et E. A. Sudicky. *Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media.* Journal of Contaminant Hydrology, vol. 23, no. 1-2, pages 1–44, Juin 1996. (Cité en pages 82, 102 et 104.)

[Tritz *et al.* 2011] Sébastien Tritz, Vincent Guinot et Hervé Jourde. *Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model.* Journal of Hydrology, vol. 397, no. 3-4, pages 250 – 262, 2011. (Cité en pages 1 et 90.)

[Vidal 2009] Vincent Vidal. Caractérisation d'un réseau karstique : Cas de l'aquifère de la fontaine de nîmes, mémoire de master 1. Master's thesis, Université Montpellier 2, 2009. (Cité en pages 34, 35 et 213.)

[Weyl 1958] P.K. Weyl. *The solution kinetics of calcite.* The journal of geology, vol. 66(2), pages 163–176, 1958. (Cité en page 93.)

[White & Longyear 1962] W. B. White et J. Longyear. *Some limitations on speleogenetic speculations imposed by hydraulics of groundwater flow in limestone.* Nittany Grotto Newl., vol. 10, pages 155–157, 1962. (Cité en page 93.)

[White *et al.* 2000] William B. White, Alexander B. Klimchouk, Derek C. Ford, Arthur N. Palmer et Wolfgang Dreybrodt. *Development of speleogenetic ideas in the 20th century ; the modern period, 1957 to the present.* In Speleogenesis evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA), United States (USA), 2000. Book, Section. (Cité en page 5.)

[White 1977] W. B. White. *Role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers.* Mem. Int. Assoc. Hydrogeol., vol. 12, pages 503–517, 1977. (Cité en page 93.)

[Wu & Pollard 1995] H. Wu et D. Pollard. *An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness.* Journal of Structural Geology, vol. 17, pages 887–905, 1995. (Cité en page 62.)

Table des figures

1.1 Schématisation d'une typologie « évolutionnaire » des karsts (Reproduit de [Klimchouk & Ford 2000b]) 7

1.2 Coupe verticale schématique du réseau karstique « Mammoth Cave », caractérisé par une prédominance des structures stratigraphiques (Reproduit de [Bakalowicz 2006]). 12

1.3 Projection d'une partie du système spéléologique de Siebenhengste, et sept horizons d'inception potentiels associés (Reproduit de [Filipponi *et al.* 2009]). 15

1.4 Principales morphologies des cavités en relation avec les types de recharge et de porosité initiale (Reproduit de [Palmer 2000b, Palmer 1991]). 23

1.5 Relation du développement d'un réseau karstique en relation avec son niveau de base associé (Modifié de [Fleury 2005]). 24

1.6 Système « karstification » et ses sous-systèmes. Les processus d'écoulement et les processus chimiques conduisent à l'évolution du « système des vides ». La dissolution est fonction de l'écoulement, mais est aussi contrôlée par la nature de la roche et les caractéristiques physico-chimiques des eaux infiltrées. Les processus d'écoulement et chimique s'auto-entretiennent (positive feedback). (Reproduit de [Jeannin 1996], modifié de [Kiraly 1969]). 25

1.7 Schéma structural du bassion mésozoïque du Sud-Est (Reproduit de [Baudrimont & Dubois 1977]). 27

1.8 Carte d'isopaques et environnement sédimentaire du Crétacé moyen (Reproduit de [Baudrimont & Dubois 1977]). 29

1.9 Diagramme schématique représentant une interprétation de l'évolution des drainages karstiques au cours du cycle Messino-Pliocène (Reproduit de [Audra *et al.* 2004]). 31

1.10 Carte simplifiée représentant la géologie du système karstique de la Fontaine de Nîmes (modifié de [Vidal 2009]). 34

1.11 Modèle conceptuel du fonctionnement de l'aquifère karstique de la Fontaine de Nîmes en basses eaux (a) et en hautes eaux (b) (reproduit de [Maréchal & Ladouche 2006]). 36

