

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 94 (2001)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Influence de la tectonique quaternaire sur la structure de deux aquifères karstiques du Languedoc (France)  
**Autor:** Josnin, Jean-Yves  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-168887>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 28.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Influence de la tectonique quaternaire sur la structure de deux aquifères karstiques du Languedoc (France)

JEAN-YVES JOSNIN

**Keywords:** Karst hydrogeology, Quaternary tectonics, paleocirculations, Languedoc, France

**Mots clefs:** Hydrogéologie karstique, tectonique quaternaire, paléocirculations, Languedoc, France

## RESUME

Notre objectif est la détermination de l'influence de la tectonique quaternaire sur l'organisation des réseaux de conduits et des flux de fluides dans les karsts. Dans le Languedoc, les systèmes karstiques majeurs sont développés dans les carbonates de plateforme du Malm et du Crétacé inférieur. La plupart de ces karsts sont polyphasés. Leur genèse et leur évolution sont contrôlées par la fracturation apparue au cours de phases tectoniques majeures qui ont affecté la région (anté-sénonienne, éocène, oligocène, aquitanienne, pliocène).

Ces systèmes karstiques complexes ont été réactivés à la suite des crises eustatiques messiniennes dans des conditions tectoniques mal connues, en particulier au Quaternaire. En effet, le Languedoc méditerranéen est caractérisé par une absence de sismicité et des déformations quaternaires très faibles.

Cependant, il est possible d'observer des mouvements verticaux, qui démontrent que des failles sont actives à l'intérieur ou à proximité de karsts. Ceci conduit à poser la question d'une éventuelle influence de la tectonique quaternaire sur l'organisation des écoulements (évolution des conditions aux limites) ainsi que sur l'organisation des réseaux de conduits. C'est pourquoi nous avons étudié deux aquifères karstiques du bassin versant du Gardon. Dans chacun de ces aquifères, on constate une coïncidence entre les directions des conduits karstiques principaux et les directions des failles actives.

Dans le bassin de Mialet, seul un démantèlement du réseau karstique en unités de moindre taille à la suite d'importantes reprises d'érosions dues à une surrection post-miocène a pu être mis clairement en évidence. Dans le Bassin de St-Chaptes, une reconstitution presque complète de l'histoire du karst peut être proposée. Elle démontre que les phases tectoniques et les variations eustatiques sont prédominantes dans les phases de karstification tandis que le rôle du climat apparaît secondaire. Ensuite, nous montrons comment la réactivation de failles peut conduire à décolmater et réutiliser des conduits karstiques abandonnés. Nous proposons également d'expliquer ce phénomène par une action combinée du tenseur de contrainte et du gradient hydraulique actuel.

Ce travail constitue une étude préliminaire qui nous a permis d'établir des hypothèses que nous cherchons à présent à valider à partir d'une série de modélisations.

## ABSTRACT

Our research focuses on the effect of Quaternary tectonics on the organization of the conduit network of karst ground water flow. In the Languedoc region, the major karstic systems are developed in Malm and Lower Cretaceous platform limestones. Most of these systems are polygenetic, their genesis and evolution having been controlled by fracturing that occurred during major tectonic phases (ante-Senonian, Eocene, Oligocene, Aquitanian, Pliocene).

These complex karst systems were reactivated following Messinian eustatic events, under tectonic conditions which are not well-known, particularly those that occurred during the Quaternary. Small scale deformations and a lack of seismic activity make characterization of current tectonics in Mediterranean Languedoc difficult.

The presence of vertical offsets, however, demonstrates that there are active faults in the interior of or in proximity to karst systems. In two karst aquifers within the Gardon basin, we have observed a correlation between the orientations of active faults and the principal karst conduits. In the Mialet basin, we demonstrate that erosion resulting from post-Miocene uplift (and so changes of boundary conditions) divides the aquifer into smaller, independent units. In the St Chaptes basin, we reconstruct the history of the karst, proposing that tectonic and eustatic events were predominant in the karstification process and that the climatic conditions were only of secondary importance. We also show how the reactivation of faults can lead to the unblocking of abandoned karst conduits, allowing their reintroduction into the active flow system, a phenomenon that can be explained by the combined influence of the present stress field and hydraulic gradients.

This work, which represents a preliminary study, leads to hypotheses that we will subsequently validate through different successive modelings.

## 1. Introduction

Les aquifères karstiques sont en général issus d'aquifères fissurés carbonatés dans lesquels des conduits se développent par dissolution sur les lèvres des fractures qui canalisent l'eau. La karstification s'aligne ainsi suivant certaines directions de fractures (Lichtenberger 1954; Novak 1964; Bogolomov 1966, Ki-

rally 1968; Kiraly et al. 1971). Ces directions de fracturation sont celles maintenues ouvertes par la contrainte contemporaine de la formation des galeries karstiques (Guérin 1973; Molina et al. 1999). Ce phénomène de circulation préférentiel des fluides dans les fractures maintenues ouvertes par le

<sup>1</sup> UMR 6524 Magmas et volcans, Université Blaise Pascal, 63038 Clermont-Ferrand, France.  
E-mail: josnin@opgc.univ-bpclermont.fr

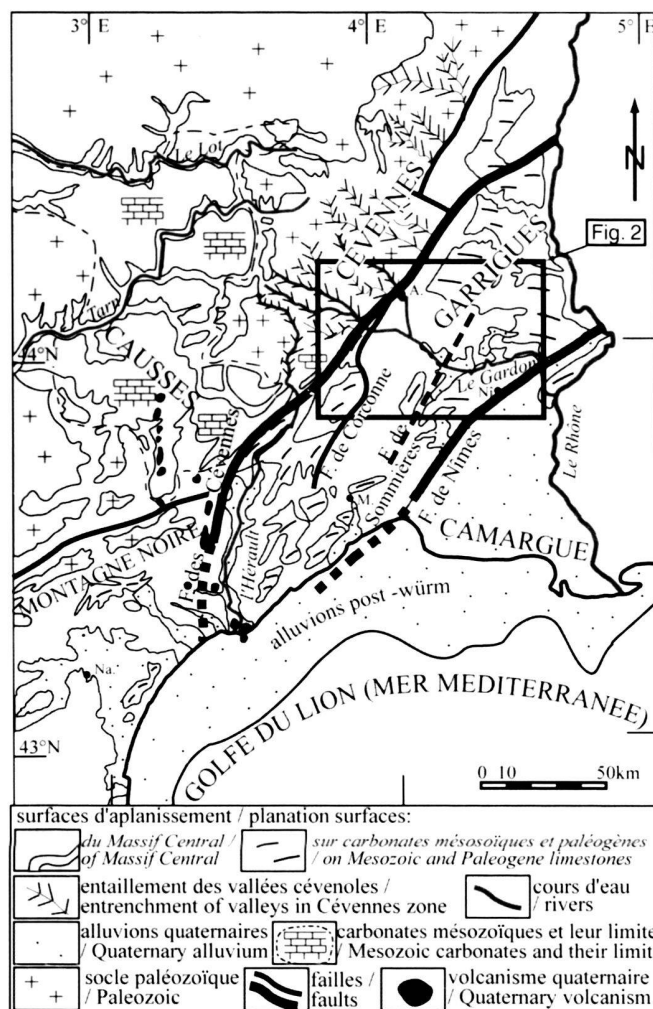


Fig. 1. Schéma structural et géomorphologique simplifié du Languedoc: M.: Montpellier; A.: Alès; Ni.: Nîmes; Na.: Narbonne.  
Simplified structural sketch map of the Languedoc: M.: Montpellier; A.: Alès; Ni.: Nîmes; Na.: Narbonne.

champ de contrainte est commun aux karsts et à tous les aquifères fissurés. L'étude précise des relations entre champ de contraintes et ouverture (Daubrée 1879), fermeture ou rejet de la fracturation (Arthaud & Choukroune, 1972; Rives et al. 1994) permet de savoir quelles sont les fractures conductrices d'un aquifère fissuré (Arthaud & Pistre 1993). Dans un karst, les conduits actifs peuvent être ceux creusés sur les fractures ouvertes par le champ de contrainte actuel, ou des conduits développés antérieurement à la phase tectonique actuelle et non colmatés depuis.

La relation qui existe entre la phase tectonique la plus récente et les modifications des karsts a souvent été utilisée pour apporter des informations sur la néotectonique d'une région (Forti & Postpischl 1984; Jeannin 1990; Bourrouilh et al. 1996). En particulier, la recherche d'indices de paléosismicité en zone

karstique utilise les déformations (cassantes ou non) des spé-léothèmes (Postpischl et al. 1991; Dubois & Grellet 1997). L'incidence des déformations due à une néotectonique sur les écoulements dans les systèmes karstiques est beaucoup moins étudiée. De récentes études menées sur des aquifères fracturés non karstiques (Madagascar, Afars) ou karstiques (Madagascar, Apennins) ont montré l'influence de mouvements verticaux d'âge fini-tertiaire à quaternaire sur les circulations de fluides actuelles (Arthaud et al. 1990; Ralaimaro 1993; Jalludin 1993; Coltorti et al. 1996).

