









Synthèse des concepts et méthodes de l'hydrogéologie des milieux volcaniques appliqués à la prospection géothermique

Rapport final

BRGM/RP-53135-FR

octobre 2004

Etude réalisée dans le cadre du projet de recherche Géothermie Haute Enthalpie dans les DOM (GHEDOM)-ENER-04 et suivant la convention n° 0205035, établie entre le BRGM et l'ADEME

P. Lachassagne, J.C. Maréchal





Mots clés : Volcanisme, Géothermie, Hydrogéologie, Prospection, Île, DOM

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Lachassagne P., Maréchal J.C. (2004) – Synthèse des concepts et méthodes de l'hydrogéologie des milieux volcaniques appliqués à la prospection géothermique. Rapport final. BRGM/RP-53135-FR, 76 p., 14 fig., 2 tabl., 2 ann.

© BRGM, 2004, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Dans le cadre du programme de recherche GHEDOM (Géothermie Haute Energie dans les DOM) et de la convention n° 0205035 établie avec l'ADEME, le BRGM a pour objectif d'améliorer les méthodologies d'exploration et d'évaluation des ressources géothermiques haute énergie dans les Départements d'Outre Mer (DOM). Pour ce faire, il est important de définir une stratégie optimale d'exploration, qui permette, à la fois, de réduire les dépenses consacrées à cette phase de la mise en valeur de ce type de ressource énergétique et de minimiser les risques d'échec. Le BRGM a donc réalisé une synthèse des différentes méthodologies de prospection géothermique en contexte volcanique, en accordant une attention particulière aux milieux insulaires. Dans cette perspective, sont abordés conjointement les domaines de la géologie, de la prospection géophysique, de l'hydrogéologie et de la géochimie. L'ensemble de ces travaux fait l'objet d'un travail général pluridisciplinaire. Le présent rapport en constitue le volet hydrogéologique. Il vise principalement à faire la synthèse des approches mises en œuvre pour la prospection hydrogéologique des aquifères volcaniques et à tirer parti de cette expérience pour la prospection géothermique.

Cette synthèse comprend :

- une description des principaux types de lithologies des formations volcaniques rencontrées en France et dans les DOM ;
- une présentation des propriétés hydrogéologiques de ces principales formations volcaniques : laves, pyroclastites, hyaloclastites, conglomérats et lahars ;
- un aperçu des principales caractéristiques de la structure des aquifères volcaniques, y compris l'hétérogénéité à différentes échelles, les types de perméabilités rencontrées et les effets liés à l'altération;
- une description du fonctionnement hydrogéologique tridimensionnel et en grand des îles volcaniques, incluant les variations de perméabilité en profondeur ;
- un inventaire des approches de l'hydrogéologie adaptées à la prospection géothermique en aquifères volcaniques insulaires.

Sommaire

| 1. | Introduction | 9 |
|----|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
| 2. | Hydrogéologie des milieux volcaniques | 11 |
| | 2.1. GÉOLOGIE-LITHOLOGIE DES FORMATIONS VOLCANIQUES REPRÉSENTÉES EN FRANCE ET DANS LES DOM | 11 |
| | 2.2. PROPRIÉTÉS HYDROGÉOLOGIQUES DES PRINCIPAUX TYPES DE FORMATIONS VOLCANIQUES LAVES | 14 |
| | 2.2.1. Laves | 14 16 19 19 |
| | 2.3. STRUCTURE DES AQUIFÈRES VOLCANIQUES | 20 |
| | 2.3.1. Hétérogénéités à toutes les échelles2.3.2. Types de perméabilité des formations volcaniques2.3.3. Altération | 20 20 24 |
| | 2.4. FONCTIONNEMENT DES AQUIFÈRES VOLCANIQUES | 25 |
| | 2.4.1. Iles volcaniques basaltiques 2.4.2. Iles volcaniques andésitiques et stratovolcans | 25 31 |
| 3. | Eléments méthodologiques pour la prospection des eaux souterraines | 33 |
| | 3.1. GÉOLOGIE | 33 |
| | 3.2. CARACTÉRISATION DE LA FRACTURATION | 35 |
| | 3.2.1. Observations directes 3.2.2. Prospection géophysique et émanométrique | 36 38 |
| | 3.3. CARTOGRAPHIE HYDROGÉOLOGIQUE | 40 |
| | 3.4. CARTOGRAPHIE ET CARACTÉRISATION DES MANIFESTATIONS HYDROTHERMALES DE SURFACE | 41 |

| | 3.5. ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS : BILAN HYDROLOGIQUE - MODÉLISATION | 42 |
|----|---------------------------------------------------------------------|-----|
| | 3.5.1. Bilan hydrologique | |
| | 3.5.3. Modèles | |
| | 3.6. SYNTHÈSE-STRUCTURE COMPARÉE DES AQUIFÈRES | - 4 |
| | VOLCANIQUES SUPERFICIELS ET GEOTHERMAUX | 51 |
| 4. | Conclusions | 55 |

Liste des figures

| Figure 1 - | Coupe d'une coulée « aa » en mouvement | 14 |
|-------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figure 2 - | Forage de Tsararano 1 à Mayotte. | 16 |
| Figure 3 - | Exemple de la variabilité spatiale des formations volcaniques à l'échelle cartographique. Structures en paléovallées radiales par rapport à l'édifice du volcan bouclier du Morne Jacob | 21 |
| Figure 4 - | Exemple de fissure de refroidissement de grande ouverture au sein de basaltes | 22 |
| Figure 5 - | Forage de Mtsangamouji 1 à Mayotte. | 23 |
| Figure 6 - | Schématisation des modèles hawaiien et canarien | 26 |
| Figure 7 - | Coupe schématique des systèmes hydrogéologiques de La Réunion | 28 |
| Figure 8 - | Failles normales actives de l'archipel de Guadeloupe | 38 |
| Figure 9 - | Relevé des températures mesurées à 1,25 m sous le sol, après 6 h d'attente de retour à l'équilibre thermique. Isocontours tous les 5 °C | 43 |
| Figure 10 - | Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie, situé dans une région à faible relief et dont l'eau à l'état liquide est prépondérante dans le réservoir | 48 |
| Figure 11 - | Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie, situé dans une région à fort relief et dont l'eau à l'état liquide est prépondérante dans le réservoir | 48 |
| Figure 12 - | Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie dont le réservoir est constitué uniquement de vapeur d'eau et de gaz incondensables | 49 |
| Figure 13 - | Modèle conceptuel du champ géothermique de Krafla, Islande | 49 |
| Figure 14 - | Modèle conceptuel du champ géothermique de Kuju-Beppu Graben (KBG) au Japon | 50 |
| | | |

Liste des tableaux

| Tableau 1 - | Synthèse des paramètres hydrodynamiques des pyroclastites, citées dans la littérature (d'après Joux, 2002) | 18 |
|-------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tableau 2 - | Comparaison des principaux paramètres hydrogéologiques superficiels et profonds à Bouillante. | 52 |

Liste des annexes

| Annexe 1 - | Synthèse de valeurs de perméabilités de formations basaltiques citées dans la littérature | 63 |
|------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Annexe 2 - | Synthèse de valeurs de porosité de formations basaltiques citées dans la littérature | 71 |

1. Introduction

Dans le cadre du programme de recherche GHEDOM (Géothermie Haute Energie dans les DOM) et de la convention n° 0205035 établie avec l'ADEME, le BRGM a pour objectif d'améliorer les méthodologies d'exploration et d'évaluation des ressources géothermiques haute énergie dans les Départements d'Outre Mer (DOM). En effet, compte tenu du coût de l'énergie électrique dans ces régions, l'objectif visé à long terme est d'y accroître la production d'électricité d'origine géothermique.

Pour ce faire, il est important de définir une stratégie optimale d'exploration qui permette à la fois de réduire les dépenses consacrées à cette phase de mise en valeur de ce type de ressource énergétique et de minimiser les risques d'échec.

Les DOM qui présentent un potentiel géothermique haute énergie sont quasi exclusivement volcaniques et insulaires. Le BRGM a donc réalisé une synthèse des différentes méthodologies de prospection géothermique en contexte volcanique, en accordant une attention particulière aux milieux insulaires.

Dans cette perspective, sont abordés conjointement les domaines de la géologie, de la prospection géophysique, de l'hydrogéologie et de la géochimie. L'ensemble de ces travaux fait l'objet d'un travail général pluridisciplinaire. Le présent rapport en constitue le volet hydrogéologique. Il vise principalement à faire la synthèse des approches mises en œuvre pour la prospection hydrogéologique des aquifères volcaniques et à tirer parti de cette expérience pour la prospection géothermique.

Dans la mesure du possible, les concepts présentés sont illustrés sur le champ géothermique de Bouillante qui constitue un objectif majeur en terme de développement de la ressource géothermique haute énergie et/ou en contexte volcanique insulaire.

L'hydrogéologie est la discipline qui concerne l'étude des eaux souterraines, sachant que les eaux chaudes géothermales constituent une des composantes des eaux souterraines. La discipline hydrogéologie peut donc être considérée d'une part dans une acception restrictive : l'hydrodynamique des roches et d'autre part dans une acception plus large qui consiste à synthétiser l'ensemble des résultats acquis dans le cadre de disciplines variées (géologie, prospection géophysique, hydrodynamique, géochimie, etc.) en vue d'établir, de manière itérative si besoin, un modèle conceptuel de la structure et du fonctionnement d'un système aquifère (géothermique dans le cas qui nous intéresse) sur la base duquel pourront être prises des décisions (en terme d'exploration, d'exploitation, de gestion, de préservation, etc. de la ressource). Le rapport présente deux parties principales. Sachant que les approches méthodologiques varient selon les types de milieux volcaniques, le chapitre 2 propose une description de la structure et du fonctionnement hydrogéologique des milieux volcaniques insulaires. Le chapitre 3 est consacré à la description critique des approches hydrogéologiques mises en œuvre pour la prospection des aquifères volcaniques.

2. Hydrogéologie des milieux volcaniques

Les formations volcaniques présentent, en général, une extension spatiale relativement réduite par rapport aux grands ensembles hydrogéologiques que peuvent constituer les bassins sédimentaires ou encore les domaines de socle. Cependant, ces formations représentent souvent une ressource en eau d'importance régionale :

- du fait d'une part des bonnes propriétés hydrodynamiques qu'elles possèdent en règle générale (sources aux débits importants, forte capacité d'infiltration, perméabilités élevées, etc.);
- mais aussi du fait que ce type de formations constitue fréquemment la seule ressource en eau souterraine de la région concernée (îles exclusivement volcaniques par exemple) ou une ressource en eau souterraine d'intérêt régional à l'échelle du secteur concerné (par exemple les ensembles volcaniques situés en contexte de socle ou de formations sédimentaires peu perméables).

Les formations volcaniques se caractérisent en général par une structure complexe, avec des hétérogénéités présentes de l'échelle cartographique à celle du forage, souvent liées à la mise en place de ces formations en milieu aérien et selon une dynamique très active. Leur caractérisation hydrogéologique requiert donc des approches spécifiques exposées dans les chapitres suivants.

2.1. GÉOLOGIE-LITHOLOGIE DES FORMATIONS VOLCANIQUES REPRÉSENTÉES EN FRANCE ET DANS LES DOM

On distingue deux principaux types de formations volcaniques : le volcanisme à dominante **basaltique** et le volcanisme à dominante **andésitique** qui, sont à l'origine de produits volcaniques de nature sensiblement différente qui, par voie de conséquence, ont des propriétés hydrogéologiques qui diffèrent significativement. Ces principaux types de formations volcaniques sont présents sur le territoire français, en Métropole et Outre-Mer.

Le volcanisme à dominante basaltique est représenté essentiellement par :

- des volcans boucliers, mis en place directement sur le plancher océanique (intraplaque océanique) et ayant pour origine des points chauds. Ils montrent en général un volcanisme peu différencié, à dominante de coulées basaltiques. Les îles de la *Réunion* ou de *Mayotte* ainsi que la plupart des îles volcaniques de Polynésie résultent essentiellement de l'empilement de laves basaltiques, sur plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Les coulées d'épaisseur unitaire en moyenne métrique, se sont en général mises en place sur des surfaces relativement planes et peu inclinées, formant des planèzes. Elles sont interstratifiées de paléosols et, de manière plus subordonnée, de formations pyroclastiques¹. Des produits plus différenciés (phonolites, néphélinites, ponces) se mettent parfois en place, sous forme d'intrusions ou de coulées et épanchements, souvent au sein de paléovallées, principalement lors de la fin des grandes phases d'activité volcanique. Par ailleurs, certains édifices sont soumis à des processus de démantèlement qui concourent au dépôt, à leur périphérie, en particulier au sein de paléovallées, de formations sédimentaires, de type alluvial en particulier. Les îles les plus anciennes sont aussi affectées par des phénomènes de subsidence qui, en contexte tropical, se marquent par l'édification de ceintures coralliennes ;

 des ensembles volcaniques à dominante basaltique, d'épaisseur et d'extension variable, mis en place en contexte continental, et qui reposent de ce fait sur un substratum non volcanique (socle cristallin ou métamorphique, bassins sédimentaires).

Les ensembles présentant une histoire relativement courte (la chaîne des Puys par exemple, avec une activité sur moins de 100 000 ans, la partie ouest du Velay, etc.) comportent des maars, résultant de l'interaction explosive entre une venue de magma et des eaux superficielles, des cônes de scories, situés à proximité des points d'émission, et des coulées, mises en place en général au sein de paléovallées. Ces deux derniers types de formations sont en général prépondérants. Des épaisseurs importantes de produits volcaniques, dans la chaîne des Puys en moyenne une centaine de mètres, localement plus de 200 m, sont ainsi rencontrées à l'aplomb de ces paléovallées qui entaillaient le substratum des formations volcaniques. Au droit des cônes, les épaisseurs peuvent aussi atteindre ou dépasser ces valeurs. Des produits plus différenciés (trachytes, phonolites, etc.) se mettent en place sous forme de dômes et de protrusions. Des formations sédimentaires (alluvions, tourbes, diatomites, etc.) et des paléosols constituent une partie du remplissage des paléovallées et des dépressions que forment les maars.

Les ensembles ayant fonctionné sur une période plus longue (plus de 5 Ma pour le Devès par exemple) et/ou ayant émis de plus gros volumes de produits volcaniques sont caractérisés par des séries plus épaisses, ce qui a pu conduire à la constitution d'**entablements basaltiques**. Le Cézallier, l'Aubrac, la partie Est du Velay, les Coirons, l'Escandorgue sont ainsi rattachés à ce volcanisme fissural de plateaux.

Enfin, des pointements plus dispersés, essentiellement basaltiques, sans grand intérêt hydrogéologique, existent du Languedoc à l'Alsace.