1.12 Rosaces en fréquence des directions de la fracturation, par formation puis globalement avec vecteur moyen et intervalle de confiance (les valeurs sont exprimées en pourcentage. 37

1.13 Rosaces des directions de la fracturation mesurée par photos aériennes, en longueur cumulée puis en densité (les valeurs sont exprimées en pourcentages). 38

1.14 La Fontaine de Nîmes, dénoyée après une opération de pompage en vue d'une exploration (gauche), en crue (droite). (Photos : Gilbert Jouanen, Association Fontaine de Nîmes). 39

1.15 Représentation tridimensionnelle du réseau spéléologique cartographié : la source est prise comme niveau de référence (0 m), et la couleur représente l'altitude des segments du réseau par rapport à ce niveau (du jaune vers le vert quand on est sous le niveau de la source, du jaune vers le rouge puis le marron quand on est au dessus). 40

1.16 Rosaces de direction des galeries, en pourcentage de longueur cumulée, pour chaque branche de réseau, puis pour le réseau complet. . . 41

1.17 Histogramme des altitudes relativement au niveau de la source des galeries, en pourcentage de la longueur cumulée. 42

1.18 Illustration du maillage de type « Dual Fracture » avec la juxtaposition de deux réseaux de fissures : un réseau dense (système fissuré) et un réseau représentant les structures majeures (reproduit de [Dreybrodt *et al.* 2005]). 47

1.19 Illustration de la conceptualisation du modèle CAVE : la matrice fissurée est représentée par une grille à volumes finis, alors que le réseau de conduits est représentée de manière discrète (modifié de [Clemens *et al.* 1996]). 49

1.20 Illustrations de la conceptualisation du modèle KARST : Discrétisation du domaine en N points (a), l'écoulement est supposé concentré aux intersections entre discontinuités (b), les éléments fractures sont linéaires et les éléments matrice triangulaires (c) (modifié de [Kaufmann & Braun 2000]). 51

2.1 Représentation schématique des différentes étapes du processus de modélisation 56

2.2 Première étape préparatoire : la génération du réseau de fracturation et le maillage de l'aquifère synthétique 58

2.3 Représentation schématique d'un massif fracturé en domaine tabulaire stratifié. La forme elliptique de la propagation de la fracture est limitée dans son extension par des limites planes. H et L sont les composantes du rapport de forme. (Reproduit de [Josnin *et al.* 2002]) 64

2.4 Représentation schématique du domaine modélisé, ainsi que de ses dimensions 64

2.5 Schématisation des interactions entre fractures de la première famille, dans le plan (xy). La zone de relaxation ainsi que ses paramètres géométriques e, f et g sont représentés. (Reproduit de [Jourde 1999]) 66

2.6 Représentation schématique dans le plan (xy) de la germination et de la propagation des fractures de seconde génération. 4 types d'interactions mécaniques sont représentées : (a) la fracture traverse une fracture de première génération. (b) la fracture bute sur une fracture de première génération. (c) la fracture bute sur la zone de relaxation induite par une autre fracture de seconde génération. (d) deux fractures de seconde génération butent et s'arrêtent mutuellement par rencontre de leurs zones interdites. 68

2.7 Visualisations de réseaux fracturés synthétiques et naturels. (a) Exemple naturel : cartographie des traces de fractures au sein d'une strate des calcaires de Nashpoint (Pays de Galles). (b) Fractures dans une strate simulée. (c) Coupe verticale d'une simulation parallèle à la direction de la seconde famille (Reproduit de [Josnin *et al.* 2002]) . 69

2.8 Représentations tridimensionnelles d'un exemple de réseau fracturé généré par REZO3D : (a) Représentation des deux familles de fractures sub-verticales. (b) Représentation des fractures sub-verticales accompagnées des joints de stratification sub-horizontaux. (c) Représentation du massif fracturé synthétique 71