Dans le Languedoc comme dans l'ensemble du Midi méditerranéen français, 30% des affleurements sont constitués par des séries carbonatées, ce qui explique la présence de réseaux karstiques dont l'étendue atteint plusieurs centaines de km<sup>2</sup> pour plusieurs centaines de mètres de développement vertical (Drogue et al. 1980).

Une majorité des karsts présents dans le Languedoc sont polyphasés (Dubois 1970). Les plus anciens phénomènes de karstification identifiés sont anté-permiens, tandis que les plus récents sont holocènes, les périodes les plus importantes étant post-néocomiennes (albo-aptiennes, lutétiennes, oligocènes, aquitaniennes, pliocènes) (Drogue et al. 1980).

Les systèmes karstiques majeurs se sont développés surtout dans les carbonates de plate-forme du Malm et du Crétacé inférieur. Leur genèse, puis leur évolution a été étroitement contrôlée par les fractures nées au cours des phases tectoniques majeures anté-sénonienne, pyrénéenne et oligo-miocène (Laty 1981) ainsi que par les gradients d'écoulements associés à ces différentes tectoniques (modifications du relief, changements de pendages, etc.).

L'histoire d'un karst donné, i.e. sa géométrie et son fonctionnement, doit donc être analysée en tenant compte non seulement de la géométrie d'ensemble du réservoir, mais aussi des phases tectoniques successives que ce dernier a subi ainsi que des changements de conditions aux limites associés à cette tectonique (Josnin 1999; Pistre et al. 1999).

Dans un karst fonctionnel (actif), l'étude hydrogéologique doit donc prendre en compte la réutilisation possible d'une première karstification (Drogue 1980). La reconstitution de l'histoire des abandons et réactivations d'un karst à partir des datations des colmatages est une méthode de plus en plus employée (Quinif et al. 1997).

Les systèmes karstiques complexes du Languedoc ont été réactivés au plio-quaternaire, à partir de la crise eustatique messinienne, dans des conditions tectoniques mal connues. En effet, la tectonique quaternaire du Languedoc méditerranéen est difficile à caractériser (Fig. 1). La sismicité est absente (Grellet et al. 1993), tandis que les déformations sont faibles et leur interprétation en terme de champ de contrainte délicate du fait de la réactivation de failles préexistantes. L'idée d'une compression générale N-S dans le Languedoc, que suggèrent la faille inverse de Mazamet dans la partie ouest de la Montagne Noire (Biot et al. 1968) et l'anticlinal des Costières dans la zone de la Camargue (Barrière et al. 1973), semble devoir être nuancée de la même façon qu'en Provence où l'on a montré

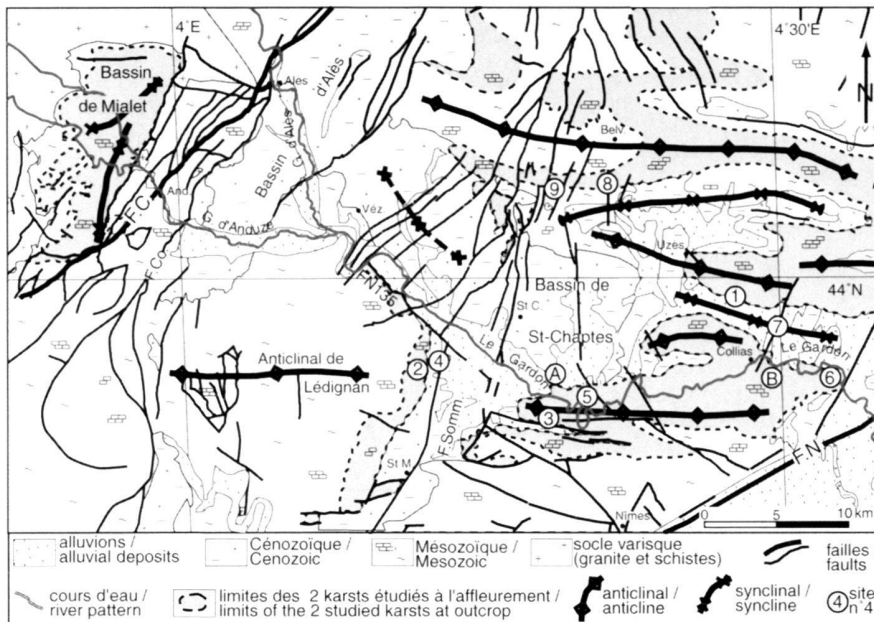


Fig. 2. Localisation et contexte géologique des deux systèmes karstiques étudiés. F.C.: faille des Cévennes; F.N.: faille de Nîmes. F.Co.: faille de Corconne; F.Somm.: faille de Sommières; St C.: St-Chartes; And.: Anduze; Belv.: Belvezet; Véz.: Vézénobres; St M.: St Mamert.

*Location and geological context of the two karstic systems studied. F.C.: Cévennes fault; F.N.: Nîmes fault. F.Co.: Corconne fault; F.Somm.: Sommières fault; St C.: St-Chartes; And.: Anduze; Belv.: Belvezet; Véz.: Vézénobres; St M.: St Mamert.*

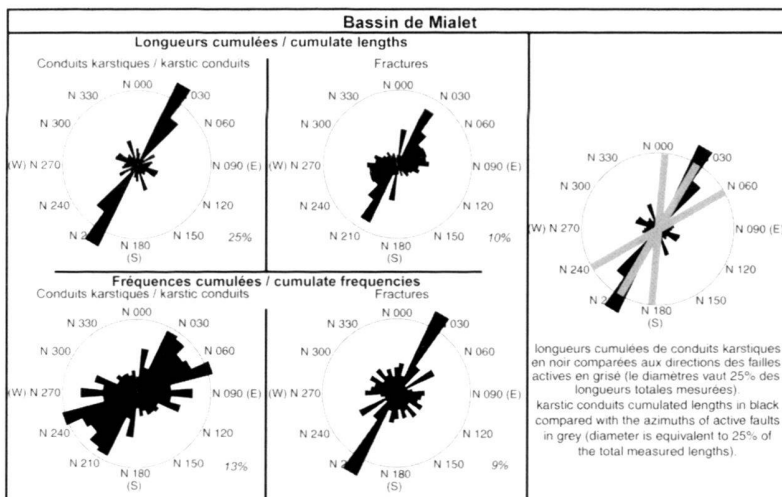


Fig. 3. Diagrammes en rosace qui représentent les longueurs cumulées et les fréquences cumulées des conduits karstiques et fractures dans le bassin de Mialet. Le diagramme de droite corrèle les longueurs cumulées de conduits karstiques avec les directions des failles reconnues comme actives au plio-quaternaire.

*Rose diagrams representing cumulate length and frequencies of karstic conduits or fractures in the Mialet basin. Diagram on the right correlates cumulate length of karstic conduits with plioquaternary active faults azimuths.*

que des régions soumises à des régimes tectoniques différents peuvent être juxtaposées (Maddedu et al. 1996).