Le volcanisme de type andésitique est présent grâce aux volcans de l'arc insulaire antillais, qui résulte de la subduction de la plaque océanique nord-atlantique sous la plaque caraïbe. La Martinique, la Basse-Terre de Guadeloupe et une partie de son archipel (Saint-Martin, Saint-Barthélémy, Les Saintes) sont composées quasi exclusivement de formations volcaniques de type andésitique, tertiaires et quaternaires (seules la Basse-Terre et la Martinique comportent des volcans actifs : Soufrière de Guadeloupe et Montagne Pelée). Les formations sédimentaires y sont limitées aux

¹ **Pyroclastique** : s'applique aux débris de roches éjectés par les volcans et dont l'accumulation donne les roches pyroclastiques : cendres, lapillis, tufs, ignimbrites.

alluvions récentes, aux formations de plage et de mangrove, et à quelques niveaux calcaires déposés lors de périodes prolongées d'arrêt du volcanisme.

Ces formations volcaniques sont très variées. Les hyaloclastites², témoins des phases initiales sous-marines du volcanisme, forment en général le soubassement des îles, sur plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Alternent ensuite différents types de laves, depuis des termes assez fluides (basaltes, andésites basiques, représentés par exemple par le volcan bouclier du Morne Jacob en Martinique, les coulées décamétriques de la Madeleine en Guadeloupe) jusqu'à des laves plus visqueuses (andésites, dacites, rhyolites). Les produits de nature explosive, nuées ardentes, ponces, cendres, etc., sont très représentés, en particulier au sein des édifices récents. Enfin, les formations de démantèlement (lahars³, coulées de débris, produits d'effondrement de type « Mount Saint Helens », conglomérats, etc.) peuvent occuper de très grandes surfaces et combler des paléovallées larges et profondes.

Compte tenu de leur histoire longue (plus de 25 Ma pour la Martinique par exemple), majoritairement aérienne, polyphasée, affectée par la tectonique, par des phases de bombement, de subsidence et d'effondrement, d'érosion, etc., les îles andésitiques présentent une structure géologique complexe.

Les **stratovolcans** (les Monts du Cantal et le Mont Dore/Sancy, la montagne Pelée par exemple), constituent des édifices composites, mis en place sur une longue période (plus de 15 Ma pour le Cantal, environ 4 Ma pour le Mont Dore/Sancy), de manière polyphasée et couvrant des aires importantes (600 km² pour le Mont Dore/Sancy, 2 700 km² pour le Cantal). Ils présentent une structure complexe, marquée par une alternance de laves, en coulées et intrusions, et de formations pyroclastiques et de démantèlement. Ils ont aussi été affectés par des phases successives d'érosion et la formation de calderas.

Qu'elles soient à dominante basaltique ou andésitique, les **îles volcaniques** présentent la spécificité de s'être tout d'abord édifiées en milieu sous-marin puis, une fois émergées, en contexte aérien, avec parfois des récurrences (effondrements, édification de nouvelles parties, adjacentes à l'île principale). Des produits de type « aérien » dominent, en général, au sein des formations volcaniques les plus récentes, tandis que le soubassement des édifices est souvent constitué de formations de type hyaloclastique. Par voie de conséquence, les formations géologiques observables à l'affleurement ne sont pas toujours représentatives de celles qui pourront être recoupées en forage, surtout lorsque les forages sont profonds.

² **Hyaloclastite** : brèche fine à éléments de verre volcanique, associée à des coulées de lave souvent en « coussins » ou autobréchifiées.

³ Lahar : coulée boueuse à débris de roches volcaniques de toutes tailles, et qui affecte fréquemment les pentes raides et mal consolidées des volcans.

2.2. PROPRIÉTÉS HYDROGÉOLOGIQUES DES PRINCIPAUX TYPES DE FORMATIONS VOLCANIQUES LAVES

2.2.1. Laves

D'une manière générale, parmi les formations volcaniques, les laves sont les roches, qui présentent les perméabilités les plus fortes.

Les laves présentent, en général, une très faible perméabilité de matrice. Leurs propriétés aquifères dépendent donc étroitement de leurs conditions de mise en place, de fissuration et de fracturation. Par ailleurs, leur degré d'altération joue également un rôle important.

Les laves présentent ainsi une forte variabilité de leurs propriétés hydrodynamiques au sein d'une même coulée qui se traduit, en forage, par des variations de la perméabilité selon la verticale. Cette variabilité s'explique majoritairement par la structure interne des coulées, liée à leur mode de mise en place. Les coulées comprennent ainsi généralement, de haut en bas (fig. 1) :

- une surface scoriacée montrant soit des gratons, soit un niveau scoriacé ;
- un cœur de coulée plus massif souvent diaclasé (fissures de refroidissement) ;
- une brèche de base de coulée présentant des éléments scoriacés, en gratons, et reprenant fréquemment des blocs de la coulée sous-jacente.



Figure 1 - Coupe d'une coulée « aa » en mouvement.

L'écoulement de la lave est à l'origine de figures de flux qui se traduisent fréquemment par une fissuration de la roche et/ou un débit en plaquettes, souvent parallèles au substratum. Le refroidissement de la lave génère lui aussi une fissuration (prismation avec des fissures en général perpendiculaires à la surface de refroidissement). Ces processus confèrent aux laves des caractéristiques hydrauliques intéressantes surtout si cette perméabilité initiale est renforcée par une fracturation d'origine tectonique. Cette dernière s'exprime bien au sein de ces matériaux compétents.

L'altération climatique ou hydrothermale de la roche se traduit par une argilisation partielle ou totale de ses minéraux constitutifs qui oblitère, en partie ou complètement, une éventuelle perméabilité. L'altérabilité des différents faciès constitutifs d'une coulée est variable. Dans un schéma type de coulée à la lave relativement fluide, les faciès de bordure (brèches et scories des mur, toit et flancs de coulée) présentent, du fait de leurs porosité et perméabilité initiales, une plus forte aptitude à s'altérer rapidement que le cœur de l'écoulement, massif car refroid lentement. Ainsi, un même ensemble lithologique peut constituer à la fois des niveaux aquifères (dans ses parties non altérées) et un substratum ou toit imperméable aux formations sus ou sous-jacentes (pour ce qui concerne ses parties argilisées). En outre, les laves montrent souvent, du fait de la composition du magma, une forte viscosité. Celle-ci entraîne une bréchification de la roche lors de sa mise en place. Leur dépôt en contexte sousaquatique génère également des faciès bréchiques. Dans ces conditions, la progression des fronts d'altération peut être beaucoup plus homogène et régulière.

Exemple

À Mayotte, la synthèse des mesures de débit réalisées à l'avancement au cours d'une campagne de forages de reconnaissance montre que les cœurs de coulée, lorsqu'ils sont fissurés, sont les plus productifs. En effet, même s'ils présentent une perméabilité similaire à celle des niveaux en gratons et scoriacés (médiane de 5.10⁻⁵ m/s dans les deux cas), ils se distinguent de ces derniers par une épaisseur en règle générale plus importante au sein de chaque forage. L'ensemble de ces zones les plus perméables présente, néanmoins, toujours une épaisseur modeste (quelques mètres à une dizaine de mètres tout au plus). Dans certains ouvrages (fig. 2), la quasi totalité du débit du forage provient d'un seul horizon d'une épaisseur de quelques mètres (Lachassagne et *al.*, 2004).

La synthèse des paramètres hydrodynamiques (ann. 1 et 2) montre combien les coulées volcaniques peuvent se révéler imperméables si elles sont massives et compactes. Ce fait est également souligné par Lachassagne et *al*. (2004). Les résultats d'une campagne de forages visant à étudier les potentialités aquifères de l'île de Mayotte ont montré que les cœurs de coulées de type aa pouvaient se révéler comme étant les horizons les plus productifs lorsqu'ils sont fissurés, ce qui n'est pas systématiquement le cas et dépend de la mise en place et de la genèse de la coulée.

Concernant les coulées basaltiques, Custodio (1985) souligne l'anisotropie importante de ces formations avec un rapport de la perméabilité horizontale sur la perméabilité verticale allant de 20 à 50 et des circulations souterraines prépondérantes dans les plans horizontaux.



Figure 2 - Forage de Tsararano 1 à Mayotte. Débit au soufflage à l'avancement et coupe lithologique.

2.2.2. Pyroclastites

Les nuées ardentes (de type Péléen, Mérapi ou Saint-Vincent) sont à l'origine de dépôts constitués d'éléments lithiques juvéniles, donc généralement sains, grossiers et meubles. Elles comportent généralement une matrice cendreuse abondante (éléments de taille inférieure à 2 mm), des blocs anguleux (de taille décimétrique à plurimétrique) et des lapillis (éléments de taille comprise entre 2 et 64 mm), peu ou non vésiculés. Ce type de dépôt est donc caractérisé par une très forte hétérométrie. Il est généralement non ou mal classé.

Les matériaux constitutifs des nuées ardentes présentent donc une perméabilité d'interstices digne d'intérêt pour la prospection hydrogéologique, qui n'est pas remise en cause par leur très forte hétérométrie. Leur perméabilité peut parfois dépasser celle des laves.

Constituées essentiellement de produits juvéniles, ces formations s'altèrent en outre relativement lentement. Les zones axiales des écoulements sont plus pauvres en matrice cendreuse et présentent de ce fait généralement une plus forte perméabilité.

Les éruptions magmatiques qui président à la mise en place des nuées ardentes sont en règle générale précédées d'éruptions phréatiques qui remobilisent et pulvérisent des matériaux anciens. Les retombées associées génèrent des niveaux cendrosableux d'épaisseur souvent faible (inframétrique) qui s'imperméabilisent à relativement court terme (altération) et constituent un substratum imperméable aux dépôts de nuées ardentes.

Les formations de type « nuées ardentes » forment donc fréquemment une succession de niveaux perméables (pouvant receler des imperméables relatifs interstratifiés) et imperméables, les derniers présentant en général une épaisseur plus restreinte. Par ailleurs, la conjonction axe de paléovallée, donc épaisseur plus importante de matériau, faible proportion d'éléments fins, donc perméabilité initiale plus forte et moindre faculté à s'altérer, constitue un facteur intéressant pour le développement d'aquifères de bonne qualité. Les nuées ardentes constituent donc globalement des formations présentant de bonnes propriétés hydrogéologiques.

Les coulées de ponces sont en règle générale constituées de lapilli ponceux et de blocs emballés dans une matrice cendreuse. Des niveaux cendreux séparent souvent les différentes unités d'écoulement qui sont la plupart du temps canalisées par le réseau hydrographique. Ces coulées peuvent être associées à des dépôts pliniens (retombées aériennes issues d'un panache ascendant à partir d'un cratère ouvert) qui se présentent sous la forme de lits stratifiés, à granoclassement normal, constitués de cendres, lapilli et petits blocs vésiculés. Ces dépôts, d'épaisseur d'autant plus réduite que l'on s'éloigne du point de sortie et de granulométrie fine, s'altèrent rapidement. Ils sont rarement préservés dans l'axe des vallées dans la mesure où ils sont entraînés par l'érosion. Les coulées de ponces présentent donc de plus faibles potentialités hydrogéologiques que les dépôts de nuées ardentes, en particulier dans les secteurs où le climat humide conduit à leur rapide altération.

Les tufs volcaniques présentent une perméabilité de matrice en général médiocre, variant selon leur teneur en argiles héritées ou d'altération. Indurés et fracturés ou lorsqu'ils ont subi un remaniement, ils peuvent présenter localement de meilleures propriétés hydrodynamiques.

Exemples

Les aquifères constitués de pyroclastites sont très développés au sein des formations émises par la montagne Pelée, en Martinique (Lachassagne *et al.*, 1992). Sur son flanc sud-ouest, les formations pyroclastiques, peu altérées, constituent des aquifères très productifs. La source Morestin, plus de 200 m³/h en étiage, et le forage « Pécoul », exploitable à plus de 70 m³/h, tous deux situés au Nord-Est de Saint-Pierre, constituent ainsi les deux principales sources d'approvisionnement du Syndicat des Communes de la Côte Caraïbe Nord-Ouest. Un ouvrage foré à Fond Canonville, entre Saint-Pierre et le Prêcheur, pourrait également être exploité à plus de 50 m³/h. Cet aquifère présente

un fort hydrodynamisme et de bonnes propriétés de perméabilité, comme l'attestent des venues d'eau douce en mer, au Nord-Ouest de Saint-Pierre, ainsi que le caractère non pérenne des cours d'eau du flanc Ouest de la Montagne Pelée.

Les ponces et brèches de la plaine du Diamant en Martinique, peu altérées en raison du climat de ce secteur de la Martinique, présentent en général de relativement bonnes propriétés hydrodynamiques (transmissivité de l'ordre de 2.10⁻³ m²/s, coefficient d'emmagasinement voisin de 7 %). Les observations réalisées lors des sondages suggèrent cependant des caractéristiques relativement hétérogènes (secteurs plus perméables correspondant soit à des variations granulométriques, soit à de la fracturation). Dans ce secteur littoral, leur exploitation est par contre subordonnée à une connaissance précise des conditions de recharge et de la dynamique de l'interface eau douce - eau salée.

La zone de captage du ruisseau de Vourzac (Haute-Loire), qui est de première importance pour l'alimentation en eau potable de la ville de Puy-en-Velay, se situe au sein de tufs phréatomagmatiques interstratifiés dans le plateau basaltique du Devès (Massif central). Quatre émergences captées pour un débit total de 80 à 100 l/s y sont rassemblées sur moins d'un kilomètre (Boivin and Livet, 2001).

Les paramètres hydrodynamiques de pyroclastites cités dans la littérature sont synthétisés au sein du tableau suivant :

| Auteurs | Formations | Lieu | Porosité efficace (-) | Porosité totale (-) | Perméabilité (m/s) |
|--------------------------------|-------------------------|--------------------|--------------------------|------------------------|--------------------------------------|
| Davis (1974) | Tufs cendreux | | | | 10 ⁻¹⁰ à 10 ⁻⁷ |
| Schoeller (1962) | Tufs | | | 30 % | |
| | Ponce | | | 50 à 90 % | |
| d'Arcy et <i>al.</i> (1990) | Scories quaternaires | Chaîne des Puys | 45 % | 60 % | |
| Josnin et <i>al.</i> (2002) | Scories quaternaires | Chaîne des Puys | 39 à 42 % | 52 à 58 % | |
| Join (1991) | Scories récentes | lle Réunion | | 60 % | 2.10 ⁻² |

Tableau 1 - Synthèse des paramètres hydrodynamiques des pyroclastites, citées dans la littérature (d'après Joux, 2002).

2.2.3. Hyaloclastites

Ce sont des roches volcano-sédimentaires soit formées par l'accumulation directe de produits volcaniques fins émis en milieu sous-aquatique (hyaloclastites primaires), soit liées à la reprise de ceux-ci par les courants marins (hyaloclastites secondaires ou tuffites). Les hyaloclastites présentent donc des faciès variés :

- les faciès de retombée directe sont non classés et essentiellement constitués de lapilli massifs et scoriacés, emballés dans une matrice cendreuse grossière, indurée, de même nature ;
- les tuffites sont constituées d'alternances de bancs de microconglomérats, de grès fins et de silts pris dans un ciment calcaire ou argileux ;
- des faciès nettement plus grossiers, de caractère conglomératique voire de type « lahar », sont également représentés.