2.9 Visualisations du réseau fracturé issu de REZO3D, et utilisé pour illustrer la méthode de maillage. (a) Fractures sub-verticales. (b) Fractures et joints de stratification sub-horizontaux. (c) Massif fracturé : la Famille I est composée de 50 fractures de longueur moyenne $l_1 = 25m$ orientées selon y et la Famille II de 50 fractures de longueur moyenne $l_2 = 7m$ orientées selon x. 73

2.10 Schématisation de la méthode de maillage. (a) Réalisation de la grille (traçage des arêtes en fonction de la position des fractures). (b) Les éléments 3D composés de huit nœuds. (c) Les éléments 2D : Joints de stratification (éléments horizontaux non représentés) et fractures. (d) Les éléments 1D aux intersections. 74

2.11 Visualisation des éléments 3D du maillage simulant la matrice carbonatée 75

2.12 Visualisation des éléments 2D du maillage simulant les plans de fractures et de stratification. Le dégradé de gris est utilisé pour distinguer la profondeur de chaque élément 76

2.13 Visualisation des éléments 1D du maillage simulant les conduits et chenaux préférentiels d'écoulement situés aux intersections entre fractures et entre fractures et interfaces stratigraphiques. Le dégradé de gris est utilisé pour distinguer la profondeur de chaque élément . . . 77

2.14 Visualisation de la distribution de la charge hydraulique calculée par le logiciel GW (voir section 2.3) toujours pour le même réseau exemple. Une condition aux limites de type Dirichlet est appliquée, imposant une différence de potentiel $\Delta H = 5m$ entre les plans $y = 0m$ et $y = 50m$. 79

2.15 Seconde étape : la simulation d'écoulement et de transport au sein de l'aquifère synthétique 80

2.16 Troisième étape : Calcul de l'élargissement à l'aide d'une loi empirique prenant pour variables la vitesse d'écoulement et l'âge de l'eau souterraine 86

2.17 Modeling setting of a single planar fracture used by [Palmer 1991]. With L the total length in centimeters (cm), b the width (cm), w the aperture (cm), Δh the head difference (cm) along the fracture and Q the flow rate outflowing in cm^3 per second (cm^3/s) 94

2.18 Evolution of the aperture along the fracture length for six times obtained by [Palmer 1991] for an idealized fracture 1000 m long, characterized by an initial aperture of 0.01 cm. Each curve corresponds to the aperture profile at a given time in years (y) 96

2.19 Modeling setting of a single circular tube (a) of length L (cm), diameter $a_0 = b_0$ (cm) and a single planar fracture (b) of length L (cm), width b_0 (cm), aperture a_0 (cm) used respectively by [Dreybrodt 1996] and [Dreybrodt *et al.* 2005]. The head difference is h (cm) 97

2.20 Evolution of the diameter along the conduit length for nine times in years (y) represented by each curve (a) and temporal evolution of the flow rate (b) obtained by [Dreybrodt 1996] for a circular tube 1000 m long, characterized by an initial diameter of 0.04 cm 99

2.21 Evolution of the aperture along the fracture length for nine times in years (y) represented by each curve (a) and temporal evolution of the flow rate (b) obtained by [Dreybrodt *et al.* 2005] for an idealized fracture 1000 m long, characterized by an initial aperture of 0.02 cm 99

2.22 3-D view of an orthogonal fracture network generated by the REZO3D code. The run was performed for a 50 m long, 50 m wide domain, 4 strata of mean height 2 m, a first family of 100 fractures (mean length of 25 m) in the Y-direction and a second of 200 fractures (mean length of 7 m) in the X-direction. 101

2.23 Head field result of a steady flow simulation based on a REZO3D generated fracture network. The flow is driven by a fixed head difference ($H = 10m$ on the plane $y = -25.0m$, $H = 0$ on the plane $y = +25.0m$). The fracture network is characterized by a single stratum 4 m high, a first family of 50 fractures (mean length of 20 m) and a second of 100 fractures (mean length of 7 m). The limestone matrix has a permeability $K_m = 4.010^{-6}m/s$, while the fractures have a permeability $K_f = 110^{-2}m/s$ 103