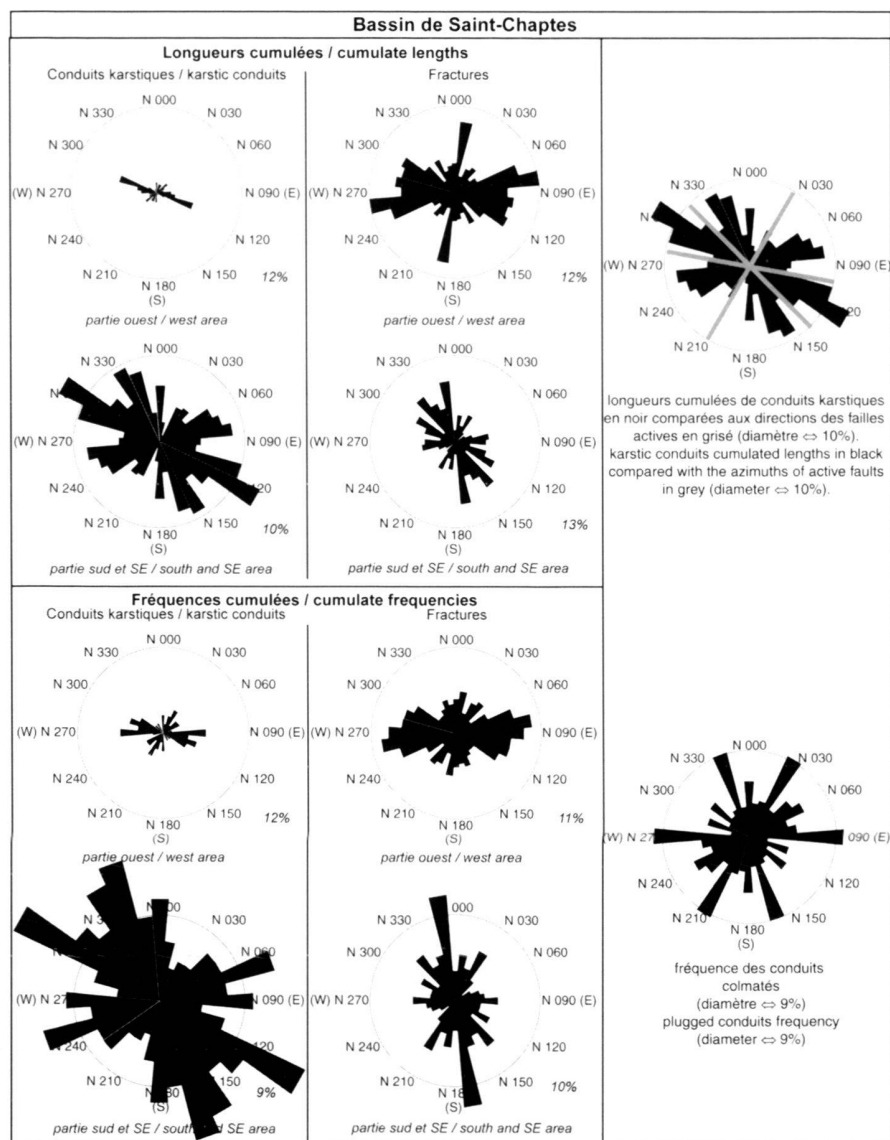
Cependant l'examen de la morphologie de certaines failles montre qu'elles contrôlent des mouvements verticaux différentiels de quelques mètres à dizaines de mètres dont l'âge peut être würmien. Certaines de ces failles se trouvent en bordure ou à l'intérieur d'aquifères karstiques (Josnin et al. 1998; Josnin 1999). Ceci pose la question de l'influence de l'activité tectonique de ces failles sur la structure de ces réservoirs (modifications de la géométrie des secteurs de recharges ou d'exutoires ou encore des réseaux d'écoulement) et sur leur fonctionnement actuel.

Pour mettre en évidence le rôle de ces failles, nous avons étudié deux systèmes karstiques polyphasés du bassin versant du Gardon (Fig. 2):

- i- en amont, un système karstique perché de 62 km<sup>2</sup> dans les séries du Lias, le bassin de Mialet;
- ii- en aval, un système karstique sous couverture de 600 km<sup>2</sup>, le bassin de St-Chartes, développé dans les séries du Crétacé inférieur (faciès urgonien).

On remarque dans les deux bassins une coïncidence entre les directions des conduits karstiques principaux et les directions des failles actives (Fig. 3 et 4).





Cependant, les modifications de structure et de fonctionnement qui peuvent être associées aux déformations plio-quaternaires d'origine tectonique sont différentes dans les deux systèmes karstiques.

I- Dans le bassin de Mialet, l'importance de la surrection rend prédominante l'action des reprises d'érosion. Ces dernières influencent le comportement hydrodynamique du réservoir dans son ensemble, celui-ci se retrouvant perché jusqu'à plus de 150 m au dessus du réseau hydrographique local.

II- Dans le bassin de S<sup>1</sup>-Chaptès, la réactivation au Quaternaire de certains plans de faille paraît induire des modifications ponctuelles dans l'architecture du réseau des drains karstiques actifs, qui n'influencent donc le comportement hydrodynamique du réservoir que dans certaines zones.

## 2. Présentation générale

### 2.1. Contexte géologique et géomorphologique

Le bassin versant du Gardon occupe une surface de 1950 km<sup>2</sup>. Le Gardon est une rivière longue de 131 km, dont le débit moyen annuel est estimé à 50 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, et qui recoupe du NW au SE les trois grands ensembles morphotectoniques du Languedoc:

– *Les Cévennes* (Fig. 1) présentent un relief jeune dû à une reprise de l'érosion de la bordure du Massif Central (altitudes comprises entre 200 et 1500 m, pentes qui peuvent être supérieures à 100%). Cette reprise d'érosion, réalisée au dépens d'une surface d'aplanissement polyphasée de l'Oligocène au Villafranchien est la conséquence du bombement thermique à

grand rayon de courbure du Massif Central (Granet et al. 1995). Les restes d'une surface d'aplanissement (d'altitude comprise entre 450 et 600 m) peuvent être reconstitués dans la partie orientale de cette zone sur le bassin de Mialet (Fig. 2).

– *La zone des garrigues* (Fig. 1) montre un relief dérivant d'une surface d'aplanissement comprise entre 100 et 300 m d'altitude en moyenne. Elle est séparée des Cévennes par un accident majeur: la faille des Cévennes. Cette zone est caractérisée par des plis et des failles pyrénéens (éocènes) recoupés par des bassins extensifs oligocènes. Dans le secteur étudié, cette zone présente une seule surface d'aplanissement bien marquée (entre 200 et 300 m d'altitude) d'âge miocène (Fabre 1984) qui tronque les structures pyrénéennes et néogènes. Elle est entaillée par des gorges résultant des phénomènes de surimposition. L'entaillage de cette surface est d'âge messinien dans les gorges de la Veyre (Fig. 2, à l'Est du site n° 8) (Ambert, communication personnelle, 1997) et probablement de même âge ou d'âge plus récent dans les autres gorges (Ambert et al. 1998). Cette surface, à pendage vers le SE, a été remaniée au Pliocène et au Quaternaire inférieur dans la zone de la faille de Nîmes (Fig. 2).

– *La Camargue* (Fig. 1) est caractérisée par des grabens ou fossés néogènes recouverts par les alluvions plio-quaternaires du Rhône. Elle est séparée de la zone des garrigues par la faille de Nîmes. Cette zone présente un exemple de déformation tectonique d'âge pléistocène supérieur (Barrière et al. 1973). L'altitude moyenne de cette plaine littorale, due au comblement alluvial des dépressions miocènes à pléistocènes, est inférieure à 50 m.

Ces trois grands ensembles peuvent être eux-mêmes divisés en blocs tectoniques aux comportements indépendants (Arthaud & Séguret 1981). Ce découpage s'effectue par l'intermédiaire de failles, dont certaines sont d'origine tardi-hercyniennes et ont été réactivées au cours des différentes phases tectoniques. Il est à l'origine de modifications locales du champ de contrainte quaternaire (Josnin et al. 1998).

## 2.2. Hydrogéologie

Le bassin versant du Gardon comprend deux systèmes karstiques dans lesquels la tectonique plio-quaternaire peut jouer un rôle.

– *Le bassin de Mialet* (Fig. 2) est un bassin sédimentaire mis en place au Trias et au Jurassique, dans la zone des Cévennes. Le karst est entièrement inclus dans les séries du Lias. Il s'agit de carbonates dont la base est dolomitique et qui ont actuellement une épaisseur moyenne de 350 m (Perrissol 1990), leur toit étant érodé. Ces carbonates reposent sur des séries argileuses du toit du Trias.

– *Le bassin de S'-Chaptes* (Fig. 2) est inclus dans la zone des garrigues. Les principales séries carbonatées sont d'âge mésozoïque et correspondent à l'extension occidentale du bassin du Sud-Est. Ces séries ont été déformées pendant la compression pyrénéenne. Le bassin a acquis sa géométrie actuelle pendant la distension oligocène.

Le système karstique étudié est développé dans les carbonates du Barrémien inférieur (faciès urgonien) dont l'épaisseur moyenne varie entre 300 et 500 m. Ce karst, en partie superficiel, en partie sous couverture, est polyphasé, polygénique, et en grande partie colmaté.

## 3. Le karst du bassin de Mialet

### 3.1. Le paléokarst anté-miocène

L'âge de la première karstification n'est pas connu. Le bassin s'étant mis en place dans un contexte distensif, la première fracturation est synsédimentaire et les premiers creusements karstiques ont pu se produire dès le Lias. Au Crétacé supérieur, le bassin subit une surrection (mise en place de l'isthme durancien). A l'Eocène, la compression pyrénéenne Nord-Sud affecte peu le bassin de Mialet, la déformation étant localisée sur la faille des Cévennes (Arthaud & Laurent 1995). La structure du bassin est pratiquement définitive à la fin de cette période. La prédominance des conduits karstiques d'orientation N 030 développés sur des fractures ou des failles de même orientation est probablement liée à une karstification importante à l'Eocène (Fig. 3). Elle est intervenue sous un climat chaud (Legendre 1987).