Des coulées de lave interstratifiées sont souvent associées aux hyaloclastites.

Ces formations présentent une faible perméabilité de matrice. Constituées d'éléments de lave de faible granulométrie, en général jointifs, elles sont dotées initialement d'une porosité d'interstices limitée, que diminuent encore les phénomènes de compaction et/ou d'altération (climatique ou hydrothermale), particulièrement actifs et efficaces sur les éléments de petite taille constitutifs de la roche.

La présence, en particulier au sein des faciès primaires, de coulées de lave interstratifiées ainsi que la fracturation d'origine tectonique peuvent néanmoins leur conférer localement de relativement bonnes propriétés aquifères.

Exemples

En Martinique, les hyaloclastites de la chaîne Vauclin - Pitault ont été reconnues par forage dans une partie de la dépression de Grand Fond, sur la commune du Marin. Elles y présentent, malgré l'absence apparente de laves interstratifiées, de bonnes propriétés hydrodynamiques (transmissivité voisine de 8.10^3 m²/s pour 30 m de hauteur mouillée, coefficient d'emmagasinement de 0,2 % environ ; un des forages pouvant être exploité à plus de 30 m³/h).

2.2.4. Conglomérats et lahars

Les formations détritiques de type **conglomérat** sont, en général, caractérisées par un fort degré d'altération, les éléments du conglomérat eux-mêmes étant souvent déjà altérés lors de leur mise en place (figures de desquamation en pelures d'oignon). Ils présentent donc de faibles potentialités.

Ainsi, dans la région Nord-Atlantique de la Martinique, les conglomérats jouent souvent un rôle de substratum imperméable vis-à-vis des laves aquifères sus-jacentes. Les lahars sont des brèches non classées, hétérogènes, à forte composante terrigène.

La matrice argilo-sableuse abondante qui les caractérise est à l'origine de leur faible perméabilité.

Seule la conjonction d'une faible argilisation et d'une fracturation importante serait susceptible de conférer localement des propriétés aquifères à ces formations.

2.3. STRUCTURE DES AQUIFÈRES VOLCANIQUES

2.3.1. Hétérogénéités à toutes les échelles

Les formations volcaniques présentent donc une structure géologique, fréquemment complexe, liée à des hétérogénéités à toutes les échelles :

- à l'échelle cartographique, la dynamique active de mise en place de ces formations concourt à une forte variabilité spatiale, latérale et verticale (tectonique, subsidence, paléovallées emboîtées, etc.), des formations géologiques volcaniques (fig. 3). Des formations perméables et imperméables peuvent ainsi coexister à cette échelle ;
- à l'échelle d'une formation donnée. Au sein de laves par exemple, les différentes coulées, d'épaisseur très limitée, peuvent être séparées par des paléosols isolant différents niveaux perméables. Au sein d'une même paléovallée, les laves sont fréquemment interstratifiées de formations alluviales (perméabilité variable selon les cas) ou de démantèlement (en général imperméables);
- à l'échelle d'un même ensemble lithologique, considéré globalement comme perméable, coexistent des niveaux très perméables et d'autres quasi imperméables. Ainsi, au sein de coulées basaltiques (fig. 4), les faciès en gratons, scoriacés et fissurés sont susceptibles d'être très perméables tandis que les parties massives sont « sèches » ; ces niveaux ou formations peu perméables, ainsi que les pendages originels parfois forts des coulées, peuvent générer une structure en « tuiles ». La présence, au sein de hyaloclastites, considérées globalement comme peu perméables, de petites coulées de lave, peut augmenter significativement la productivité globale de ces formations. La présence d'intrusions (dykes en particulier) peut contribuer à un compartimentage des aquifères ou, dans certains cas, peut conférer une certaine perméabilité à des ensembles peu perméables.

2.3.2. Types de perméabilité des formations volcaniques

Comme vu plus haut (§ 2.2.), au sein des aquifères volcaniques, coexistent perméabilité de fissures et perméabilité d'interstices.



Figure 3 - Exemple de la variabilité spatiale des formations volcaniques à l'échelle cartographique. Structures en paléovallées radiales par rapport à l'édifice du volcan bouclier du Morne Jacob (d'après la carte géologique de la Martinique au 1/50 000).

La perméabilité d'interstices s'exprime dans différents contextes :

- au sein des formations basaltiques scoriacées : par les cônes de scories, lorsqu'ils ne sont pas altérés, par les niveaux scoriacés (en « gratons ») de toit et de base de coulée. Dans ce dernier cas, la porosité peut parfois être très grossière, avec des vides de taille centimétrique, voire même décimétrique. Ainsi, les coulées d'andésite basique de la Madeleine, en Guadeloupe, d'épaisseur pluridécamétrique, montrent des sources à très fort débit qui émergent, en front de coulée, au sein de blocs de taille décimétrique à plurimétrique, refroidis sur le toit de la coulée et tombés à son front lors de sa mise en place, et sur lesquels elle s'est épanchée à la manière d'un bulldozer sur sa chenille ;
- au sein des formations pyroclastiques : ponces, nuées ardentes, hyaloclastites, tuffites, etc. lorsqu'elles ne sont pas soudées à chaud ou altérées ;
- au sein des formations sédimentaires, des alluvions pour l'essentiel, associées aux laves, en particulier au sein des paléovallées.

La perméabilité de fissures est présente aussi bien au sein des :

- laves basiques (basaltes), essentiellement sous la forme de fissures de refroidissement, bien connues lorsque la fissuration se traduit par un débit en orgues. Certaines de ces fissures peuvent atteindre une grande ouverture de l'ordre de plusieurs centimètres à décimètres (fig. 4);
- que des laves acides (plus visqueuses), où elle s'exprime surtout sous la forme de figures d'écoulement (figures de flux pouvant conférer aux laves un débit en plaquettes, d'épaisseur centimétrique).



Figure 4 - Exemple de fissure de refroidissement de grande ouverture (20 cm environ) au sein de basaltes (Galerie de Louchadière, Chaîne des Puys).

Exceptionnellement, la présence de tunnels de laves (au sein de basaltes fluides), de troncs de végétaux décomposés ultérieurement à la mise en place de la formation qui les a fossilisés (lahars, cendres, etc.) concourent aussi à la perméabilité des roches volcaniques et, parfois à l'émergence de sources. Au contraire, l'existence de structures localisées, imperméables, peut contribuer à compartimenter l'aquifère ; en particulier, des faisceaux de dykes imperméables, des intrusions massives et le métamorphisme associé.

Perméabilité de fractures

À ces hétérogénéités dépendant de la lithologie des formations volcaniques, est fréquemment associée une variabilité de leurs propriétés hydrodynamiques liée à leur **fracturation** d'origine tectonique (fig. 5).





2.3.3. Altération

Les processus d'altération contribuent eux aussi à l'hétérogénéité de ces milieux en participant à la diminution de la perméabilité des roches, principalement du fait de leur argilisation et de la précipitation de minéraux secondaires. L'altération météorique d'une part, dont l'action est particulièrement importante sous les climats de type tropical humide, et l'altération hydrothermale d'autre part, exacerbent ainsi les hétérogénéités décrites plus haut.

L'altération météorique est particulièrement marquée lors de phases prolongées d'exposition des formations volcaniques en surface. Les profils d'altération associés peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et sont alors structurés dans l'espace (surfaces ou paléosurfaces d'altération). Lorsqu'elle s'exerce sur de courtes périodes, l'altération affecte les formations sur de faibles épaisseurs (décimétriques à métriques).

L'altération hydrothermale est liée principalement à des circulations de fluides chauds au sein des roches. Elle est donc particulièrement fréquente en contexte volcanique.

Elle s'exprime à différentes échelles :

- celle de l'édifice volcanique dans son ensemble, avec une plus forte occurrence au sein de la partie centrale des édifices que dans leur périphérie (voir p. 25 § 2.4.1.) ;
- celle de chaque formation volcanique, en raison de la chaleur héritée de sa mise en place. Sont plus particulièrement concernées les formations mises en place à haute température ou interstratifiées entre des formations mises en place à haute température ;
- celle de structures spécifiques en général sécantes aux formations concernées : intrusions, zones de fractures constituant le lieu privilégié de circulations de fluides chauds, etc.

Ainsi, des formations qui, saines, apparaissent comme très perméables (faciès perméables de coulées, scories, etc.) peuvent s'avérer très peu perméables après une phase d'altération. Les formations les plus perméables sont fréquemment les plus affectées par les processus d'altération.

L'altération différentielle (alternances de niveaux ponceux, rapidement altérés, et de nuées ardentes, comme sur le flanc est de la Montagne Pelée par exemple, ou au sein du massif du Mont Dore - Sancy) peut conférer aux aquifères une structure de type « sandwich ».

2.4. FONCTIONNEMENT DES AQUIFÈRES VOLCANIQUES

La connaissance des modalités de fonctionnement des différents types d'aquifères volcaniques est assez variable. Elle est meilleure pour les aquifères à la structure relativement simple et/ou exploités de manière intense (chaîne des Puys, Réunion par exemple), que pour les ensembles volcaniques à la structure plus complexe et/ou peu ou pas exploités (volcans andésitiques, Mayotte, Aubrac, etc.). En outre, la structure des aquifères est en général mieux connue, grâce aux travaux de forage, que leurs modalités de fonctionnement, qui requièrent des approches plus onéreuses : pompages d'essai de longue durée, suivis piézométriques ou du débit des sources et des cours d'eau à long terme, géochimie, etc.

Comme conséquence de l'hétérogénéité des formations volcaniques, leurs modalités de fonctionnement sont très variables d'un type de formation volcanique et d'un contexte à un autre.

2.4.1. Iles volcaniques basaltiques

Les potentialités en eau souterraine des îles volcaniques de type basaltique sont généralement considérées comme présentant une corrélation négative avec l'âge des formations qui les composent, les plus récentes présentant de bien meilleures capacités que celles qui ont été longuement affectées par l'altération (Cruz and Silva, 2001; Peterson, 1992). Cette tendance est également notée à l'échelle des formations volcaniques d'une même île (Custodio *et al.*, 1988; Jawaheer and Proag, 1988).

Leur structure hydrogéologique (fig. 6) est conceptualisée selon deux principaux types de modèles (Cruz and Silva, 2001 ; Lachassagne *et al.*, 2004 ; Violette *et al.*, 1997) : le **modèle hawaiien ou réunionnais** (Izuka and Gingerich, 2003 ; Macdonald *et al.*, 1983 ; Peterson, 1992 ; Stieltjes *et al.*, 1988) et le **modèle des îles Canaries** (Custodio, 1975 ; Custodio, 1978 ; Custodio *et al.*, 1988).

• Le modèle hawaiien ou réunionnais

Le principal aquifère est une « *nappe de base* » qui s'écoule au sein de l'empilement de coulées, de faible épaisseur unitaire (métrique), très perméables (perméabilité horizontale en général supérieure à 10^{-3} m/s), dépourvu de dykes, qui constitue le volcan bouclier. Son exutoire principal se situe en mer. La nappe de base est, de ce fait, en équilibre avec les eaux marines (elle est également drainée par quelques sources, dans des zones de fort encaissement des ravines). Cette nappe montre de faibles gradients hydrauliques et donc des niveaux piézométriques peu élevés, même à une distance relativement importante du littoral. Faute de forages très profonds, la continuité de la nappe vers l'intérieur des terres reste hypothétique. En tout état de cause, le cœur de l'édifice est probablement très peu perméable en raison de son colmatage par hydrothermalisation.





Figure 6 - Schématisation des modèles hawaiien et canarien (d'après Folio, 2001).

La partie interne des îles présente des « *nappes perchées* » (Join and Coudray, 1993) déconnectées de la nappe de base, et d'un volume nettement plus réduit que celle-ci. Alors que les sources drainant la « nappe de base » sont généralement pérennes avec des débits importants, celles des nappes d'altitude sont temporaires avec des débits généralement très variables (Join and Coudray, 1993).

Les nappes perchées présentent deux origines distinctes, qui ne coexistent en général pas : d'une part, la structure en « sandwich » des aquifères et d'autre part, la présence de dykes.

La structure en sandwich des aquifères est due à l'alternance de niveaux volcaniques perméables (niveaux scoriacés inter-coulées, laves fissurées) et imperméables (partie massive des coulées, cendres, paléosols, niveaux altérés, etc.). Selon leur géométrie, on distingue les nappes perchées étendues et les nappes perchées chenalisées (Join and Coudray, 1993).

Les dykes, plus présents à Hawaii qu'à la Réunion, sont aussi à l'origine de nappes perchées dans la mesure où ils jouent en général un rôle de barrière étanche et assurent ainsi le compartimentage des aquifères (Jackson and Lenat, 1989 ; Tabasaki and Mink, 1983). Ceci se traduit par des gradients piézométriques apparents très élevés (Shettigar, 1984) et, par voie de conséquence, par des niveaux piézométriques fréquemment proches de la surface du sol. L'orientation relative des dykes par rapport à celle du réseau de drainage conditionne l'efficacité de l'effet de barrage associé (Guillen, 1984). Par ailleurs, du fait de leur plus forte résistance mécanique, les secteurs fortement injectés de dykes se situent souvent en altitude, dans les zones les plus arrosées des îles, et constituent de ce fait des zones de recharge privilégiée.

Les nappes perchées contribuent *pro parte* à l'alimentation de la nappe de base, par l'intermédiaire d'écoulements au sein de la zone non saturée qui leur est sous-jacente.

Un modèle d'écoulement des eaux souterraines a été proposé pour l'île de La Réunion (fig. 7), généralisable aux volcans boucliers basaltiques (Stieltjes *et al.*, 1986). La constitution géologique de l'île (superposition de laves et scories en séries rayonnantes à partir d'une zone centrale, présence de réseaux fracturés et fissurés, d'intrusions verticales et horizontales) induit des circulations d'eaux souterraines très particulières :

- infiltration en surface sur des terrains volcaniques généralement très perméables ;
- interception des écoulements par une formation géologique locale imperméable ou semi-perméable : coulée massive, intrusion de lave-sill et dyke, coulée boueuse, niveau argilisé, pyroclastites à matrice cendreuse ;
- constitution d'une nappe perchée portée par cette formation imperméable et circulation rapide de l'eau au toit de celle-ci (forte perméabilité des scories récentes, tunnels de laves, fracturation, ...);
- résurgence possible des eaux par déversement à la faveur de la topographie (rempart, amphithéâtre de tête de ravine) et alimentation d'une source ;
- alimentation en cascade de nappes perchées dans les strates inférieures en limite d'extension de l'imperméable ou sur une discontinuité (faisceau de fractures, paléoréseau hydrographique...);
- fin du cheminement en cascade des eaux par :
 - interception par un imperméable généralisé ou régional (formations autocolmatées par hydrothermalisation, paléosols régionaux,...) et émergence des eaux souterraines ou,







- . déversement dans le milieu récepteur final que constitue le complexe aquifère de base et,
- retour à l'océan des eaux souterraines en zone littorale à travers le complexe aquifère de base constitué par une superposition de couches réservoirs saturées, indépendantes ou anastomosées.