2.24 Outline of the main steps of the modeling approach 106

2.25 Modeling setting of a single circular tube (a) of length L (cm), divided into N elements i, of diameter $a_0 = b_0$ (cm) ; and a single planar fracture (b) of length L (cm), divided into N elements i, of aperture a_0 and width b_0 (cm) used for the calibration tests. Q is the output flow rate (cm^3/s) 109
2.26 Evolution of the aperture along the fracture length for two times (50 and 95 thousands years) (a) for three different sets of parameters with varying α and β (Sim1, Sim2, Sim3) and the reference results obtained by [Palmer 1991] at the same times (Ref). Temporal evolution of the flow rate (b) for the same setting (without the reference flow rate). The horizontal dashed line figures the « Breakthrough threshold » for the *simulation 1*. 111
2.27 Evolution of the Mean Square Error on the aperture between simulations and reference, according to the variation of α (a), β (b), γ (c) and δ (d) 112
2.28 Evolution of the aperture along the fracture length for the times 1, 10 and 17 thousands years (a) for three different sets of parameters with varying γ (Sim1, Sim2, Sim3) and the reference results obtained by [Dreybrodt 1996] at the same times (Ref). Temporal evolution of the flow rate (b) for the same setting. The horizontal dashed line figures the « Breakthrough threshold » for the *simulation 1* 114
2.29 Evolution of the Mean Square Error on the aperture between simulations and reference, according to the variation of α (a), β (b), γ (c) and δ (d) 115
2.30 Evolution of the aperture along the fracture length for the times 13, 18 and 19 thousands years (a) for three different sets of parameters with varying α and β (Sim1, Sim2, Sim3) and the reference results obtained by [Dreybrodt *et al.* 2005] at the same times (Ref). Temporal evolution of the flow rate (b) for the same setting. The horizontal dashed line figures the « Breakthrough threshold » for the *simulation 1* 117
2.31 Evolution of the Mean Square Error on the aperture between simulations and reference, according to the variation of α (a), β (b), γ (c) and δ (d) 118
2.32 General modeling setting used in the simulations taking into account a limestone matrix. The domain is 1000 m long, 500 m wide, 50 high. The prominent fracture cross over the matrix from $y = 0$ m to $y = 1000$ m. Little squares represent the matrix elements 120
2.33 Top surface views of the head fields simulated for three times (1000 years, 5000 years and 9000 years). The matrix conductivity vary from $K_m = 10^{-15}$ m/s (a) to $K_m = 10^{-6}$ m/s (b) 121
2.34 Top surface views of the groundwater age distribution computed for three times (1000 years, 5000 years and 9000 years). The matrix conductivity vary from $K_m = 10^{-15}$ m/s (a) to $K_m = 10^{-6}$ m/s (b) 123

2.35 Evolution of the aperture along the fracture length at 2000 years (grey) and 5000 years (dark) (a) for five simulations taking into account varying matrix conductivities. Temporal evolution of the ratio of flow rates $Q_t/Q_{t=0}$ (b) for the same setting 124