L'histoire oligo-miocène du karst est mal connue. A l'Oligocène, les séries d'âge crétacé étaient encore présentes à l'Ouest de la faille des Cévennes au moment où le bassin d'Alès se mettait en place (Sanchis 1996). On peut supposer que le Lias n'était pas encore à l'affleurement à cette période. La surface d'aplanissement du bassin de Mialet, développée au toit du Lias karstifié, est probablement d'âge miocène. Elle a subi, postérieurement au Messinien, une surrection de 300 m par rapport à la surface d'aplanissement du bassin de S'-Chaptes (Josnin et al 1998).

### 3.2. Le fonctionnement du karst dans son ensemble

Les observations montrent que:

- La surface d'aplanissement probablement miocène décrite plus haut est complètement démantelée par une reprise d'érosion plio-quaternaire.
- Le réseau karstique est polyphasé comme le démontre la présence de planchers stalagmitiques à l'affleurement dans les parties hautes proches de la surface d'aplanissement, c'est-à-dire de conduits karstiques appartenant à des réseaux aujourd'hui disparus. Ce phénomène de mise à l'affleurement de témoins de réseaux karstiques aujourd'hui disparus est classique, en particulier dans les karsts alpins (Bini et al. 1989).
- Le niveau piézométrique moyen dans l'aquifère karstique a subi un abaissement. Des galeries subhorizontales débouchent à flanc de colline à des altitudes semblables (25 et 120 m au dessus du cours actuel). Elles représentent des paléo-niveaux de base de l'aquifère. On observe par ailleurs des terrasses alluviales et deux vallées perchées à

ces mêmes altitudes. Le creusement actuel atteint au total plus de 300 m si l'on prend comme niveau de départ la surface d'aplanissement démantelée. La présence de galeries subhorizontales près de 300 m au dessus du cours actuel du Gardon témoigne de l'existence d'un paléokarst très développé antérieur au démantèlement de la surface d'aplanissement.

- Le niveau de base actuel des aquifères est imposé par le réseau hydrographique. Le Gardon représente le niveau de base du système karstique du bassin de Mialet (Laty 1981; Bruxelles 1998) puisque son lit actuel atteint en de nombreux endroits le toit des séries imperméables du Trias. Il assume également ce rôle dans les petits systèmes karstiques présents à l'Est de la faille des Cévennes (Lambert 1974) où la reprise d'érosion est également présente. On notera que l'entaillement de certains affluents du Gardon atteint lui aussi les séries du Trias et contribue à découper le réseau karstique du bassin de Mialet en différents blocs indépendants les uns des autres.

L'abaissement du niveau de base de l'aquifère karstique de Mialet et du Gardon, à partir du voisinage de la surface d'aplanissement, jusqu'au niveau moyen actuel est dû à un changement des conditions aux limites: la mise en place d'un nouveau niveau de base local à l'ESE, en aval du bassin de Mialet. Cet abaissement du niveau de base aval a produit une augmentation du gradient hydraulique (réseau hydrographique et aquifères).

La surrection post-miocène de 300 m du bassin de Mialet par rapport à celui de S<sup>t</sup>-Chaptes telle que proposée plus haut, paraît la meilleure explication possible à l'augmentation de gradient hydraulique et au surcreusement qu'elle a induit. C'est cette hypothèse qui est retenue pour l'instant.

Il est possible d'attribuer les stationnements du niveau de base identifiés (à 25 et 120 m au dessus du cours actuel, cf. plus haut) à des étapes pendant lesquelles la surrection s'arrêtait ou était moins importante. La surrection se serait donc déroulée en plusieurs épisodes, ce que les informations données par la morphotectonique laissaient supposer mais ne prouvaient pas.

### 3.3. L'architecture du réseau des conduits karstiques

Dans le bassin de Mialet, les galeries principales des réseaux karstiques explorés (actuels ou subactuels) sont essentiellement développées suivant des fractures orientées N 030; les galeries secondaires étant orientées N 120. On remarque que ces résultats sont proches de ceux obtenus sur un sous-système de ce bassin par Colas & Ruhland (1982). Or, les failles à jeu quaternaire dans cette zone (faille de Corconne et failles satellites de la faille des Cévennes) sont orientées N 005 à N 060 (Fig. 3, partie droite).

Cette coïncidence entre les directions de développement des galeries principales et les directions des failles actives au Quaternaire pose la question de l'influence de la tectonique quaternaire sur l'architecture des réseaux karstiques actuels et

subactuels du Languedoc (Guérin 1973; Drogue 1980; Bergeron 1981). Cependant, ces directions de fracturation NE-SW ont déjà été utilisées par le karst (les failles orientées NE-SW, par exemple étaient actives pendant l'Eocène (Arthaud & Laurent 1995)). Les failles actives au Quaternaire ne sont que des réactivations de failles qui ont joué plusieurs fois depuis le dépôt des séries dans lesquelles le karst s'est développé. Il peut donc s'agir de réactivations de conduits karstiques préexistants et non de néoformation.

Dans ce cas de figure et quelle que soit la zone d'étude, il est possible de démontrer qu'il s'agit d'une réactivation si des preuves que les conduits ont été colmatés à une période antérieure subsistent.

Dans le cas présent, l'abaissement du niveau de base de l'aquifère karstique a été contrôlé par l'entaillement de la surface d'aplanissement par le réseau hydrographique. Cet entaillement, synchrone de la surrection, a été contrôlé par le cours d'eau principal, le Gardon. Le cours du Gardon étant suborthogonal aux failles N 030, les conduits N 030 ont été privilégiés.

Il s'agira de néoformation de conduits lorsque:

- i- les conduits actuels ou subactuels recoupent d'autres conduits non décolmatés et qu'aucun conduit ayant les directions actuelles n'est colmaté par des remplissages anté-quaternaires.
- ii- dans une zone où une surrection pliocène ou quaternaire a été démontrée, la majorité des conduits dont les directions sont subparallèles aux failles actives sont des galeries subhorizontales débouchant à flanc de vallée (i.e. des témoins fossiles des niveaux de base successifs pendant la surrection).

Dans le Bassin de Mialet, mettre en évidence une néoformation des conduits d'orientation voisine de N 030, c'est-à-dire parallèles aux failles actives, revient à démontrer que ces drains sont subhorizontaux. Cette horizontalité démontre que leur formation est associée à une période de stationnement du niveau de base entre deux phases du creusement post-miocène. Le nombre de données dont nous disposons ne nous permet pas de donner une réponse statistiquement fiable en faveur de cette néoformation.

## 4. Le karst du bassin de S<sup>t</sup>-Chaptes

### 4.1. Le paléokarst anté-miocène

La mise en place de l'isthme durancien à la fin du Crétacé inférieur, associée à la présence de failles normales subméridiennes au centre du bassin actuel, semble coïncider avec la première phase de karstification. En effet:

- i- un exokarst est à la fois recouvert et colmaté, c'est-à-dire fossilisé, par les séries de l'Eocène moyen au SW de la partie sous couverture du bassin actuel.

ii- dans les autres parties du karst sous couverture, les marnes aptiennes, qui peuvent dépasser 100 m d'épaisseur, recouvrent des calcaires urgoniens non altérés. Le climat de cette période de karstification est chaud (présence de faunes tropicales à subtropicales).

La seconde étape de fonctionnement est éocène. Les plus anciens colmatages datés dans ce karst sont lutétiens (site n°1, Fig. 2) (Rémy et al. 1997). Cette période coïncide avec l'apparition de plis plurihectométriques d'axe E-W et de décrochements d'orientation voisine de N 030 dus à la compression pyrénéenne. La surélévation de certaines parties (charnières des anticlinaux) a pu contribuer à augmenter les gradients hydrauliques tandis que l'intense fracturation de direction voisine de N-S qui se mettait en place permettait les écoulements et la karstification sous un climat chaud et humide (les colmatages éocènes obstruent des galeries d'orientation N 165 à N 180 et N 000 à N 030). S'ils sont nombreux en fréquence, les conduits karstiques développés sur des fractures d'orientation pyrénéenne sont secondaires en longueurs cumulées dans les réseaux pénétrables actuels.

La distension oligocène a surtout réutilisé les décrochements NE-SW pyrénéens, contribuant à ouvrir davantage encore la fracturation. Le bassin acquiert sa géométrie actuelle pendant cette distension. Si le climat est froid et aride au début de l'oligocène, il redevient ensuite tropical et cela ne semble pas affecter l'activité du karst puisque des remplissages de galeries ont livré des faunes oligocènes. Il n'existe donc pas de corrélation claire entre l'activité karstique et le climat chaud présent au Néogène dans les deux bassins décrits dans ces pages.