• Le modèle des îles Canaries

Le modèle des îles Canaries (Custodio, 1975 ; Custodio, 1978 ; Custodio *et al.,* 1988) est caractérisé par un aquifère continu allant de la partie basale jusqu'à la partie interne et supérieure de l'île. Ce type d'îles peut ainsi être schématiquement assimilé, à cette échelle, à un massif poreux peu perméable, tout particulièrement dans le sens perpendiculaire au littoral. Cette faible perméabilité est principalement associée à la présence de dykes dont l'orientation dominante est radiale par rapport à l'édifice (parallèle à la côte) et à la présence d'un noyau plus ancien, altéré, moins perméable, recouvert de matériaux volcaniques modernes à perméabilité relativement grande. Ainsi, de ce fait, les perméabilités semblent beaucoup plus élevées dans les zones côtières que dans la partie intérieure de l'île où le rapport entre la perméabilité horizontale et la perméabilité verticale est voisin de 50. D'une manière générale, les gradients piézométriques sont forts : de l'ordre de 5 à 15 %. Il n'y existe pas de source importante.

Ces deux modèles caractérisent tous deux un fonctionnement hydrogéologique « en grand », à l'échelle de l'ensemble de chaque île.

Sur le massif du Piton de la Fournaise à la Réunion, une estimation de la perméabilité des formations anciennes a été obtenue à l'aide d'une approche combinant des analyses géologiques et des mesures locales de la conductivité hydraulique. Ces mesures ont été réalisées à l'aide d'un appareillage spécifique, portable, permettant des injections d'air comprimé en milieu non saturé (Folio, 2001). L'ensemble des valeurs obtenues montre clairement une diminution progressive de la perméabilité en fonction de la profondeur et de l'âge des terrains. Ces mesures permettent de proposer un schéma inédit d'évolution verticale de la perméabilité dans le massif de la Fournaise. Cette distribution verticale de la perméabilité, pressentie par Join (1991) pour le Piton des Neiges, est supposée permettre le développement d'un niveau de saturation régional et continu qui remonte à de relativement hautes altitudes au centre du massif (1 500 m d'altitude environ pour une surface topographique culminant vers 3 000 m).

Un indice fort de l'existence d'un tel hydrosystème est donné par les prospections géophysiques menées au cours de ce travail de thèse à l'aide de la méthode CSAMT (Controled Source Audio Magneto Tellurics). Des approches par simulations hydrodynamiques directes et inverses ont aussi été mises en œuvre sur la base de modèles en 2D vertical, 2D horizontal et finalement 3D, à l'aide d'une distribution de la perméabilité à petite échelle compatible avec les propositions récentes concernant l'évolution volcano-structurale de la Fournaise. Cette diminution de la perméabilité des terrains avec la profondeur, qui contribue à relever la piézométrie générale dans la Fournaise, peut être mise en relation avec l'occurrence de phénomènes mécaniques (compression lithostatique) et chimiques (minéralisation secondaire) qui peuvent être

considérés comme universels quel que soit le type de volcan bouclier considéré. Sur cette base, le schéma hydrogéologique conceptuel, défini pour la Fournaise et transposable au cas du massif du Piton des Neiges (Join, 1991), est proposé par Folio (2001) comme modèle général d'écoulement et de perméabilité dans les milieux volcaniques insulaires, ce que semblent confirmer les prospections géophysiques les plus récentes, menées sur d'autres volcans (Fogo, Karthala).

En ce sens, cette nouvelle conceptualisation hydrogéologique des volcans boucliers de type Réunion-Hawaii se rapproche de celle proposée pour les îles Canaries. La principale différence entre les deux modèles porte sur l'origine de la diminution de la perméabilité vers le cœur de l'île :

- uniquement liée à la compaction et surtout à l'hydrothermalisation des roches dans le cas de la Réunion-Hawaii ;
- également liée à la présence de dykes concentriques dans le cas des Canaries.

Des résultats récents (Lachassagne *et al.*, 2004) suggèrent que la structure hydrogéologique de **Mayotte**, autre île volcanique de type basaltique, apparaît comme très nettement différente de celle des deux modèles « Hawaii-Réunion » et « Canaries ». Il ne semble ainsi aucunement envisageable de proposer, pour Mayotte, un fonctionnement hydrogéologique en grand, à l'échelle de l'ensemble de l'île ou, tout au moins, de parties importantes de celle-ci. Cet état de fait semble pour l'essentiel lié à la structure géologique de cette île basaltique ancienne dominée, en subsurface (premières centaines de mètres) non pas par un empilement de coulées de lave peu épaisses (ancien volcan bouclier), mais par des coulées puissantes, mises en place au sein de plusieurs générations de paléovallées emboîtées. De plus, les coulées sont fréquemment interstratifiées de pyroclastites faiblement perméables.

Ainsi, les formations anciennes du volcan bouclier sont très peu représentées en subsurface. Elles apparaissent comme relativement peu perméables, en raison principalement de leur hydrothermalisation et de l'altération d'origine climatique. D'une manière générale, les laves plus récentes sont nettement plus perméables. Elles sont cependant très compartimentées du fait d'hétérogénéités à différentes échelles : substratum ancien imperméable, intercoulées eux aussi peu perméables, tuilage entre différentes coulées, etc. Il en résulte une alternance de faciès perméables, voire localement très perméables, et de faciès peu perméables, dont la composition hydrodynamique en série concourt à une perméabilité globale médiocre et, par voie de conséquence, à des aquifères compartimentés et des niveaux piézométriques discontinus et quasi systématiquement proches de la surface topographique.

Par rapport aux volcans boucliers plus récents, à Mayotte, le compartimentage à l'échelle de chaque coulée s'explique par l'épaisseur plus importante des coulées unitaires (quelques dizaines de mètres d'épaisseur en moyenne, contre quelques mètres seulement dans les volcans boucliers plus récents). Ce comportement spécifique des îles basaltiques anciennes a été identifié par ailleurs, au sein de parties de certaines îles de l'archipel d'Hawaii (Izuka and Gingerich, 2003 ; Izuka, 2003).

2.4.2. lles volcaniques andésitiques et stratovolcans

Les îles volcaniques andésitiques et les stratovolcans andésitiques, du fait de la nature des magmas à leur origine, comportent une gamme de roches beaucoup plus variée que les îles basaltiques et, par voie de conséquence, des perméabilités très variables elles aussi. Cet état de fait concourt rarement à pouvoir considérer qu'elles ont un fonctionnement « en grand », comme cela a été décrit ci-dessus dans de nombreux contextes insulaires basaltiques.

Ainsi, des configurations très variées de fonctionnement coexistent, depuis des situations localement proches de celles rencontrées au sein des laves basaltiques, jusqu'à des configurations de roches peu à très peu perméables.

Des sources à fort débit (plusieurs dizaines de m³/h en étiage), issues de paléovallées et/ou liées à des structures fracturées, existent ainsi tant en Martinique (dacites des Pîtons du Carbet, nuées ardentes de la Montagne Pelée, etc.) qu'en Guadeloupe (andésites basiques du Sud de la Basse Terre par exemple). Les contextes où la structure est plus complexe (absence de paléovallées bien individualisées ou fort morcellement des paléostructures par la topographie actuelle, absence de substratum imperméable, faible perméabilité des formations géologiques, etc.) conduisent à l'émergence de nombreuses sources aux débits moyens à faibles.

Le fonctionnement de nappes potentiellement de grande taille (nappe de la Plaine du Lamentin en Martinique par exemple), dont l'intérêt stratégique en terme de ressource en eau pourrait être important, reste à comprendre : structure exacte de l'aquifère (géométrie verticale et latérale, rôle des différentes lithologies, de la fracturation d'origine tectonique, etc.), structure exacte des formations semi-perméables associées, qui peuvent jouer un rôle capacitif ; modalités de recharge, d'échange avec les eaux de surface (alimentation de l'aquifère, soutien du débit des cours d'eau, etc.), de relations avec les versants, dynamique de l'interface eau douce/eau salée, au niveau des zones de comblement quaternaire et de mangrove en particulier, etc. Il n'est ainsi pas encore démontré que l'on puisse considérer ce type d'ensemble comme un unique et même aquifère.

3. Eléments méthodologiques pour la prospection des eaux souterraines

Les méthodes de l'hydrogéologie doivent contribuer à la connaissance du site géothermique aux différents stades de l'exploration et de l'exploitation de la ressource : prospection, évaluation, exploitation, gestion.

A chacune de ces étapes clé de caractérisation d'un champ géothermique (ou, dans le cas des ressources en eau, de mise en exploitation d'un aquifère), est élaboré un **modèle conceptuel** du système qui constitue la synthèse **pluridisciplinaire** de l'état des connaissances, à cet instant. C'est sur la base de ce modèle conceptuel que sont définies les investigations à mettre en œuvre aux étapes qui suivent, en fonction de leur intérêt en terme de ratio coût/efficacité attendue.

Comme dans le cas des autres types d'aquifères, la prospection des eaux souterraines en milieu volcanique consiste à identifier des formations géologiques aquifères, poreuses et perméables, aptes ainsi respectivement à stocker et conduire les eaux souterraines :

- situées dans des configurations structurales (géométrie des aquifères et des imperméables qui les limitent, morphologie de la surface topographique, etc.) autorisant la saturation en eau de ces aquifères ;
- se trouvant dans un contexte permettant d'assurer leur recharge (par les précipitations, du fait des relations eaux de surface/eaux souterraines, etc.);
- dont la qualité est acceptable compte tenu des usages envisagés ;
- qui puissent être captées de manière économique (forage, puits, sources, galeries, etc.);
- et dont l'exploitation puisse se faire selon des modalités respectueuses de l'environnement.

Une description des principales approches mises en œuvre dans le cadre de la caractérisation des aquifères volcaniques est présentée ci-dessous. Elle se focalise principalement sur les étapes préliminaires de caractérisation d'une ressource en eau, à savoir la prospection hydrogéologique. Elle est complétée de commentaires qualifiant le degré de pertinence de chacune des approches présentées, dans le cadre spécifique d'un projet à vocation géothermique profonde.

3.1. GÉOLOGIE

L'importance du facteur lithologique, en particulier en terme de paramètres hydrodynamiques, de structure des aquifères et des formations imperméables, etc., et de la variabilité spatiale des formations géologiques, rend indispensable une approche géologique lors de toute prospection hydrogéologique. C'est tout particulièrement le

cas au sein des milieux volcaniques, qui se classent parmi les milieux géologiques les plus hérétogènes (cf. § 2.2, 2.3, etc.).

La **cartographie géologique existante** (par exemple carte géologique au 1/50 000) permet de définir, dès les phases préliminaires d'un projet, l'intérêt relatif des différents secteurs au sein desquels une prospection est envisagée ainsi que le type d'approche à y mettre en œuvre. Dans le cadre de prospections hydrogéologiques, ce(s) critère(s) géologique(s) est (sont) fréquemment croisé(s) (analyse multicritères) avec d'autres paramètres (topographie, pentes, occupation du sol, paramètres socio-économiques : proximité des lieux de consommation, propriété du foncier, etc.). Bien que ce soit de moins en moins vrai, ces derniers paramètres apparaissent généralement plus secondaires dans le cadre de la plupart des prospections géothermiques.

La disponibilité d'une cartographie géologique n'affranchit cependant pas de **reconnaissances géologiques de terrain** plus détaillées qui permettront d'identifier, à plus grande échelle, les différentes structures géologiques : variations lithologiques au sein d'un même ensemble cartographique (à titre d'exemple, à un ensemble de coulées de lave sont quasiment toujours associées, et donc interstratifiées, des alluvions, la coulée se mettant en place au sein d'une vallée, mais aussi des retombées aériennes, donc des lahars, etc.), importance de l'altération, fracturation, fissuration, etc..

Pour ce qui est de la prospection géothermique, en particulier en milieu insulaire volcanique, il convient de relativiser l'importance des reconnaissances géologiques de terrain à grande échelle. En effet, dans le contexte du volcanisme insulaire, les formations observées en surface correspondent souvent à des épisodes de volcanisme aérien et sont en conséquence très différentes, du point de vue de leur lithologie, des formations profondes, correspondant en général à du volcanisme marin (phases d'édification de l'île préalables à son émersion). Leurs caractéristiques lithologiques et par conséquent hydrogéologiques risquent d'être très différentes.

Dès lors, il peut s'avérer très profitable de caractériser plus en détail la lithologie de régions de l'île qui pourraient être relativement éloignées du champ géothermique prospecté s'il s'avère que les formations qui y affleurent sont représentatives de celles présentes en profondeur au sein du champ géothermique (notion de modèle de réservoir).

Par exemple, à Bouillante, les données géologiques les plus récentes acquises au cours des phases de forage des différents puits (BO-1 à BO-7) indiquent que le soubassement de la région de Bouillante peut être subdivisé en quatre grandes entités de haut en bas, qui montrent bien cette différence entre formations d'origine aérienne et sous-marine :

 des formations détritiques de type lahars, conglomérats, etc., dont l'épaisseur varie de 30 m à 130 m selon les ouvrages et une formation comprenant 4 à 5 coulées de lave, de 20 à 100 m d'épaisseur chacune, intercalées avec des horizons de lahars (10 à 30 m d'épaisseur chacun). Cet ensemble correspondrait à un stade de démantèlement de la chaîne axiale de la Basse-Terre de Guadeloupe, lors d'épisodes d'effondrement sectoriels de grande ampleur, ou du fait de l'érosion progressive de cet édifice. Il marquerait l'émersion définitive de ce secteur de l'île, avec la mise en place de coulées de laves aériennes ;

- un ensemble constitué essentiellement de formations bréchiques (tufs, lahars, conglomérats, horizons sableux, calcaires coquilliers) ayant une épaisseur de 200 à 350 m. Cet ensemble correspondrait à un stade de volcanisme sous faible tranche d'eau ou côtier comme le suggèrent la présence de conglomérats fluviatiles, de niveaux sableux et de débris coquilliers, et d'une activité volcanique sous-marine alternant avec une activité effusive plus ou moins aérienne ;
- un ensemble composé d'horizons de tufs monotones comportant de rares niveaux de lave assimilés à des dykes sub-verticaux ou à des coulées. Ces tufs monotones correspondraient à un stade de volcanisme sous-marin produisant essentiellement des hyaloclastites.

Par ailleurs, la connaissance de la géologie de subsurface est un pré-requis indispensable à l'élaboration d'une cartographie hydrogéologique (§ 3.3) précise de subsurface qui permettra de replacer les manifestations géothermales dans leur contexte hydrogéologique, d'apprécier l'impact éventuel de l'exploitation de la ressource géothermique, etc..