3.1 Schématisation de la configuration utilisée dans le cadre de la simulation d'une fracture unique incorporée dans une matrice carbonatée : le domaine est long de 1000 m, large de 500 m et haut de 50 m, la fracture traversant la matrice sur toute sa longueur. L'enveloppe externe du maillage matriciel est représentée. 130
3.2 Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-15}$ m/s. 133
3.3 Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-12}$ m/s. 134
3.4 Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-9}$ m/s. 135
3.5 Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-6}$ m/s. 136
3.6 Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-3}$ m/s. 137
3.7 Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-15}$ m/s. 139
3.8 Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-12}$ m/s. 140
3.9 Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-9}$ m/s. 141
3.10 Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-6}$ m/s. 142
3.11 Vue supérieure de la distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-3}$ m/s. 143
3.12 Profils d'ouverture de la fracture pour différents temps (1000, 2500, 4000, 5500 et 7000 ans) pour les simulations prenant en compte une conductivité hydraulique matricielle de 10^{-15} m/s (a), 10^{-12} m/s (b), 10^{-9} m/s (c), 10^{-6} m/s (d), 10^{-3} m/s (e) ; Evolution temporelle des débits pour chaque simulation (f). 144
3.13 Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-6}$ m/s, soumise à une recharge diffuse de type flux imposé : 10^{-9} m/s. 147
3.14 Vue supérieure de la distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs : Simulation $K_m = 10^{-6}$ m/s, soumise à une recharger diffuse de type flux imposé : 10^{-7} m/s. 148
3.15 Configuration des simulations sur une strate traversée par des réseaux de fracture de densité variable : 600 fractures (a), et 300 fractures (b) 149

3.16 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus dense (600 fractures). 152
3.17 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures). . . 153
3.18 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures). 155
3.19 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures).156
3.20 Evolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour chacune des simulations caractérisées par des réseaux fracturés de densité différente. 158
3.21 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-5}$ m/s. 160
3.22 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-4}$ m/s. 161
3.23 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-5}$ m/s. 162
3.24 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-4}$ m/s. 163
3.25 Evolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour chacune des simulations caractérisées par des conductivités hydrauliques matricielles croissantes : 10^{-6} m/s, 10^{-5} m/s (med), 10^{-4} m/s (high). 164
3.26 Configuration des simulations sur une strate traversée par des réseaux de fracture de densité variable : 600 fractures (a), et 300 fractures (b), avec des conditions aux limites affectées selon x. 165
3.27 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions aux limites selon x. 167
3.28 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions aux limites selon x. 168
3.29 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions aux limites selon x. 169

3.30 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions aux limites selon x. 170

3.31 Evolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour chacune des simulations caractérisées par des conductivités hydrauliques différentes : 10^{-6} m/s, 10^{-7} m/s (low) ainsi que des conditions aux limites appliquées selon x ou y. 172

3.32 Illustration des différentes conditions aux limites (recharge et décharge) testées dans le cadre de ces simulations : H_1 représente une condition de recharge ponctuelle de type potentiel imposé, H_2 représente le niveau de base, pouvant être plus ou moins ponctuel. 173

3.33 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge de type flux imposé sur la partie supérieure du système ($z = 2,5m$) : SimBC 1. 175

3.34 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge mixtes : SimBC 2. 176

3.35 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée en des points non connectés au réseau fracturé : SimBC 3. 177

3.36 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge mixtes : SimBC 2. 179

3.37 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le moins densément fracturé (300 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée en des points non connectés au réseau fracturé : SimBC 3. 180

3.38 Evolutions temporelles de l'ouverture moyenne des fractures (a) et du débit global (b) pour des simulations caractérisées par une conductivité hydraulique matricielle de 10^{-6} m/s ainsi que des conditions aux limites variées : recharge diffuse (« diffuse »), recharge mixte diffuse et concentrée en des points connectés au réseau de fracture (« Ponctuel connect ») ou non connectés (« Ponctuel non connect »). 181

3.39 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée de type potentiel imposé (Dirichlet). 183
3.40 Distribution de la charge hydraulique pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée de type flux imposé (Neumann). 184
3.41 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée de type potentiel imposé (Dirichlet). 185
3.42 Distribution de l'âge de l'eau souterraine pour six temps successifs pour le réseau de fractures le plus densément fracturé (600 fractures) possédant une conductivité hydraulique matricielle $K_m = 10^{-6}$ m/s, pour des conditions de recharge concentrée de type flux imposé (Neumann). 186