Au Miocène inférieur, alors que la distension est toujours active à l'échelle régionale, la partie orientale du bassin subit une invasion marine qui fossilise un paléorelief et dépasse la côte 180 m. Malgré un climat subtropical à tropical chaud et humide, comme le démontrent les chiroptères retrouvés dans certains remplissages karstiques du Languedoc (Aguilar et al. 1997), la période miocène semble coïncider avec un colmatage général du karst. Ce colmatage s'explique facilement par la faiblesse des gradients hydrauliques (moins de 20 m entre la surface d'aplanissement et le niveau marin). Nous avons là une seconde démonstration du rôle subsidiaire joué par le climat sur les phénomènes de karstification dans cette zone. La compression alpine, au Miocène moyen, n'affecte pas la zone d'étude à l'exception de quelques rares microstructures (Vela-Velasquez 1977; Blès et al. 1989). A la fin du Miocène, la grande surface d'aplanissement des garrigues, qui subsiste encore sur les affleurements urgoniens et quelques affleurements paléogènes, est achevée.

Au SW du bassin de S<sup>t</sup>-Chaptes, à l'Ouest du Bois des Lens (site n° 2, Fig. 2), la géométrie du réseau hydrographique s'explique par la capture d'anciens affluents du Gardon par le bassin versant qui borde cette rivière immédiatement au Sud. Cette capture, clairement post-oligocène, ne peut être datée plus précisément. Les galets de schistes et de quartz retrouvés dans les remplissages karstiques du Bois des Lens (site n° 2,

Fig. 2), sont dans une position trop orientale pour que leur provenance puisse être rattachée sans ambiguïté à cet ancien réseau. Ils ont pu être introduits dans ce karst à la suite d'un changement de lit du Gardon.

#### 4.2. Le Paléokarst post-miocène

Au niveau de la zone des garrigues dans son ensemble, une surrection de 100 m par rapport à la zone de la Camargue depuis le Miocène est probable. Elle expliquerait la présence de séries marines miocènes au voisinage de la côte 200 m N.G.F. au Nord du bassin de S<sup>t</sup>-Chaptes. Au Pliocène, les crises eustatiques messiniennes (Ryan & Cita 1978, Clauzon 1978), combinées à la surrection de la zone des garrigues par rapport à la Camargue, conduisent à d'importantes reprises d'érosion. La surface d'aplanissement des garrigues est en grande partie démantelée. La mise à l'affleurement des parties les plus hautes de l'urgonien entraîne le décolmatage du karst. Une autre conséquence de cette reprise d'érosion est l'apparition de nombreuses surimpositions du réseau hydrographique qui intersectent certains réseaux horizontaux du karst. Cependant, à la différence du bassin de Mialet, aucun démantèlement significatif du réseau karstique (colmaté ou actif) n'est observable. Cette reprise d'activité du karst au cours du Pliocène, puis du Quaternaire est démontrée par un décolmatage partiel des conduits karstiques à remplissages éocènes et oligocènes recolmatés par la suite par des dépôts du Pliocène supérieur ou du Pléistocène inférieur (Rémy et al. 1997).

Au Quaternaire, les glaciations et les variations eustatiques qui leur sont associées sont favorables à la karstification. Les creusements du réseau hydrographique dans les carbonates sont favorisés, en cas d'abaissement du niveau de base, par l'importante charge solide des eaux en provenance des Cévennes. Ces alluvions contiennent essentiellement des galets issus de l'érosion de roches métamorphiques et magmatiques dont la dureté est supérieure à celle des carbonates. Les remplissages les plus récents sont d'âge Pléistocène supérieur (sites n° 3, 5 et 6, Fig. 2) (Bazile & Guillaumont 1981) ou sont même actuels au fond des gorges du Gardon. Des failles d'orientation NE-SW et NW-SE sont réactivées dans la zone intermédiaire entre les bassins tertiaires d'Alès et de S<sup>t</sup>-Chaptes (Josnin et al. 1998), dont les rejets verticaux ne dépassent pas 50 m.

#### 4.3. Le fonctionnement actuel du karst

Cet aquifère karstique n'est pas alimenté par les aquifères superficiels à l'exception de la nappe alluviale du Gardon au niveau des pertes de cette même rivière (Fig. 5). L'aquifère karstique est en relation avec l'aquifère des carbonates fissurés du Ludien, toujours dans le même secteur des pertes amont et alimente par débordement l'aquifère de faible étendue de la molasse miocène au niveau d'Uzès (Ricolvi 1968). L'érosion plio-quaternaire a démantelé en partie la surface d'aplanissement des garrigues et contribué à décolmater les parties affleurantes du karst (cf. plus haut). La zone sous couverture demeure par



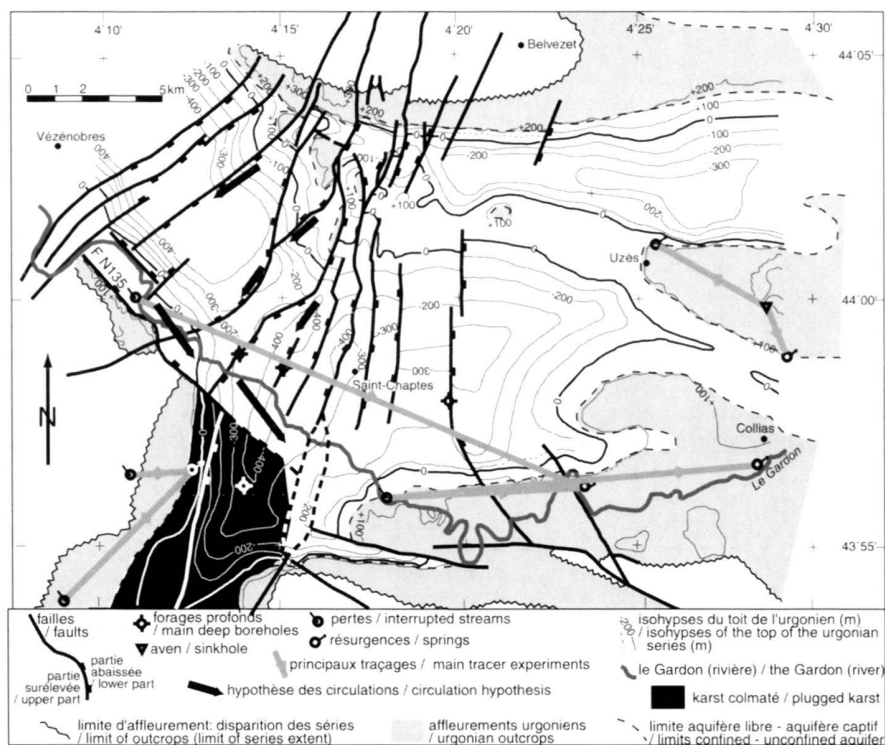


Fig. 5. Toit de l'aquifère, principales circulations reconnues par traçages, et hypothèses de circulation des fluides dans la zone des failles actives.  
*Top of aquifer and main circulation evidenced by tracers and hypothesis about fluid flow in the active fault zone.*

contre en grande partie colmatée, en particulier dans les secteurs des sites n°4 et 7 (Fig. 2) ainsi que dans la partie orientale de l'anticlinal de Belvezet (Fig. 2).

Dans le secteur du site n°4 (Fig. 2), seul le karst affleurant est décolmaté. Le karst sous couverture est presque entièrement colmaté. En effet, aucun des forages réalisés n'est productif tandis que les variations du niveau piézométrique de l'aquifère, consécutives à des événements pluviométriques, sont en retard de plus de 4 jours par rapport à celles mesurées dans les forages productifs situés dans les autres zones sous couverture. Des argiles jaunes ou rouges ont été rencontrées dans tous les conduits intersectés par les forages du secteur du site n°4. De plus, les traçages effectués dans le Bois des Lens (Fig. 2 et 4) (Saos 1969; Fabre 1973) ressortent tous à la source figurée au site n°4 (Fig. 2 et Fig. 5). Cette émergence est le seul exutoire connu du karst affleurant dans ce secteur. Cependant cette source n'est pérenne que lors des années à forte pluviométrie, son débit pouvant s'interrompre pendant une durée de 3 mois les années de forte sécheresse (Guerre 1971). Elle correspond à un niveau piézométrique voisin du niveau de base local. Les écoulements dans la zone sous couverture sont présents mais gênés par les colmatages (réactions lentes de la piézométrie sur les forages, cf. plus haut).

Dans le secteur du site n°7 (Fig. 2), le synclinal est colmaté comme le montre le décalage de plus de 50 m des niveaux statiques de part et d'autre de l'axe du synclinal. Ce décalage des niveaux statiques est estimé à partir des altitudes des sources pérennes.

La partie orientale de l'anticlinal de Belvezet montre la co-existence de zones décolmatées (rencontrées par forages) et de zones colmatées (absence de pertes dans les gorges du site n°8 (Fig. 2), où l'eau du ruisseau temporaire stagne souvent sous forme de flaques qui s'évaporent, alors que le niveau piézométrique dans l'aquifère karstique est plus de 10 m plus bas).

L'existence de zones décolmatées dans la partie sous couverture du karst est cependant établie à partir de données de forages et de traçages.