Compte tenu de la forte hétérogénéité des terrains étudiés, de leur caractère rarement tabulaire et des faibles contrastes de leurs propriétés physiques, l'interprétation des campagnes de **géophysique** (méthodes électriques, électromagnétiques en particulier) s'avère délicate et rarement univoque. Ces techniques ne doivent, cependant, pas être négligées en raison de la difficulté de prédire, à partir des seules informations de surface, la nature des formations géologiques présentes en profondeur, en particulier dans les secteurs où les affleurements sont rares (interfluves en particulier). Ceci est particulièrement vrai pour les formations géologiques (pyroclastites, ponces) pour lesquelles la connaissance de la géométrie des paléovallées constitue l'un des facteurs déterminants du succès d'une prospection hydrogéologique. La géophysique permet également, une fois qu'un ou plusieurs forages de calibration sont disponibles, de meilleures interpolations (entre forages) et extrapolations, à partir des informations recueillies à ces forages.

La géophysique à plus petite échelle (gravimétrie, magnétisme) sera également utilisée pour obtenir des informations sur les structures régionales et à grande profondeur.

3.2. CARACTÉRISATION DE LA FRACTURATION

Il est très fréquent que la perméabilité des champs géothermaux ait une origine tectonique (fractures), que cette perméabilité de fractures explique l'existence du « réservoir » géothermal lui même ou soit à l'origine des manifestations observées en surface (« fuites » ou remontées de fluide géothermal) : faisceau de fractures du champ géothermal de Krafla en Islande (Bodvarsson *et al.*, 1984a), zones fracturées le long de failles dans les systèmes de Wolo Bolo, Nage et Mataloko en Indonésie (Akasako *et al.*, 2002) ou encore les grandes fractures supposées à l'origine de
remontées de fluides chauds dans le volcan de la Montagne Pelée en Martinique (Traineau *et al.*, 1989; Westercamp and Traineau, 1987).

3.2.1. Observations directes

La fracturation (de type tectonique) doit être considérée sous au moins deux angles :

- pour son rôle dans la structuration géologique des aquifères : elle est en effet susceptible de contribuer à définir la géométrie des lithologies perméables, semiperméables, imperméables, etc. ;
- dans la mesure où elle peut être à l'origine de la perméabilité de certaines structures géologiques (failles, diaclases, joints, etc.). Dans ce cas, il y aura lieu de travailler à la fois à la caractérisation des réseaux de fractures, mais aussi à la définition des contraintes tectoniques qu'ils subissent et qui sont susceptibles de provoquer leur ouverture et/ou leur fermeture, donc d'influer fortement sur leur perméabilité (Lachassagne and Maréchal, 2004). La prise en considération des contraintes tectoniques actuelles doit donc permettre de hiérarchiser les réseaux de fractures. En contexte géothermal, d'autres éléments devront être pris en considération ;
- les processus d'hydrothermalisation ou de « self-sealing » qui sont susceptibles de contribuer au colmatage, partiel ou total, des fractures. A Bouillante par exemple, il semble acquis que la partie la plus superficielle des fractures tectoniques (à moins de 400 m de profondeur environ) est quasi totalement scellée par le dépôt de minéraux argileux ou siliceux et/ou par l'argilisation des épontes des fractures, ce qui constitue l'un des facteurs principaux de limitation, vers le haut, de l'extension du réservoir géothermal. D'autres types de minéralisations peuvent contribuer également au colmatage des fractures, en profondeur cette fois-ci, et pourraient expliquer la limitation de l'extension, vers le bas, de certains réservoirs géothermaux ;
- à l'opposé, des processus de fracturation hydraulique sont susceptibles d'augmenter les propriétés hydrodynamiques (perméabilité, épaisseur, etc.) des fractures tectoniques.

Les réseaux de fractures peuvent être identifiés à différentes échelles et au moyen d'approches variées, avec recherche d'une cohérence d'ensemble :

- à l'échelle des grandes structures régionales sur la base des travaux géologiques régionaux, à terre et en mer (analyse des cartes sous-marines), etc. ;
- à l'échelle cartographique, par traitement des cartes ou modèles numériques de terrain de surface ou sous-marins, par photo-interprétation sur photographies aériennes ou images satellites;
- à l'échelle de l'affleurement, afin de caractériser la nature des objets : type de fracture, ouverture, sens de déplacement, chronologie, nature du remplissage, etc... En contexte géothermique, une attention toute particulière sera portée aux manifestations d'hydrothermalisme qui peuvent conduire, dans certains cas, au

colmatage des fractures, les rendant très peu perméables ou imperméables (cf. cidessus).

Les réseaux de fractures peuvent être hiérarchisés en fonction de leur orientation par rapport aux contraintes tectoniques actuelles, même si l'effet d'une anisotropie de contrainte locale, démontré par certains auteurs (Boeckh, 1992; Huntoon, 1986; Massonat, 1994), pourrait être masqué par d'autres facteurs tels que l'anisotropie des propriétés de la fracture originelle, la connectivité et le remplissage (Banks *et al.,* 1996). Le relief topographique a également une grande influence sur le champ de contraintes. Burlet (1991) et Cornet et Burlet (1992) ont montré que la déviation des contraintes horizontales ainsi engendrée peut atteindre des profondeurs jusqu'à 5 à 10 fois plus grandes que la hauteur des escarpements ou la profondeur des vallées proches des puits dans lesquels ces contraintes sont mesurées.

D'une manière générale, il apparaît donc indispensable de mener des investigations à différentes échelles, depuis celle de l'affleurement jusqu'à l'échelle régionale, permettant de disposer d'une bonne compréhension des processus géologiques à l'origine des structures tectoniques observées (approche génétique). Les propriétés des fractures (extensions verticale et latérale, évolution du pendage en fonction de la profondeur, ouverture ou fermeture, fractures uniques ou réseaux, relations entre familles de fractures, etc.) pourront ainsi en être mieux définies ou prédites.

À titre d'exemple, en Guadeloupe, dans les terrains volcaniques récents affleurant sur la quasi intégralité de l'île, la fracturation observée est obligatoirement récente. La tectonique active et ses effets morphologiques constituent donc un élément de compréhension essentiel de la fracturation. Une récente étude morphotectonique (Feuillet et al., 2001), combinant observations et mesures de terrain, analyse de la topographie, d'images satellitaires, de photographies aériennes et de nouvelles données marines, permet de proposer un modèle cohérent de la tectonique active de l'archipel de la Guadeloupe (fig. 8). Sur la côte ouest de l'île de Basse-Terre, les auteurs identifient des rejets normaux et des fissures ouvertes, d'orientation prédominante ~ est-ouest, compatibles avec une direction d'extension moyenne nordsud. La plupart des failles normales majeures identifiées au nord de la zone de volcanisme très récent (< 200 ka) de Basse-Terre (complexe Grande-Découverte-Soufrière) ont un pendage vers le sud, telle celle de la « Pointe-à-Sel », à moins de 2 km au nord de Bouillante, qui décale de plus de 30 m des dépôts volcaniques datés entre 1,2 et 0,2 Ma. A l'opposé, la plupart des failles normales récentes identifiées au sud du complexe volcanique très récent ont un pendage vers le nord. L'île de Basse-Terre est donc coupée par deux ensembles de failles normales antithétiques, dont la symétrie est identique à celle observée plus à l'est, entre Grande-Terre et Marie Galante (Graben de Marie-Galante sur la figure 8). Ainsi, les failles observées en surface à proximité du site de Bouillante, également d'orientation ouest-est (failles de Descoudes, de Plateau, de Cocagne, de la Baie, de Marsolles) pourraient appartenir à cette même famille.

Des observations cinématiques suggèrent l'existence d'un régime de contraintes en extension dans la direction N-S, ce qui tend à ouvrir les fractures de direction E-W présentes. Notons qu'étant donné l'orientation des fractures par rapport aux reliefs



voisins, ceux-ci ne devraient pas modifier le champ de contraintes et réduire ainsi l'ouverture des fractures.

Figure 8 - Failles normales actives de l'archipel de Guadeloupe (d'après Feuillet et al., 2001).

3.2.2. Prospection géophysique et émanométrique

Les **méthodes géophysiques** sont susceptibles de mettre en évidence, dans certaines configurations favorables (en particulier, lorsque ces fractures décalent des lithologies contrastées sur le plan de leurs propriétés physiques, ou lorsqu'elles se traduisent par une plus forte altération locale de la roche, etc.), la présence de fractures. Elles ne permettent pas, en général de déterminer avec certitude leur perméabilité et, en profondeur, posent des difficultés en raison de leur résolution. Ces méthodes géophysiques classiques font l'objet d'un rapport de synthèse spécifique. Elles ne sont donc pas détaillées dans ce rapport.

Les **méthodes émanométriques** (prospections CO₂, CH₄, He, radon, etc.) consistent à cartographier les teneurs en différents gaz d'origine « profonde » au sein des

horizons pédologiques. Les teneurs élevées en certains gaz sont, en effet, fréquemment associées à la présence, en profondeur, de fractures perméables (susceptibles de conduire des gaz, donc d'autres fluides et de l'eau en particulier). Le gaz radon, du fait de ses propriétés (radioactivité en particulier), mais aussi de sa relative facilité d'analyse, est assez fréquemment utilisé en hydrogéologie des milieux fracturés. Il a été montré (Lachassagne and Pinault, 2001) qu'il présente en général une origine superficielle (pédologique) mais qu'il joue un rôle de traceur des zones d'advection d'autres gaz (He, CO_2 , H_2 , CH_4 ...), eux d'origine profonde.

La méthode radon a été mise en œuvre au sein de formations volcaniques (volcanisme récent aux Antilles, à Mayotte, volcanisme ancien en Guyane au sein de roches de socle), réputées pour leur faible teneur en uranium. Les anomalies radon y présentent en effet une plus faible intensité qu'au sein des roches plutoniques et métamorphiques, néanmoins, le bruit de fond y est également plus faible. Le rapport signal/bruit y est donc du même ordre de grandeur qu'au sein des roches de socle.

Dans le cadre de la prospection hydrogéologique des aquifères de socle, l'expérience acquise a permis d'intégrer la prospection radon au sein d'une méthodologie comprenant trois phases emboîtées d'investigation, s'étendant de l'échelle régionale à celle du forage. Cette approche permet de mettre en œuvre, comme c'est souvent le cas en hydrogéologie, des méthodes de plus en plus précises, mais de plus en plus coûteuses (en terme de coût rapporté à la surface traitée) pour identifier et sélectionner des sites de taille décroissante au fur et à mesure de sa mise en œuvre. Elle comprend les principales étapes suivantes :

- sélection de sites destinés aux prospections de terrain, à l'échelle régionale. Une méthodologie a été développée pour la cartographie des potentialités des aquifères de socle (Lachassagne *et al.*, 2001). Elle permet d'identifier des zones favorables, de quelques km² de superficie, au sein de régions de plusieurs centaines, voire milliers, de km². Cette méthodologie est basée sur la reconnaissance et le traitement par analyse multicritères sous SIG de la structure des aquifères de socle : épaisseur et distribution dans l'espace des altérites et de la zone fissurée de l'aquifère, niveaux piézométriques, pentes, fracturation d'origine tectonique identifiée par télédétection, qualité des eaux souterraines, etc. Comme indiqué plus haut, en milieu volcanique, cette première étape privilégie l'approche géologique (lithologie, fracturation), tant à l'échelle cartographique que celle du terrain. Les zones favorables, ainsi identifiées, présentent alors en règle générale une superficie plus faible que dans le cas d'aquifères de socle (1 km² tout au plus) ;
- prospection radon, à l'échelle de ces zones favorables. La cartographie des anomalies radon permet de réduire la taille des zones prospectées aux seuls secteurs (anomalies radon) présentant des fractures hydrauliquement actives. Leur taille ne dépasse en général pas quelques centaines de mètres de longueur et quelques dizaines de mètres de large (Lachassagne and Pinault, 2001). A ce stade, la méthode radon est très efficace pour prospecter rapidement et économiquement, en deux dimensions, de vastes secteurs ;
- prospection géophysique (en général des sondages électriques suivis de profils ou, mieux encore, de panneaux électriques), focalisée sur les anomalies radon

jugées les plus favorables, et destinée à implanter les forages avec une précision de l'ordre du mètre.

En prospection géothermique, les gaz des sols analysés sont essentiellement CO_2 , CH_4 , O_2 , He et Rn. L'approche mise au point et utilisée de manière opérationnelle au BRGM consiste à prélever des échantillons de gaz des sols, selon un maillage régulier et adapté à l'étude, et à les analyser sur le terrain. Ces prélèvements sont réalisés, à une profondeur moyenne d'environ 0,5 m, au moyen d'une canne métallique enfoncée manuellement dans le sol et raccordée, ensuite, à une pompe. Les analyses sont effectuées sur le terrain par détection infra-rouge en ce qui concerne CO_2 , CH_4 et O_2 , par spectrométrie de masse pour l'hélium et scintillométrie pour le radon. Une description détaillée de la procédure d'échantillonnage et d'analyse sur le terrain est donnée par Sanjuan *et al.* (2002).

Malgré les contributions en gaz d'origine atmosphérique et biogénique, qui sont souvent les plus importantes, ce type de prospection permet de détecter, parfois, des fuites actuelles de gaz d'origine profonde. Les anomalies en hélium sont, sans aucun doute, les meilleurs indicateurs de fuites profondes. La détermination du rapport isotopique ³He/⁴He pourra permettre de préciser l'origine de l'hélium (crustale ou mantellique ?). Les anomalies des autres gaz (CO₂, CH₄, radon) peuvent aussi traduire la présence d'émanations gazeuses d'origine profonde. Néanmoins, en ce qui concerne le dioxyde de carbone et/ou le méthane, qui peuvent également avoir une origine biogénique, si les anomalies ne sont pas associées à celles d'autres gaz, il est conseillé de réaliser en laboratoire des analyses isotopiques de carbone-13 complémentaires pour chacun de ces gaz. Ces analyses permettront de trancher sur l'origine des anomalies de CO₂ et/ou de CH₄.

Plus généralement, en ce qui concerne la prospection par gaz, on se réfèrera au volet de ce projet consacré à cette thématique (Serra et Sanjuan, 2004).

3.3. CARTOGRAPHIE HYDROGÉOLOGIQUE

Le report cartographique de divers indices hydrogéologiques :

- sources (émergences d'eau souterraine), en précisant leur contexte hydrogéologique d'émergence, leur débit, les caractéristiques physico-chimiques de leurs eaux : conductivité électrique, pH, température, compositions chimiques et isotopiques, etc.;
- forages, puits, etc. en précisant les charges hydrauliques, profondeur des ouvrages, lithologie, formations captées, paramètres hydrodynamiques, caractéristiques physico-chimiques de leurs eaux, etc.;
- eaux de « surface » qui peuvent être composées pour une part significative, en particulier en étiage, d'émergences diffuses d'eaux souterraines ;

permet de définir plus précisément la structure et le fonctionnement des formations aquifères et, en particulier, de préciser la position des formations potentiellement perméables et des imperméables relatifs. En fonction de la structure hydrogéologique identifiée, il sera possible de juger de l'aptitude des premières à présenter un volume saturé significatif.