Résumé : L'objectif principal de cette thèse est de proposer une nouvelle approche de modélisation de la spéléogenèse, susceptible à terme d'acquérir de nouvelles connaissances concernant la mise en place des systèmes karstiques méditerranéens.
Il existe plusieurs approches de modélisations numériques de la spéléogenèse, prenand en compte des lois physiques et chimiques contrôlant l'écoulement et la dissolution au sein des aquifères fracturés carbonatés. Néanmoins, les réseaux de vides initiaux considérés par ces modèles ne correspondent en général pas à la réalité de la fracturation.
L'approche proposée vise à simuler la karstogenèse au sein d'un aquifère caractérisé par un réseau fracturé, aussi réaliste que possible et satisfaisant des propriétés géométriques. Prenant en compte des paramètres statistiques et géométriques pouvant être obtenus par des observations sur le terrain et des expériences analogiques, il est possible de générer des réseaux 3-D réaliste en termes de position relative des diaclases, qui contrôle la connectivité globale du réseau.
Une fois les réseaux de fractures générés, ceux-ci sont traités afin de construire un maillage incorporé dans un modèle à éléments finis d'écoulement et de transport des eaux souterraines. Les simulations d'écoulement et de transport au sein des réseaux fracturés permettent de déterminer la distribution des vitesses d'écoulement ainsi que de l'âge de l'eau souterraines. Ces distributions sont utilisées pour simuler l'évolution de l'ouverture des différents éléments au moyen de l'application d'une loi empirique dédiée de forme polynomiale.
Le calibrage de cette loi est effectué au moyen de tests de type benchmark portant sur des configurations de fracture unique, prenant pour référence des travaux existants, et réalisant des analyses de sensibilité. Des résultats de simulations prenant en compte une matrice carbonatée incorporant la fracture ou lme conduit unique, et considérant différentes valeurs de perméabilité matricielle et différentes modalités de recharge, sont présentés.
Enfin, des résultats obtenus considérant des configurations caractérisées par une strate carbonatée contenant des réseaux de fractures sont présentés, considérant différentes densités de fracturation, conductivités hydrauliques matricielles et conditions aux limites.

Mots clés : Speleogenèse, karstogenèse, fracturation, hydrogéologie, modélisation, eau souterraine

Mathematical modeling of karstogenesis : an approach based on fracturing and hydrogeological processes

Abstract : The main objective of this thesis is to provide an approach of speleogenesis modeling which would allow to bring new knowledge on the genesis of the Mediterranean karstic systems.
Several numerical modeling approaches of speleogenesis exist. They take into account physical and chemical laws for flow and dissolution in fractured carbonate aquifers. Nevertheless, the initial void networks considered by these models generally do not correspond to the fracturing reality.
The proposed approach aims to simulate karstogenesis in an aquifer characterized by a fracture network, while matching field reality as closely as possible and respecting geometrical properties. Using statistical and geometrical parameters obtained by field observations and analogical experiments, it is possible to generate 3-D realistic networks in terms of the relative position of joints that control the overall network connectivity.
Once the fracture networks are generated, they are adapted and incorporated in a 3-D ground water flow and transport finite element model. The flow simulations in the fracture networks allow the determination of the spatial distribution of pore velocities for the initial configuration. This distribution, added to the distributed age of the groundwater, is used to simulate the evolution of the aperture of the different elements by the use of a dedicated empirical equation.
The calibration of the empirical growth law is carried out considering initial tests on single fractures, taking previous works as reference, and leading sensitivity analyses. Results of simulations taking into account a limestone matrix surrounding the conduit, and considering various values of hydraulic conductivity of the matrix and various recharge conditions, are presented.
Then, results obtained considering configurations designed with a single stratum containing fracture networks are presented, considering various fracture densities, matrix hydraulic conductivities and boundary conditions.

Keywords : Speleogenesis, karstogenesis, fracturing, hydrogeology, modeling, groundwater

Unité EAU/NRE du BRGM, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier - Laboratoire Hydrosciences Montpellier, UMR 5569, Université Montpellier 2, case MSE, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5