#### 4.4. La tectonique quaternaire

La tectonique quaternaire est clairement mise en évidence dans le cas de la faille N 135 qui borde au SW la vallée du Gardon (Fig. 2). Le rejeu vertical de cette faille est daté du Pléistocène supérieur. Les failles N 030 de la bordure est du bassin d'Alès (site Véz., Fig. 2) et la faille de Sommières (N 025, F.Somm., Fig. 2) limitent de part et d'autre la déformation observée sur la faille N 135, et sont donc également actives.

Toutes ces failles sont des failles réactivées. Les failles N 030 ont joué en décrochements sénestres pendant la compression pyrénéenne et en failles normales pendant la distension oligocène. Quant à la faille N 135, elle présente une zone de broyage dont la largeur est supérieure à 150 m. Il s'agit d'une faille profonde qui pourrait être un ancien décrochement hercynien. L'effondrement du bloc au NE de la faille N 135 met potentiellement en évidence une extension NE-SW. Cette ex-

tension est probablement locale et circonscrite au domaine compris entre les failles du bassin d'Alès et la faille de Sommières. Ceci d'autant plus que cette extension n'est pas cohérente avec la compression Nord-Sud mise en évidence par un jeu sur faille inverse daté de 83000 ans (site 9 Fig.2, Josnin 1999).

#### 4.5. Les interactions entre karstification et néotectonique.

Les directions des failles actives coïncident partiellement avec l'architecture des réseaux de conduits.

Les galeries principales des réseaux karstiques sont essentiellement développées suivant des fractures orientées N 120 ou N 150 (Fig. 4). Ces valeurs encadrent la direction N 135, celle de la faille pléistocène, ce qui est probablement dû à une réutilisation d'anciens conduits colmatés.

Les galeries secondaires, dont certaines sont colmatées par des remplissages argileux, sont orientées N 030 ou N 085 (Fig. 4). La direction N 030 n'est pas prédominante sur les diagrammes de la figure 3b parce que seuls les résultats des réseaux pénétrables (et explorés) à partir des zones d'affleurement sont représentés sur cette figure. Les données de forages prouvent que les failles N 030 sont drainantes dans la zone sous couverture, à l'Est de la faille N 135, car les débits d'exploitation de ces forages ( $0,15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  par forage), démontrent la présence d'une karstification, probablement d'origine oligocène, et non d'une simple ouverture des plans de faille. En effet, les failles N 030 ont joué en failles normales pendant l'Oligocène alors que le karst était actif (une partie des remplissages du site n° 1 (Fig. 2) sont d'âge oligocène). Sachant que la majorité des conduits d'orientation N 030 observés à l'affleurement sont colmatés, il s'agit là encore probablement de décolmatages plutôt que de néoformation de conduits.

Qu'il s'agisse du réseau principal des conduits ou du réseau secondaire, l'architecture du réseau karstique - actuel et subactuel - du bassin de S<sup>t</sup>-Chaptes paraît donc basée sur des décolmatages et la réactivation (éventuellement l'agrandissement) de conduits préexistants. Il convient d'expliquer pourquoi les conduits réactivés sont subparallèles aux failles actives, en particulier dans la zone sous couverture.

#### 4.6. Discussion

La seule déformation quaternaire ayant entraîné des déplacements sur plan de faille supérieurs à 10 m est localisée dans le quart NW de l'aquifère karstique du bassin de S<sup>t</sup>-Chaptes. Il s'agit de l'effondrement du bloc au NE de la faille N 135 décrit plus haut. Deux types de failles sont intervenus dans cette déformation: la faille N 135 et les failles de direction proche de N 030 (Josnin et al. 1998, Josnin 1999).

*i- La faille N 135* sépare le karst en deux secteurs. Au NE de la faille, le karst est entièrement sous couverture et actif. Au SW de la faille, le karst est entièrement colmaté dans sa partie sous couverture, mais actif dans sa partie superficielle

affleurante. Les données hydrologiques permettent de considérer la partie colmatée comme semi-perméable à grande échelle (Josnin et al. 2000). Dans sa partie supérieure, la faille N 135 est entièrement colmatée, ce qui empêche pratiquement toute communication entre la partie active des affleurements du SW et la partie active du NE. L'exutoire de la partie affleurante du SW est d'ailleurs en position plus méridionale (site n°4, Fig. 2). La faille N 135 joue donc le rôle d'une barrière relativement étanche. Pour expliquer l'activité du karst sous couverture au NE, une première hypothèse consiste à considérer qu'une extension NE-SW combinée avec des gradients hydrauliques NW-SE et une vitesse d'écoulement suffisante, en particulier dans la zone de la faille N 135, conduit à décolmater l'ancien réseau et éventuellement à créer de nouveaux conduits. Cependant, cette hypothèse suppose que la faille N 135 est un écran canalisateur (Fig. 5), donc qu'elle est colmatée sur toute sa hauteur, alors que l'hypothèse est sensée favoriser le décolmatage des conduits NW-SE. L'alimentation du secteur au NE de la faille N 135 se fait à la fois par les pertes du Gardon et par l'impluvium sur l'anticlinal de Belvezet (Fig. 5). Le drainage se fait donc probablement le long des points les plus bas, en l'occurrence immédiatement au NE de la faille N 135, sur des failles ou des conduits qui lui sont subparallèles (Fig. 5). L'écoulement issu des pertes du Gardon et celui issu de l'impluvium sur l'anticlinal de Belvezet (Fig. 5) sont canalisés par la barrière que constitue la faille N 135 au SE.

*ii- Les failles N 030* sont en réalité une famille de failles subverticales dont la direction moyenne est N 030, mais qui peuvent localement avoir des orientations comprises entre N 020 et N 060. L'utilisation des failles N 030 comme drains est le meilleur moyen d'acheminer l'eau infiltrée sur l'anticlinal de Belvezet vers le secteur drainant du NE de la faille N 135. Lors d'une première modélisation à grande échelle de l'ensemble du karst du bassin de S<sup>t</sup>-Chaptes (Josnin et al. 2000), le secteur au NE de la faille N 135 a été le seul pour lequel un comportement de milieu continu équivalent n'a pu être appliqué, l'anisotropie du milieu étant trop importante. Une série de bandes de conductivités hydrauliques différentes, parallèles aux failles N 030, a été le meilleur moyen d'achever cette modélisation préliminaire (Fig. 6). Le fait que ces failles soient drainantes et décolmatées est en contradiction avec la forte proportion de conduits N 030 colmatés observés à l'affleurement (Fig. 4, partie droite). Cette contradiction est un argument en faveur d'une influence réelle de l'activité quaternaire des failles orientées N 030 sur la réactivation des conduits. Mais on ne peut pas invoquer ici une extension NE-SW comme pour les conduits subparallèles à la faille N 135. Ceci d'autant plus que nous considérons que ces failles constituent la limite orientale de cette zone d'extension (voir plus haut), si elle existe (cf. plus haut). L'action des gradients hydrauliques et des vitesses d'écoulements n'est pas quantifiable par les méthodes classiques d'estimation des vitesses de filtration dans les fractures (Király et al. 1971). Mais cette action est probablement insuffisante pour un décolmatage généralisé, car elle n'explique pas la présence de conduits N 030 colmatés dans le même secteur.



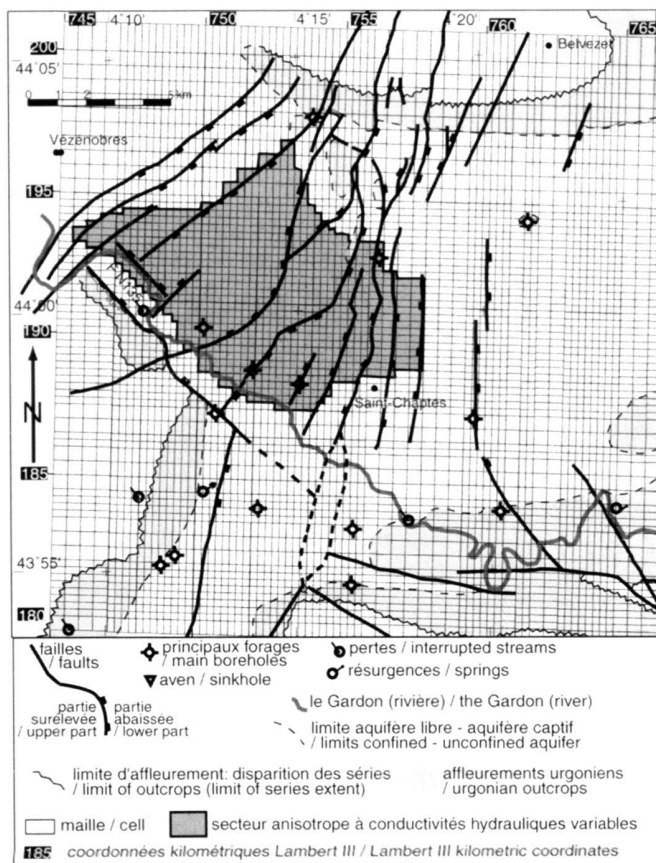


Fig. 6. Coïncidence du maillage à forte anisotropie avec le secteur actif au Quaternaire.  
Coincidence of the anisotropic mesh with the Quaternary active zone.