Etant donné la structure complexe des aquifères volcaniques, il convient d'être extrêmement prudent dans l'interprétation des données piézométriques, compte tenu de la possibilité d'existence de nappes perchées, d'effets liés au caractère tridimensionnel des écoulements, etc. Le relief souvent très accusé des régions volcaniques accentue ces phénomènes. Par ailleurs, dans un contexte géothermique à haute énergie et tout particulièrement en milieu insulaire, la mesure des charges hydrauliques et l'interprétation des niveaux piézométriques peuvent être rendues très délicates du fait des effets densitaires liés aux variations de températures, de salinité et de pression des fluides. La construction et/ou l'emploi d'une carte piézométrique doivent être soumis à une critique préalable très pertinente de façon à éviter les interprétations erronées (Berard P., 1999).

Ces observations donnent avant tout une information sur les structures superficielles ou peu profondes, difficilement extrapolables, pour diverses raisons, aux profondeurs plus importantes. Les informations sont donc en général plus utiles pour la connaissance des aquifères superficiels et l'appréciation, en particulier, de leurs relations éventuelles avec la ressource géothermale et de l'impact de l'exploitation de celle-ci.

Néanmoins, elles permettent également de mettre en évidence les fuites de fluide géothermal et de comprendre les relations qui peuvent exister entre ces fuites et les aquifères superficiels. Ces relations (dilution, transport de chaleur par dilution et/ou convection, apports d'eau de surface...) sont à l'origine de manifestations géothermales aux caractéristiques très diverses même si elles ont pour origine le même fluide géothermal, remontant jusqu'aux aquifères superficiels dans des conditions assez proches les unes des autres ; voir à titre d'exemple l'explication des manifestations de surface observées dans les secteurs nord et sud de Bouillante (Lachassagne and Maréchal, 2004).

3.4. CARTOGRAPHIE ET CARACTÉRISATION DES MANIFESTATIONS HYDROTHERMALES DE SURFACE

L'hydrothermalisme se manifeste en surface par la présence de geysers, sources chaudes, lacs d'eau chaude, petits étangs de boue, fumerolles, ainsi que de divers types de dépôts siliceux et calcaires précipités à partir des eaux chaudes. Leur cartographie ainsi que leur caractérisation chimique, minéralogique et isotopique permettent d'identifier les zones de remontée de fluides hydrothermaux, actuelles et passées, ainsi que les zones de gradient géothermique élevé, qui matérialisent donc des structures en relation directe ou indirecte avec le réservoir géothermique. Dans le cas des îles, il convient aussi d'être attentif aux manifestations sous-marines, plus difficilement identifiables et mesurables qu'à terre.

La caractérisation des températures et des débits (eau, énergie, solutés) issus de ces émergences est susceptible d'apporter des informations importantes tant lors des phases de prospection des gisements géothermiques que lors des phases de mise en production (interférences) et pour la mise au point de modèles permettant l'évaluation de la pérennité à long terme des gisements.

Dans la région de Bouillante, des manifestations hydrothermales se produisent en bordure de la mer et en mer, au pied de la chaîne montagneuse qui forme l'ossature de Basse-Terre. Il s'agit de sources de faible débit mais d'assez haute température (50-98°C). De plus, sont connus en deux ou trois endroits, sur quelques mètres carrés, des affleurements d'argile portée à haute température, jusqu'à 102°C. Les températures les plus élevées (proches de 100°C) semblent s'orienter d'Est en Ouest le long de l'affleurement de la Faille de Cocagne (fig. 9), assez peu perméable en subsurface du fait de son colmatage par hydrothermalisme, mais qui semble être très perméable en profondeur puisqu'elle semble assurer l'essentiel de la productivité des forages profonds de Bouillante BO-5 et BO-6.

L'évaluation de la quantité de fluide géothermal s'échappant du système de Bouillante au travers de ces manifestations (flux d'eau mesuré en surface x proportion de fluide géothermal « pur » au sein de chacune des manifestations) permet également d'identifier les conditions de confinement du réservoir géothermal. Par exemple, à Bouillante, les faibles quantités de fluide géothermal sortant du système suggèrent l'existence d'une couverture peu perméable en surface, limitant les fuites de fluide géothermal issues néanmoins d'un réservoir de gros volume (Lachassagne and Maréchal, 2004). Ce débit de fuite n'apparaît donc pas nécessairement comme proportionnel au volume du réservoir géothermal. De la même manière, l'importance des manifestations de surface n'est pas forcément proportionnelle au volume du réservoir géothermique sous-jacent.

3.5. ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS : BILAN HYDROLOGIQUE -MODÉLISATION

Les eaux souterraines constituent une ressource limitée, dont l'exploitation peut engendrer des impacts environnementaux (diminution du débit de sources, de cours d'eau en étiage, etc.). Dès lors, au stade de la prospection, il est nécessaire de s'assurer que la quantité d'eau souterraine disponible (la « ressource renouvelable » en règle générale) peut assurer une exploitation de la ressource répondant aux besoins tout en respectant certains critères environnementaux.

3.5.1. Bilan hydrologique

Les eaux souterraines, captées après un temps de parcours variable selon les structures hydrogéologiques (de quelques jours à plusieurs millénaires), sont alimentées par l'infiltration des eaux de surface (précipitations, rivières, lacs...). Dès lors, au stade d'une prospection hydrogéologique et dans la perspective d'une exploitation dans les règles de la gestion durable, un premier ordre de grandeur de la



Figure 9 - Relevé des températures mesurées à 1,25 m sous le sol, après 6 h d'attente de retour à l'équilibre thermique. Isocontours tous les 5° C. Issu de Goguel (1965).

ressource exploitable pourra être évalué en estimant le bilan hydrologique du bassin versant prospecté. Dans le cadre plus spécifique de la géothermie profonde, on s'intéressera également aux relations qui peuvent exister entre le réservoir géothermal et les eaux souterraines profondes ainsi que les nappes superficielles avec lesquelles il peut être en relation.

La connaissance du bilan hydrologique permet d'identifier et de quantifier les différents termes du cycle de l'eau : précipitations, évapotranspiration, ruissellement, infiltration vers les nappes aquifères et variations de stock en constituent les principales composantes. L'analyse manuelle ou par traitement du signal de séries chronologiques de données météorologiques et hydrométriques (débit à l'exutoire du bassin) et/ou piézométriques, permet une première estimation satisfaisante du bilan hydrologique. Elle permet également une première évaluation des eaux disponibles pour l'infiltration vers les nappes aquifères et le réservoir géothermique. Il convient toutefois d'être prudent sur ce point. L'infiltration efficace rejoindra dans un premier temps les aquifères superficiels. Quant à l'alimentation du réservoir géothermique profond, celleci dépend de la structure géologique du sous-sol, et en particulier de l'évolution de la perméabilité avec la profondeur, mais aussi et surtout de la distribution des charges hydrauliques. Une diminution de perméabilité avec la profondeur et l'âge des formations comme le suggère (Folio, 2001) limitera les circulations d'eau profondes et induira des circulations superficielles vers des émergences locales. L'estimation de l'infiltration efficace donnera une première idée des quantités d'eaux disponibles pour l'infiltration et permettra ainsi d'estimer les volumes exploitables de manière pérenne au sein de l'aquifère. En général, afin de limiter les impacts environnementaux, l'exploitation est très significativement inférieure aux volumes ainsi estimés (recharge naturelle).

Par ailleurs, l'exploitation des aquifères (géothermaux ou non) génère en général des modifications des directions d'écoulement des eaux souterraines qui, dans certaines configurations, sont susceptibles d'augmenter les apports d'eau au sein de l'aquifère, par exemple en rechargeant l'aquifère en période de hautes eaux (saison des pluies). L'évaluation de la recharge naturelle telle qu'évoquée ci-dessus peut alors constituer une estimation par défaut de la ressource réellement exploitable au sein de l'aquifère.

En fait, seule une connaissance précise du fonctionnement de l'hydrosystème en question, en conditions d'écoulement naturelles ou influencées (par pompage par exemple) est susceptible de permettre de quantifier les volumes exploitables en son sein et de définir les impacts environnementaux de cette exploitation. En règle générale, ces prévisions (et l'optimisation de l'exploitation) se font au moyen de modèles mathématiques permettant de simuler la structure et le fonctionnement des hydrosystèmes considérés.

Les études géochimiques sont, par ailleurs, utiles pour déterminer la composition chimique, la salinité, l'origine, et les temps de transit de l'eau. Ces études donnent également des indications sur la température à laquelle est portée l'eau dans le réservoir (« géothermomètres chimiques »). Eaux cônées, eaux de surface, eaux de mer, mélanges entre ces divers types peuvent être identifiés grâce à l'analyse de certains ions majeurs et mineurs ou isotopes. Ces données sont d'un grand apport

pour contraindre les travaux de modélisation évoqués ci-dessus. Pour mémoire, de nombreuses études géochimiques effectuées sur le site de Bouillante ont permis d'identifier l'alimentation du réservoir géothermique par de l'eau de mer (environ 60 %) et de l'eau douce continentale (environ 40 %). Les études géochimiques réalisées à Bouillante avant 1999 sont synthétisées dans Sanjuan (2001).

Dans les îles exposées au vent, les conditions climatiques sont fortement dépendantes de l'altitude et de l'exposition du versant : à titre d'exemple, les précipitations sur l'île de Basse-Terre en Guadeloupe augmentent considérablement avec l'altitude. De façon similaire, la côte au vent de La Réunion est abondamment arrosée tandis que la côte sous-le-vent présente un déficit en eau très prononcé. Il en résulte que, si ses fuites ou son débit d'exploitation (sans réinjection) sont importants, la position géographique de la zone d'alimentation du réservoir géothermique conditionnera fortement ses possibilités d'exploitation. Sa connaissance précise peut revêtir alors une grande importance.

3.5.2. Reconnaissances par forages d'exploration

Les reconnaissances, par forages d'exploration, permettent d'obtenir des informations sur les gradients de température et de pression ainsi que sur la géométrie des terrains en profondeur en calibrant les approches directes (géologie de surface) ou indirectes menées précédemment : prospection géophysique, émanométrie,... Ils compléteront ainsi les informations sur :

- la position et la structure des aquifères visés au moyen, entre autres, de diagraphies (Keller *et al.*, 1979);
- les possibles échanges hydrogéologiques entre les nappes superficielles et le réservoir géothermique profond.

L'étude géochimique des eaux profondes permettra également d'identifier l'origine de ces fluides et de les comparer aux manifestations hydrothermales de surface (voir rapport de synthèse sur la géochimie).

La mesure des charges hydrauliques au repos et l'analyse de leurs variations spatiales et temporelles constitue elle aussi un moyen de connaissance des aquifères (paramètres hydrodynamiques, géométrie, etc.) en déconvoluant divers signaux tels que variations barométriques, effets de marée, etc.. Les essais hydrauliques en forages permettent de déterminer les paramètres hydrodynamiques en profondeur (Bodvarsson *et al.*, 1984a) tels que perméabilité et emmagasinement, et, par essais d'interférence, de qualifier voire de quantifier l'impact du pompage sur l'environnement (sources, aquifères superficiels, etc.) et les autres ouvrages (forages exploités...). Un suivi détaillé des points d'eau environnants sera donc préconisé en cours de pompage. Les essais hydrauliques peuvent également donner des informations sur la géométrie de la fracturation du milieu grâce à certaines techniques d'interprétation spécifiques au milieu fracturé. Ils permettent également de mesurer les éventuels impacts d'opération de stimulation telles que celles menées par injection de fluide froid (Bodvarsson *et al.*, 1984a).

Sur le long terme, durant l'exploitation du champ, il est préconisé de mesurer la pression dans le champ géothermique de façon à observer les éventuelles variations et identifier leur origine : prélèvements, modifications de la recharge... Ce type de surveillance est nécessaire et guide les exploitants dans leur prise de décision comme cela a été le cas lors de la fermeture de puits d'exploitation sur le site de Rotorua en Nouvelle-Zélande (Bradford, 1992).

L'injection de traceur en cours d'essais de pompage en forage contribue également à vérifier, en milieu volcanique fracturé, la connexion entre les diverses structures capacitives et conductives du système géothermal. Ils permettent de déterminer, en première approximation, le volume du réservoir géothermal.

3.5.3. Modèles

a) Modèles conceptuels

Les modèles hydrogéologiques conceptuels synthétisent l'ensemble des informations disponibles sur un site et, au moyen d'hypothèses cohérentes, proposent une explication des principaux processus d'écoulements souterrains et de transport de chaleur permettant de rendre compte de l'ensemble des observations effectuées dans les différentes disciplines : géologie, géophysique, hydrogéologie, géochimie, thermométrie, … Les modèles conceptuels constituent une construction intellectuelle cohérente du système étudié, pour un état de connaissances donné à un instant t. Ils sont susceptibles d'évoluer en fonction de l'acquisition de nouvelles données. Ils peuvent par ailleurs servir de base à des modélisations mathématiques permettant de tester et valider les hypothèses formulées (modèles mathématiques exploratoires) ou destinés à l'exploration et la gestion du champ géothermal (modèles de gestion ; voir ci-dessous).

Dans la bibliographie, on constate qu'il existe encore peu de modèles hydrogéologiques conceptuels de champ géothermique insulaire volcanique explicites. Ceci est d'autant plus vrai pour des champs dont le réservoir est constitué pour partie d'eau de mer, comme c'est le cas à Bouillante.

Nicholson (1993) présente plusieurs types de modèles conceptuels généraux pour les champs géothermiques. Deux d'entre eux concernent les champs pour lesquels l'eau à l'état liquide est prépondérante dans le réservoir (fig. 10 et 11). Le troisième décrit un champ où le réservoir contient uniquement de la vapeur d'eau et des gaz incondensables (fig. 12).

Les champs géothermiques dont le modèle conceptuel est proposé en figure 10 peuvent être rencontrés en Nouvelle-Zélande, USA, Afrique de l'Est et Islande. La plupart de ces champs sont situés dans des zones de rift tectonique et sont caractérisés par la présence de sources thermales dont le fluide est de type chloruro-sodique. Les émanations de H_2S et de CO_2 profondes, associées à la vapeur d'eau, peuvent donner lieu, en surface, après des processus d'oxydation et de condensation de cette vapeur, à la présence d'eaux sulfatées acides et/ou riches en bicarbonates (souvent, en périphérie des champs).

Le modèle conceptuel présenté en figure 11 s'applique surtout à des champs géothermiques caractéristiques d'arcs insulaires et de volcanisme andésitique. Les sources thermales localisées au centre du système hydrothermal possèdent des fluides de type plutôt sulfaté ou chloruro-sulfaté acide. Les sources thermales dont le fluide est de type chloruré-sodique sont localisées à la périphérie de ce système. Des exemples de champs géothermiques de ce type sont rencontrés en Indonésie, Taiwan, Japon et Philippines. Le modèle présenté en figure 11 correspond au contexte de la Soufrière, en Guadeloupe, ou de la Montagne Pelée, en Martinique, plutôt qu'à celui du champ géothermique de Bouillante.