Une hypothèse, non vérifiable avec les données actuelles, est que la réactivation d'une faille karstifiée et colmatée retire la cohésion du colmatage qui devient facile à entraîner sous l'action des écoulements (Fig. 7). Cette hypothèse est pour l'instant la plus satisfaisante. Elle donne à l'activité tectonique des failles un rôle de détonateur indispensable au décolmatage des conduits. Cette hypothèse peut servir d'hypothèse de travail pour une modélisation plus élaborée de l'aquifère karstique (multi-continuum). Mais elle nécessite des données de terrain supplémentaires (nouveaux forages profonds pour affiner les données hydrodynamiques, avec analyse fine des cuttings pour chercher de nouveaux éléments sur le décolmatage). En effet, des expériences analogiques de décolmatage de tuyaux par perte de cohésion du remplissage ne prouveraient pas qu'il s'agit bien là du processus intervenu dans ce cas d'étude.

Au delà des actions de barrière (faille N 135) ou d'initiation de décolmatage (failles N 030, non définitivement prouvé), la déformation induite par des failles à l'intérieur d'un système aquifère pourrait imposer des réajustements du niveau de base. Cependant, aucune observation ne confirme cette possibilité.

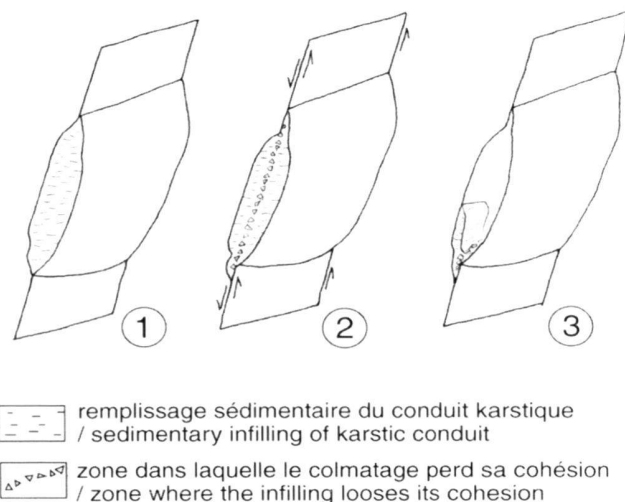


Fig. 7. Schémas synthétiques illustrant comment la réactivation d'une faille peut décolmater les paléo-conduits développés le long de celle-ci. 1) conduit développé sur un plan de faille puis colmaté; 2) rejeu de la faille et perte de cohésion du colmatage; 3) élimination du colmatage sous l'effet de circulations à fort gradient hydraulique.

Synthetic sketch showing how the reactivation of a fault can unplug a paleo karstic conduit which developed along the fault. 1) conduit developed along a fault plane with karstic infilling; 2) reactivation of the fault and losses of infilling cohesion; 3) removal of the infilling under high hydraulic gradient.

## 5. Conclusion

Dans les deux systèmes karstiques étudiés, les différentes phases tectoniques semblent avoir eu davantage d'incidence sur la karstification (par l'intermédiaire de changements de conditions aux limites et de décolmatages) que les phases climatiques. Dans la période post-miocène, la présence de failles actives coïncide avec des phénomènes de surrection. Ces surrections ont des conséquences sur l'évolution des systèmes karstiques ainsi que sur le réseau hydrographique de surface, car elles induisent des changements de conditions aux limites. Dans le cas du bassin de Mialet, l'encaissement du réseau hydrographique peut aboutir à un démantèlement du réseau karstique et donc de l'aquifère dans son ensemble.

Le problème de l'influence de l'activité des failles à plus petite échelle, en particulier sur la réactivation des conduits colmatés, s'est heurté dans le bassin de St-Chaptes à une incertitude sur les données en ce qui concerne les failles N 135 et N 030.

Un indice permettrait de confirmer l'idée d'une influence réelle de l'activité des failles. Ce serait le fait que seuls des modèles de fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère présentant de fortes anisotropies d'écoulement le long des failles actives permettent de restituer au mieux la piézométrie observée. Les autres modèles ne permettant pas un calage aussi précis.

La première approche globale permettant de caractériser le comportement hydrodynamique général de l'aquifère du système karstique de St-Chaptes est pour l'instant trop impré-

cise et unique (Josnin et al. 2000). De nouvelles données plus fines sont nécessaires pour construire un modèle de circulation plus élaboré, adapté aux circulations karstiques. Si l'influence de l'activité des failles au Quaternaire sur l'architecture des réseaux karstique était confirmée par ce nouveau modèle, cette étude pourrait être étendue à d'autres karsts du Languedoc. En effet d'autres failles du Languedoc, potentiellement actives, sont localisées en bordure ou à l'intérieur de karsts. Ces études complémentaires permettraient peut-être d'expliquer certains aspects des comportements hydrodynamiques actuels ou passés des aquifères karstiques.

#### Acknowledgements:

The author would like to thank BRL-i and Nîmes Natural History Museum, for the access to their data.

#### Remerciements:

L'auteur tient à remercier BRL-i et le Museum d'Histoire Naturelle de Nîmes pour l'accès à leur données.

#### REFERENCES

- AGUILAR, J.-P., ESCARGUEL, G., CROCHET, J.-Y., SIGÉ, B. & SUDRE, J. 1997: Nouveaux sites d'âges variés dans les remplissages karstiques du Miocène inférieur de Bouzigues (Hérault, Sud de la France). Partie II: faunes 2 (Rongeurs), biochronologie et corrélations. *Geobios*, M.S. n° 20, 485–491.
- AMBERT, P., AGUILAR, J.-P. & MICHAUX, J. 1998: Evolution géodynamique messino-pliocène en Languedoc central: le paléo-réseau hydrographique de l'Orb et de l'Hérault (Sud de la France). *Geodinamica Acta* 11, 2–3, 139–146.
- ARTHAUD, F. & LAURENT, P. 1995: Contraintes, déformations et déplacement dans l'avant pays Nord-Pyrénéen du Languedoc Méditerranéen. *Geodinamica Acta* 8, 142–157.
- & PISTRE, S., 1993. Les Fractures et les paleocontraintes du granite hercynien de Millas (zone axiale des Pyrenées); un cas d'étude de la tectonique cassante d'un aquifère de socle. *Geodinamica acta*. 6/3, 187–201.
- & SÉGURET, M. 1981: Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7) 23, 1, 51–63.
- GRILLOT, J.-C. & RAUNET, M., 1990. La tectonique cassante à Madagascar: son incidence sur la géomorphologie et sur les écoulements. *Canadian J. Earth Sci.* 27, 1394–1407.
- ARTHAUD, F. & CHOUKROUNE, P. 1972: Méthode d'analyse de la tectonique cassante a l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord Aquitaine, *Revue de l'Institut Français du Pétrole* (27) 5, 715–732.
- BARRIÈRE, J., BOUSQUET, J.-C., & TONI, C. 1973: Données nouvelles sur la néotectonique des Costières du Gard. *C. R. Acad. Sci. Paris* 277, série D, 285–288.
- BAZILE, F. & GUILLERAULT, P. 1981: Les remplissages karstiques du Würm récent dans les gorges du Gardon. Approche Paléoécologique et paléoclimatique. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XII, 1, 253–267.
- BERGERON, G. 1981: Analyse des conditions d'écoulements des eaux souterraines sur le site karstique du futur barrage de Conqueyrac (bassin du Vidourle, Languedoc). Thèse, U.S.T.L., Montpellier, 99 p.
- BINI, A., DELANNOY, J.-J., MAIRE, R. & QUINIF, Y. 1989: Générations de cavités karstiques dans les chaînes alpines s.l. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309, série II, 1183–1190.
- BIROT, P., GOTTIS, M., MOULINE, M. & PAQUEREAU, M. 1968: Néotectonique sur le versant NW de la Montagne Noire. *C. R. Acad. Sci. Paris* 267, série D, 1815–1816.
- BLÈS, J.-L., BONJOLY, D., CASTAING, C. & GROS Y 1989: Successive post-Variscan stress-fields in the french Massif Central and its border (Western european plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics* 169, 79–111.
- BOGOLOMOV, G.V. 1966: Fissure and karst waters. *Bull. Ass. Internationale d'Hydrologie Scientifique* 11/4, 13–17.
- BOURROUILH, R., BAUER, J., DELOFFRE, R., DOUAT, M., MAIRE, R. & NURISO, B. 1996: Inversion tectonique et rampes d'écaillés: nouvelles données tectoniques et stratigraphiques fournies par le réseau karstique de la Pierre-Saint-Martin, Pyrénées Atlantiques, France. *C. R. Acad. Sci. Paris* 323, série II, 2, 163–170.
- BRUXELLES, L. 1998: Karsts et paléokarsts du bassin de Mialet (Bordure cévenole, Gard): Formation et évolution d'un karst démantelé. *Karstologia* 30, 2, 15–24.
- CLAUZON, G. 1978: The messinian Var canyon (Provence, Southern France), paleogeographic implications. *Marine Geol.* 27, 231–246.
- COLAS, R. & RUHLAND, M. 1982: Tectonic control of the karstic network in the Trabuc cave. *Geol. Applicata e Idrogeol.* 17, 133–146.
- COLTORTI, M., FARABOLLINI, P., GENTILI, B. ET PAMBIANCHI, G. 1996: Geomorphological evidence for anti-Apennine faults in the Umbro-Marchean Appenines and in the peri-Adriatic Basin, Italy. *Geomorphology* 15, 1, 33–45.
- DAUBRÉE, A. 1879: Etude synthétique de la géologie expérimentale. Dunod, Paris.
- DROGUE, C. 1980: Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés fissurés. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique. *Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr.* 11, 101–108.
- LATY, A.-M. & PALOC, H. 1980: Les eaux souterraines des karsts méditerranéens. Exemple de la région pyrénéo-provençale (France méridionale). *Hydrogéologie –Géologie de l'ingénieur* 4, 293–311.
- DUBOIS, P. 1970: Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire Nord-Montpelliéraine. in: Actes de la Réunion internationale karstologie Languedoc-Provence. CNRS, éd. Ophrys, pp. 37–50.
- & GRELLET, B. 1997: Les concrétions des grottes enregistrent climats et séismes. *Pour la Science* 231, Janvier 1997, 28–35.
- FABRE, G. 1973: Observations sur les circulations souterraines karstiques du Languedoc oriental, principalement d'après les résultats des expériences de traçage et celles des explorations in-situ. DES, U.S.T.L., Montpellier, 85 p.
- 1984: Notice explicative de la carte géomorphologique du Languedoc oriental au 1/200000. Soc. Française Géogr. éd.
- FORTI, P. & POSTPISCHL, D. 1984: Seismotectonic and paleosismic analyses using karst sediments. *Marine Geol.* 55, 145–161.
- GRANET, M., WILSON, M. & ACHAUER, U. 1995: Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Let.* 136, 281–296.
- GRELLET, B., COMBES, PH., GRANIER, TH. & PHILIP, H. 1993: Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 164, 76 p.
- GUÉRIN, R. 1973: Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels: le Bas-Vivarais calcaire. Thèse, U.S.T.L., Montpellier, 109 p.
- GUERRE, C. 1971: Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin d'alimentation du Gard (cours supérieur de Ners à Dions). Thèse, U.S.T.L., Montpellier, 70 p.
- JALLUDIN, M. 1993: Propriétés géométriques et hydrodynamiques des aquifères en milieux volcaniques fissurés sous climat aride, république de Djibouti. Thèse, Université de Poitiers, 260 p.
- JEANNIN, P.-Y. 1990: Néotectonique dans le karst du nord du Lac de la Thoune (Suisse). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 83: 2, 323–342.
- JOSNIN, J.-Y. 1999: Intérêt de la prise en compte du rôle de la tectonique plio-quaternaire dans la modélisation des circulations et des échanges hydrauliques d'un aquifère karstique du Languedoc méditerranéen (bassin versant du Gard, France). Thèse, Université Montpellier II, 162 p.
- ARTHAUD, F. & DROGUE, C. 1998: Mouvements verticaux quaternaires dans le Languedoc méditerranéen oriental et leurs conséquences sur l'hydrogéologie karstique. *C.R. Acad. Sci. Paris* 326, 709–716.
- PISTRE, S. & DROGUE, C. 2000: Modélisation d'un système karstique complexe (bassin de St-Chartes, Gard, France): un outil de synthèse des données géologiques et hydrogéologiques. *Canadian J. Earth Sci.* 37, 1425–1445.
- KIRALY, L. 1968. Eléments structuraux et alignements de phénomènes karstiques (région du gouffre du Petit-Pré de Saint-Livres, Jura vaudois). *Bull. Soc. neuchât. Sci. Nat.* 91, 127–146.

- MATHEY, B. & TRIPET, J.-P. 1971: Fissuration et orientation des cavités souterraines; région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). *Bull. Soc. neuchât. Sci. Nat.* 94, 99–114.
- LAMBERT, F. 1974: Considérations sur les ressources aquifères souterraines des calcaires dolomitiques du Bathonien et des calcaires tithoniques de la région d'Anduze. D.E.A., Université Montpellier II, 45 p.
- LATY, A.-M. 1981: Ressources en eaux des karsts méditerranéens français; essai de synthèse. Thèse, Univ. Montpellier II, 44 p., 2 cartes hors texte.
- LEGENDRE, S. 1987: Les communautés de mammifères d'Europe occidentale de l'Eocène supérieur et Oligocène: structures et milieux. *Münchner Geowiss. Abh.*, A, 10, 301–312.
- LICHTENBERGER, E. 1954: Beobachtungen über Karst-formen auf der Villacher Alpe (Kärnten). *Die Höhle* 3–4, 63–68.
- MADDEDU, B., BÉTHOUX, N. & STÉPHAN, J.-F. 1996: Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 167/6, 797–810.
- MOLINA, J.-M., RUIZ-ORTIZ, P.A., VERA, J.A. 1999: A review of polyphase karstification in extensional tectonic regimes; Jurassic and Cretaceous examples, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentary Geol.* 129, 1–2, 71–84.
- NOVAK, D. 1964: Karst phenomena on Loski Seznik. *Vesnik, Zavod Geol. Geofiz. Istrazivanja, Serija B: Inzenjerska Geologija i Hidrogeologija* 2, 109–141.
- PERRISSOL, M. 1990: Sédimentologie et métallogénie du trias et du lias carbonaté de la bordure cévenole. Minéralisations Zn-Pb des paléokarsts sinémuriens de Durfort. Thèse, Université de Montpellier II, 575 p.
- PISTRE, S., LOPEZ-CHICANO, M., PULIDO-BOSCH, A., & DROGUE, C. 1999. Fracture network and paleostresses of a calcareous domain in the tectonic context of southwest Europe, consequences on fluid circulations (Sierra Gorda, Betic cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 12/1, 11–24.
- POSTPISCHL, D., AGOSTINI, S., FORTI, P. & QUINIF, Y. 1991: Palaeoseismicity from karst sediments: the « Grottadel Cervo » cave case study (Central Italy). *Tectonophysics* 193, 33–44.
- QUINIF, Y., VANDYCKE, S. & VERGARI, A. 1997: Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétaqués du Hainaut (Belgique). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 168/4, 463–472.
- RALAIMARO, J. 1993: Aspects morpho-tectoniques et physico-chimie des eaux à l'étiage dans les karsts de Madagascar. DES Université Montpellier II.
- RÉMY, J.-A., AGUILAR, J.-P., CROCHET, J.-Y., DUFFAUD, S., ESCARGUEL, G., GODINOT, M., MARANDAT, B., MICHAUX, J., RAGE, J.-C., SIGÉ, B., SUDRE, J. & WIENIN, M. 1997: Les remplissages karstiques polyphasés (Eocène, Oligocène, Pliocène) de Saint-Maximin (phosphorites du Gard) et leur apport à la connaissance des faunes européennes, notamment pour l'Eocène moyen (MP13). *Biochrom'97*, Montpellier, 14–17 avril 1997.
- RICOLVI, M. 1968: Contribution à l'étude hydrogéologique de la région d'Uzès. Thèse, Faculté des Sciences, Montpellier, 85 p.
- RIVES, T., RAWNSLEY, K.D. & PETIT, J.-P. 1994: Analogue simulation of orthogonal joint set formation in brittle varnish. *J. Struct. Geol.* 16, 3, 419–429.
- RYAN, W.F.B. & CITA, M.B. 1978: The nature and distribution of messinian erosional surfaces-indicators of several-kilometer-deep mediterranean in the miocene. *Marine Geology* 27, 193–230.
- SANCHIS, E. 1996: Relations tectonique-sédimentation dans le bassin tertiaire d'Alès: mise en évidence d'un demi-graben ludien et d'un synclinal sur rampe oligocène. D.E.A., Université Montpellier II, 36 p.
- SAOS, J.-L. 1969: Contribution à l'étude hydrogéologique de la région de St-Mamert (Gard). D.E.A., Fac. Sci., Montpellier, 38 p.
- VELA-VELASQUEZ, C. 1977: La microtectonique dans les plis: étude de la région de Belvezet (Gard), son rapport avec la faille des Cévennes. Thèse, USTL, Montpellier, 154 p.

Manuscrit reçu le 5 juillet 2000  
Révision acceptée le 24 mai 2001