Les réservoirs de type vapeur sont caractérisés par des températures proches de 240°C, quelle que soit leur profondeur. Cette température correspond à l'enthalpie maximale de la vapeur d'eau saturante. Ce type de réservoirs géothermiques est beaucoup moins fréquent que les réservoirs où l'eau à l'état liquide est prépondérante. Seuls quelques cas sont bien connus dans le monde : The Geysers, en Californie, aux USA, Larderello, en Italie, et Kawah Kamojang, en Indonésie.

A titre indicatif, le modèle conceptuel du champ géothermique de Krafla, en Islande (fig. 13), fait l'état de l'existence de plusieurs réservoirs aux températures différentes, séparés par des formations imperméables. Ce modèle permet d'expliquer les variations spatiales de température et de composition du fluide géothermal observées sur le terrain. A l'Ouest, les plus faibles températures dans le réservoir supérieur ainsi que la précipitation de calcite dans les puits a conduit les exploitants à tuber la plupart des puits au travers du réservoir supérieur (Bodvarsson *et al.,* 1984a). La compréhension du champ géothermal a ainsi permis d'optimiser la production.

A titre d'exemple, dans un contexte similaire à celui de Bouillante, le champ géothermique de Kuju-Beppu Graben (KBG) sur l'île volcanique japonaise de Kyushu a fait l'objet d'un modèle conceptuel de champ (fig. 14). Celui-ci fait état de convection hydrothermale dominante dans les formations quaternaires perméables sus-jacentes tandis que le transport de chaleur par conduction est dominant dans le socle pré-Tertiaire (Tamanyu and Wood, 2003) entre la source de chaleur et le réservoir géothermal. Selon les auteurs, la source de chaleur serait située à une profondeur supérieure à 5 kilomètres.

Les modèles conceptuels de champ deviennent dès lors des outils de compréhension, mais aussi de gestion du champ géothermique aidant à guider l'exploration, l'exploitation et la gestion du champ géothermique. Synthèse des concepts et méthodes de l'hydrogéologie des milieux volcaniques



Figure 10 - Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie, situé dans une région à faible relief et dont l'eau à l'état liquide est prépondérante dans le réservoir (illustration extraite dans Nicholson, 1993). On peut remarquer que les fluides profonds de type Na-Cl atteignent la surface et que, malgré le faible relief, un écoulement latéral est possible.



Figure 11 - Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie, situé dans une région à fort relief et dont l'eau à l'état liquide est prépondérante dans le réservoir (illustration extraite dans Nicholson, 1993).



Figure 12 - Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie dont le réservoir est constitué uniquement de vapeur d'eau et de gaz incondensables (illustration extraite dans Nicholson, 1993).



Figure 13 - Modèle conceptuel du champ géothermique de Krafla, Islande (d'après Bodvarsson et al., 1984b).



Figure 14 - Modèle conceptuel du champ géothermique de Kuju-Beppu Graben (KBG) au Japon (d'après Tamanyu and Wood, 2003).

b) Modélisation mathématique

Au stade de l'exploitation et de la gestion, un bilan hydrogéologique ne suffit plus en terme de gestion de la ressource et d'estimation de débit exploitable (Bredehoeft, 2002). Une modélisation mathématique permettra de prendre en compte la dynamique des écoulements et des échanges avec l'extérieur (en particulier avec la mer en contexte insulaire) et de leur modification en fonction du débit d'exploitation. Le modèle permettra donc de simuler différents scénarios d'exploitation ainsi que leurs effets sur l'environnement. Il permet ensuite de définir un débit exploitable par consensus entre les différents utilisateurs de la ressource en eau et/ou acteurs sur lesquels l'exploration du champ géothermique a des effets directs ou indirects. Ces modèles mathématiques doivent prendre en compte les couplages thermiques et densitaires de façon à simuler correctement les effets d'augmentation de température en profondeur et les interactions avec l'eau de mer (biseau salé le long des côtes).

Afin d'optimiser l'exploitation d'eaux souterraines, on pratique généralement la gestion active. Pour des eaux souterraines peu profondes, sensibles aux saisons climatiques et en relation avec des eaux de surface, elle peut consister à assurer un état de remplissage minimal de l'aquifère en fin de saison sèche afin d'augmenter sa recharge en saison des pluies en réduisant les débordements de nappe et ainsi augmenter l'exploitation. Dans le cadre d'un réservoir géothermique profond, la grande inertie du système amortit considérablement (voire annule) les fluctuations annuelles ou pluriannuelles de remplissage du réservoir. Une gestion active de la réserve pourrait toutefois être opérée en rechargeant la nappe au moyen d'injections d'eau en forage. Outre des outils de gestion, les modèles mathématiques constituent également des outils de compréhension des processus physiques, comme cela a été précédemment fait dans l'île volcanique hawaïenne de Kilauea (Ingebritsen and Scholl, 1993) ou au Piton de la Fournaise sur l'île de La Réunion (Violette *et al.,* 1997). Ainsi, la simulation des écoulements souterrains sur un site et sa comparaison (validation) avec des observations (piézométrie, profils de températures, débits, géochimie...) permet de valider un modèle conceptuel de fonctionnement d'un site hydrogéologique et géothermique. Elle peut permettre le cas échéant, de rejeter des hypothèses de travail et d'en renforcer d'autres. A titre d'exemple, la modélisation inverse du champ hydraulique du Piton de la Fournaise a permis de mettre en évidence la décroissance de perméabilité avec la profondeur (Folio, 2001). On citera également les modèles simples du réservoir de Bouillante proposés par Guillou-Frottier (2003) : refroid issement par conduction pure et advection thermique d'un fluide chaud. Ces deux modèles permettent de représenter de façon satisfaisante les champs de température observés dans les forages de reconnaissance. Ils constituent un premier pas vers une compréhension du fonctionnement du champ géothermique de Bouillante. Ces modèles sont toutefois compliqués à mettre en œuvre car ils nécessitent de nombreuses données et des codes de calcul intégrant les effets densitaires ainsi que le transfert de chaleur dans des gammes de températures très élevées (Ingebritsen and Scholl, 1993).

En géothermie, les premiers modèles mathématiques à l'échelle d'un champ géothermique ont été effectués sur le site de Krafla en Islande (Bodvarsson *et al.,* 1984b) où ils ont d'abord servi d'outil de compréhension du champ géothermique (Bodvarsson *et al.,* 1984b). Ensuite, ils ont servi à déterminer les capacités de production globale du champ à long terme (Bodvarsson *et al.,* 1984c) ainsi que les performances individuelles des puits d'exploitation (Pruess *et al.,* 1984). Les auteurs démontrent l'importance d'avoir un bon modèle conceptuel du champ avant toute modélisation. Ils montrent aussi que la modélisation de l'état naturel du champ peut donner des informations très utiles avant de simuler le comportement du champ en état d'exploitation (Bodvarsson *et al.,* 1984b).

3.6. SYNTHÈSE-STRUCTURE COMPARÉE DES AQUIFÈRES VOLCANIQUES SUPERFICIELS ET GÉOTHERMAUX

L'exemple du champ géothermique de Bouillante montre les limites des possibilités de transposition des observations hydrogéologiques de subsurface au « réservoir » géothermique « profond ». D'un certain point de vue, le réservoir géothermique apparaît même, pour certains paramètres, comme un « négatif » (au sens du négatif photographique) des aquifères de subsurface. Le tableau 2 résume ces principaux éléments de comparaison pour le site de Bouillante.

Ces éléments méritent d'être conservés à l'esprit lors de la mise en œuvre des approches hydrogéologiques (et des autres disciplines) pour la prospection géothermique haute énergie en milieu volcanique insulaire, afin d'adapter ces approches aux spécificités de ce type d'aquifères.

| Paramètre | Aquifères superficiels | Aquifère géothermal |
|-----------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------------|
| Perméabilité / porosité de | Significative au sein des roches | Très faible : très peu de |
| matrice : figures de flux, de | favorables du point de vue | formations lithologiquement |
| refroidissement, scories, etc. | lithologique (laves en particulier) | favorables (prédominance des |
| | et non altérées. | hyaloclastites en contexte |
| | Faible au sein des roches non | volcanique insulaire) |
| | favorables du point de vue | |
| | lithologique (lahars, | |
| | hyaloclastites, par exemple) | |
| | et/ou altérées. | |
| Perméabilité / porosité de | Peu développée : faible nombre | Très développée : formations |
| fractures | de fractures car formations | plus anciennes avant |
| | géologiques récentes, avant | potentiellement enregistré |
| | donc enregistré peu d'épisodes | plusieurs épisodes de |
| | tectoniques (une seule famille de | fracturation tectonique. |
| | fractures à Bouillante par | existence potentielle de |
| | exemple). | fracturation hydraulique. |
| | Fractures de faible perméabilité | absence de colmatage par |
| | en raison de leur colmatage par | hydrothermalisme au-dessous |
| | hydrothermalisation par les | d'une certaine profondeur |
| | fuites de fluide provenant du | (fonction des conditions de P. T |
| | réservoir géothermal. | et minéralisation des fluides) |
| Flux échangés entre les eaux | Modérés à forts (fonction de la | Très faibles en raison de la |
| de surface (précipitations, cours | structure, des paramètres | faible perméabilité des |
| d'eau) et les aquifères | hydrodynamiques et des | formations de subsurface et du |
| , , | conditions de recharge des | colmatage des fractures qui les |
| | aquifères considérés) | recoupent (guelgues m ³ /h tout |
| | | au plus à Bouillante) |
| Flux écoulés à travers une | Modérés à forts (fonction de | Modérés à forts, voire très forts |
| section représentative de | l'importance des flux échangés | du fait des circulations |
| l'aquifère (hors influence de son | avec les eaux de surface) | convectives (circulations en |
| exploitation) | | quasi « circuit fermé » au sein |
| | | de l'aquifère sous l'effet des |
| | | apports thermiques). Les flux |
| | | d'origine thermique sont |
| | | beaucoup plus forts que ceux |
| | | dus à la composante gravifique |
| | | des écoulements |
| Distribution des charges | Dépend principalement de | Dépend principalement des |
| hydrauliques au sein de | l'énergie potentielle disponible et | apports de chaleur d'origine |
| l'aquifère (hors influence de son | de la transmissivité de l'aquifère | géothermique |
| exploitation) | | |

Tableau 2 - Comparaison des principaux paramètres hydrogéologiques superficiels et profondsà Bouillante.

Sur un site comme Bouillante, il apparaît ainsi que les principaux éléments à l'origine de l'existence du champ géothermique sont les suivants :

- la présence d'une source de chaleur profonde ;
- l'existence de zones favorables, en particulier en terme de fracturation en profondeur, pour la constitution d'un réservoir géothermal, rempli de fluide caloporteur (eau);
- la présence d'une couverture peu perméable en subsurface, limitant les fuites de fluide géothermal, donc les fuites d'énergie thermique.

L'absence de l'un des deux premiers éléments est rédhibitoire à l'existence du champ géothermique haute énergie. L'absence ou la faible efficacité du troisième élément conduit à une faible durée de vie, à l'échelle des temps géologiques, du système géothermal (évacuation rapide de la chaleur provenant de la source profonde, donc disparition rapide du champ géothermique, l'évacuation de chaleur par convection étant de plusieurs ordres de grandeur plus efficace que l'évacuation par conduction).

À l'opposé, certains éléments de surface, les fuites de fluide géothermal par exemple, s'ils constituent une confirmation de la présence du réservoir géothermal en profondeur et donc des indices favorables, ne sont cependant pas la condition sine qua non à l'existence d'un tel réservoir en profondeur.

4. Conclusions

Les connaissances des aquifères volcaniques restent encore très partielles, particulièrement en ce qui concerne la compréhension de leur structure mais aussi et surtout de leur fonctionnement hydrogéologique. Le développement de l'exploitation, selon les règles du développement durable, de ressources en eau souterraine dans ce type de contexte devrait permettre, à l'avenir, d'améliorer les connaissances.

Les méthodologies de prospection hydrogéologique en milieux volcaniques sont fortement compliquées par l'extrême hétérogénéité du milieu à toutes les échelles et la complexité des structures. Les méthodes classiques doivent être intégrées dans une approche tridimensionnelle permettant de décrire le système dans toute sa complexité. En tout état de cause, l'exploitation de la ressource en eau des aquifères volcaniques se fait sur la base de modèles conceptuels établis à partir de la synthèse des différentes couches d'informations issues des approches pluridisciplinaires présentées ci-dessus.

Bien que les ressources géothermiques soient en général beaucoup plus profondes que les aquifères habituellement captés, des méthodes de l'hydrogéologie peuvent être transposées à la prospection géothermique moyennant certaines adaptations de façon à établir un **modèle hydrogéologique conceptuel du réservoir géothermique**.

Le modèle conceptuel du champ géothermique s'attachera à définir la position de la source de chaleur ainsi que ses relations (transport de chaleur dominé par conduction ou convection) avec le réservoir géothermique. La nature, la localisation, la capacité, et la géométrie des zones aquifères (fractures d'origine tectonique, formations aquifères de par leur lithologie) à l'origine du réservoir seront précisées. La nature du transport de chaleur au sein du réservoir (convection ou conduction) et la vitesse de circulation des fluides seront définies. Les relations de celui-ci avec les eaux superficielles (de surface et/ou nappes aquifères peu profondes) fera l'objet d'une attention particulière en matière d'impact de l'exploitation du champ et de dissipation de l'énergie géothermique vers la surface. La géométrie du réservoir sera déterminée ainsi que les éventuelles hétérogénéités dues à son compartimentage. L'ensemble de ces informations conduira à un modèle conceptuel de champ qui sera à la base d'un modèle mathématique utilisé, dans un premier temps, pour la compréhension du champ dans son état naturel et ensuite, pour la simulation de son exploitation.

Bibliographie

Akasako H. *et al*. (2002) - Conceptual models for geothermal systems in the Wolo Bobo, Nage and Mataloko fields, Bajawa area, central Flores, Indonesia; Indonesia-Japan geothermal exploration project in Flores Island. Chishitsu Chousa Kenkyuu Houkoku = *Bull. geol. Surv. Japan*, 53(2-3), p. 375-387.

Banks D., Odling N.E., Skarphagen H. et al. (1996) - Permeability and stress in crystalline rocks. *Terra Nova*, (8), p. 223-235.

Berard P., L.P., Seguin J.J., Sourisseau B. (1999) - Synthèse des connaissances sur la ressource thermale du Bas-Adour. Rapport BRGM R40539, BRGM.

Bodvarsson G.S., Benson S.M., Sigurdsson O. *et al.* (1984a) - The Krafla geothermal field, Iceland; 1, Analysis of well test data. *Wat. Res. Res.,* 20(11), p. 1515-1530.

Bodvarsson G.S., Pruess K., Stafansson V. *et al.* (1984b) - The Krafla geothermal field, Iceland; 2, The natural state of the system. *Wat. Res. Res.*, 20(11), p. 1531-1544.

Bodvarsson G.S., Pruess K., Stefansson V. *et al.* (1984c) - The Krafla geothermal field, Iceland; 3, The generating capacity of the field. *Wat. Res. Res.*, 20(11), p. 1545-1559.

Boeckh E. (1992) - An exploration strategy for higher yield boreholes in the West African crystalline basement. *In:* E.P.a.B. Wright, E.G. (Editor), Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa. Geological Society Special Publication, London, p. 87-100.

Boivin P., Livet M. (2001) - Les anneaux de tufs enfouis ; une nouvelle cible pour la recherche de ressources en eau en terrain volcanique ; l'exemple des captages de Vourzac (Deves, Massif central francais). Sciences de la Terre et des Planètes, p. 761-767.

Bradford E. (1992) - Pressure changes in Rotorua geothermal aquifers, 1982-90; Rotorua geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 21(1-2), p. 231-248.

Burlet D. (1991) - Détermination du champ de contraintes régional à partir de tests hydrauliques en forage : résultats de 9 expérimentations *in-situ* réalisées en France. Ph-D Thesis, Université de Paris VII, Paris.

Cornet F.H., **Burlet D**. (1992) - Stress field determinations in France by hydraulic tests in boreholes. *J. Geophys. Res.*, 97(B8), p. 11829-11849.

Cruz J.V., **Silva M.O.** (2001) - Hydrogeologic framework of Pico Island, Azores, Portugar. *Hydrogeol. J.*, 9(2), p. 177-189.

Custodio E. (1975) - Hydrogeologia de las rocas volcanicas, 3rd UNESCO-ESA-IHA Symposium on Groundwater, p. 23-69.

Custodio E. (1978) - Geohidrologia de terrenos e islas volcanicas. Instituto de Hidrologia. Centro de Estudios Hidrographicos, Publ. 128, Madrid, 303 p.

Custodio E. (1985) - Hydrogeology of rocks of low permeability. *In:* I.A.o. Hydrogeologists (Editor).

Custodio E., Lopez Garcia L., Amigo E. (1988) - Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne). *Hydrogéologie*, 1988(2), p. 153-167.

d'Arcy D. *et al.* (1990) - Bassin hydrogéologique de Volvic. Prise en compte des risques de pollution par un tracé autoroutier. *In*: D.G. Price (Editor), Six International Congress. International Association of Engineering Geology. AA Balkema,,, Amsterdam, Netherland, p. 1433-1437.

Davis S.N. (1974) - Change in porosity and permeability with geologic time. Int. Sym. Hydrol. Volcanic Rocks, Lanzarote, Canary, p. 96-97.

Feuillet N., Manighetti I., **Taponnier P.** (2001) - Extension active perpendiculaire à la subduction dans l'arc des Petites Antilles (Guadeloupe, Antilles françaises). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 333, p. 583-590.

Folio J.L. (2001) - Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcanbouclier. Université de la Réunion, 150 p.

Guillen J.A. (1984) - Hydrogeological facts about dike aquifers and underground water circulation in Tahiti, C.S.C. workshop on water resources of small islands, June 27-July 9, 1984. Commonwealth Science Council Technical Publication, Suva, Fiji, p. 455-472.

Guillou-Frottier L. (2003) - Compilation et analyse des données thermiques sur le champ géothermique de Bouillante. Premières interprétations pour le fonctionnement du champ géothermique. BRGM/RP-52452-FR, BRGM.

Huntoon P.W. (1986) - Incredible tale of Texasgulf well 7 and fracture permeability, Paradox Basin, Utah. *Groundwater*, 24(5), p. 643-653.

Ingebritsen S., **Scholl M**. (1993) - The hydrogeology of Kilauea volcano. *Geothermics*, 22, p. 255-270.

Izuka S.K., **Gingerich S.B**. (2003) - A thick lens of fresh groundwater in the southern Lihue Basin, Kauai, Hawaii, USA. *Hydrogeol. J.*, 11, p. 240-248.

Jackson D.B., **Lenat J.F.** (1989) - High-level water tables on hawaiian type volcanoes and intermediate depth geoelectric structures, Kilauea Volcano, Hawaii and Piton de la Fournaise Volvano, Isle de la Réunion. Bulletin - New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, p. 142.

Jawaheer K., **Proag V.** (1988) - Groundwater aquifers of Mauritius. *Hydrogéologie* (2), p. 125-134.

Join J.L. (1991) - Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire - Piton des neiges - Ile de la Réunion. Université de la Réunion, 179 p.

Join J.L., **Coudray J.** (1993) - Caractérisation géostructurale des émergences et typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique insulaire (île de la Réunion). *Geodynamica Acta*, 6(4), p. 243-254.

Josnin J.Y. *et al.* (2002) - The role of unsaturated zone flow from strombolian cone on storage calculation for basaltic aquifers (a case study in Massif Central, France). EGS XXVII General Assembly, Nice, France.

Joux M. (2002) - Structure et fonctionnement hydrogéologique du système aquifère volcanique des eaux minérales de Volvic (Chaîne des Puys, Massif central français). Ph-D Thesis, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 227 p.

Keller G.V., Trowbridge G., Murray, J.C. *et al.* (1979) - Results of an experimental drilling hole at the summit of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geothermal Res.*(5), p. 345-385.

Lachassagne P., Cruchet M., **Lebon D.** (2004) - Structure hydrogéologique des îles basaltiques anciennes : un modèle conceptuel distinct de ceux des îles récentes. Apport d'une campagne de forages de reconnaissance à Mayotte (Comores, France). Bulletin de la Société Géologique de France (soumis).

Lachassagne P., Maréchal J. (2004) - Synthèse des connaissances hydrogéologiques, profondes et de subsurface, sur le champ géothermique de Bouillante. BRGM/RP-53404-FR, BRGM, Montpellier.

Lachassagne P., Paulin C., Petit V. *et al.* (1992) - Recherche d'eau souterraine dans la plaine du Lamentin pour l'AEP de la ville de Fort de France. Première phase : faisabilité de l'exploitation des 5 forages de première tranche. Interprétation des pompages d'essai, estimation des interférences entre forages, de la ressource et de la qualité des eaux prélevées.- Mairie de Fort de France. R34870 ANT 4S 92, BRGM, Fort-de-france.

Lachassagne P., Pinault J.-L. (2001) - Radon-222 emanometry: a relevant methodology for water well siting in hard rock aquifer. *Water Res. Res.*, 37(12), p. 3131-3148.

Lachassagne P. *et al.* (2001) - Exploitation of high-yield in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Groundwater*, 39(4), p. 568-581.

Macdonald G.A., Abbott A.T., Peterson F.L. (1983) - Volcanoes in the sea. The geology of Hawaii. University of Hawaii Press, Honolulu.

Massonat G. (1994) - Les réservoirs fissurés : modélisation de structures et simulation d'écoulements. *Bull. Centre de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 18(1), p. 135-314.

Nicholson K. (1993) - Geothermal fluids. Chemistry and Exploration Techniques. Ed. Springer-Verlag, 262 p.

Peterson F.L. (1992) - Hydrogeology of volcanic oceanic islands. *In*: Sakura-Yasuo (Editor), 29th International Geological Congress (I.G.C.). Selected papers on Environmental Hydrogeology. Verlag Heinz Heise, Hanover, RFA, Kyoto, Japan, p. 163-171.

Pruess K., Bodvarsson G.S., Stefansson V. *et al.* (1984) - The Krafla geothermal field, Iceland; 4, History match and prediction of individual well. *Water Res. Res.,* 20(11), p. 1561-1584.

Sanjuan B. (2001) - Champ géothermique de Bouillante (Guadeloupe): synthèse des travaux réalisés en géochimie avant 1999. BRGM/RC-51672-FR, BRGM.

Sanjuan B., Genter A., Brach M., Lebon D. (2001) - Compléments d'étude géothermique dans l'île de la Réunion (géologie, géochimie). Rapport BRGM/RP-51189-FR, 198 p.

Serra H., Sanjuan B. (2004) - Synthèse bibliographique des géothermomètres à gaz - Les gaz dans les sols en prospection géothermique. Rapport BRGM/RP-53132-FR.

Shettigar K.V. (1984) - Electrical resistivity investigation on the Schofield high level water body, Oahu, Hawaii. *In*: R.A. Binns (Editor), Geosciences in the development of natural resources. Geological Society of Australia, Sydney, Sydney, N.S.W., Australia, p. 479-481.

Stieltjes L., Gourgand B., **Steenhoudt M.** (1988) - Modes de circulation et de gisement de l'eau souterraine dans un volcan bouclier basaltique. Exemple de l'île de la Réunion, milieu océanique tropical. *Hydrogéologie*(2), p. 83-94.

Stieltjes L., Steenhoudt M., Gourgand B. *et al.* (1986) - Atlas hydrogéologique de la Réunion. 86REU30, BGRM, Département de la Réunion, Conseil Général de la Réunion, Ministère de l'Agriculture.

Tabasaki K.J., **Mink J.F.** (1983) - Volcano feeder dikes impound large reservoirs of ground water in the Hawaiian islands, International conference on groundwater and man. Australian Water Resources Council, Canberra, ACT, Australia, Sydney, p. 309-318.

Tamanyu S., **Wood C.P**. (2003) - Characterization of geothermal systems in volcanotectonic depressions; Japan and New Zealand. Chishitsu Chousa Kenkyuu Houkoku = Bulletin of the Geological Survey of Japan, 54(3-4), p. 117-129.

Traineau H., Westercamp D., Benderitter Y. (1989) - Case study of a volcanic geothermal systems, Mount Pelee, Martinique; Mount Pelee. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38(1-2), p. 49-66.

Violette S., Ledoux E., Goblet P. et al. (1997) - Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Réunion. J. Hydrol., 191 (1997), p. 37-63.

Westercamp D. *et al.* (1987) - Schéma hydrogéologique et géothermique d'un stratovolcan d'arc insulaire ; exemple de la montagne Pelée, Martinique (Antilles françaises). Hydrogeologic and geothermal scheme of an insular arc stratovolcano; Mount Pelee, Martinique, French Antilles; Bilan et perspectives de la recherche francaise en géothermie; Colloque. Bilan et perspectives de la recherche française en géothermie; Colloque, Orléans, France, June 12-13, 1985. Bulletin de la Société Géologique de France, Huitième Série, 3(6), p. 1063-1073.

Annexe 1

Synthèse de valeurs de perméabilités de formations basaltiques citées dans la littérature

| Type de formation | Lieu | Auteur et/ou référence | Perméabilit | é K (en m/s) | |
|---------------------------------------------------------------|--------------|---------------------------|-------------|--------------|-----------|
| | | | K minimum | K moyenne | K maximum |
| Basaltes miocènes | Gran Canaria | Custodio (1985), SPA - 15 | 5.8E-07 | 3.2E-06 | 5.8E-06 |
| Basaltes quaternaires | Gran Canaria | Custodio (1985), SPA - 15 | 2.3E-06 | 6.9E-06 | 1.2E-05 |
| Trachysyénites | Gran Canaria | Custodio (1985), SPA - 15 | 3.5E-07 | 7.5E-07 | 1.2E-06 |
| Phonolite et ignimbrite fissurées | Gran Canaria | Custodio (1985), SPA - 15 | 1.2E-06 | 3.5E-06 | 5.8E-06 |
| Ignimbrites | Gran Canaria | Winograd (1973) | 4.6E-12 | 5.8E-08 | 1.2E-07 |
| Agglomérations d'origine explosive | Gran Canaria | Custodio (1985), SPA - 15 | 1.2E-06 | 5.2E-06 | 9.3E-06 |
| Basaltes pléistocènes | Lanzarote | Custodio (1974) | I | 1.2E-05 | I |
| Basaltes quaternaires superficiels dans coulée | Lanzarote | Custodio (1974) | 5.8E-04 | 3.2E-03 | 5.8E-03 |
| Basaltes quaternaires superficiels dans scories et brèches | Lanzarote | Custodio (1974) | 1.2E-02 | 2.3E-02 | 3.5E-02 |
| Basaltes miocènes, écoulement parallèle aux dykes | Lanzarote | Custodio (1974) | 1.2E-06 | 6.4E-06 | 1.2E-05 |
| Basaltes miocènes, écoulement perpendiculaire aux dykes | Lanzarote | Custodio (1974) | 1.2E-08 | 6.4E-08 | 1.2E-07 |
| Basaltes miocènes | Canaries | Custodio (1985) | 6.0E-07 | 3.3E-06 | 6.0E-06 |
| Basaltes quaternaires | Canaries | Custodio (1985) | 2.0E-04 | 4.6E-03 | 9.0E-03 |

| Type de formation | Lieu | Auteur et/ou référence | Perméabilit | é K (en m/s) | |
|------------------------------------------|----------------------------|---------------------------------|-------------|-----------------|-----------|
| | | | K minimum | K moyenne | K maximum |
| asaltiques sans dykes | (Oahu) Hawaii | Lao (a), in Custodio (1978) | 2.7E-05 | 1.1E-04 | 2.0E-04 |
| basaltiques modernes | (Pearl Harbour) Hawaii | I | 1.2E-03 | 2.3E-03 | 3.5E-03 |
| basaltiques modernes | (Honolulu) Hawaii | Davis (1974) | 1.2E-03 | 6.4E-03 | 1.2E-02 |
| asaltique compacte | Hawaii | Ishizaki (in Custodio, 1978) | | 1.2E-10 | I |
| saltes fissurés | Deccan (India) | Singhal (in Custodio, 1985) | 1 | 1.6E-06 | 1 |
| isaltes fissurés | Deccan (India) | Kulkarni <i>et al.</i> (2000) | 1 | 4 .2E-02 | I |
| altes vésiculaires | Deccan (India) | Singhal | 1 | 6.9E-06 | |
| altes vésiculaires | Deccan (India) | Kale and Kulkarni (1992) | I | 7.9E-03 | |
| vésiculaires et fissurés | Deccan (India) | Kulkarni <i>et al.</i> , (2000) | I | 6.3E-01 | ا |
| saltes compacts | Deccan (India) | Kulkarni <i>et al.</i> , (2000) | I | 1.6E-03 | I |
| s altérés par l'action météorique | Deccan (India) | Bardhan | 9.8E-07 | 4.1E-04 | 8.1E-04 |
| saltes fracturés | Deccan (India) | Bardhan | 9.3E-06 | 1.2E-03 | 2.3E-03 |
| ltes agmidalaires | Deccan (India) | Bardhan | 5.8E-07 | 5.8E-05 | 1.2E-04 |
| ompage d'essai sur plus e 60 forages) | Deccan (India) | Kulkarni and Deolankar (1997) | 1.9E-06 | 8.6E-05 | 1.7E-04 |

| , , , , , , , , , , , , , , , , , , , , |
|-----------------------------------------|
|-----------------------------------------|

| | K maximum | 1E-03 | 1.2E-03 | 2.4E-02 | I | | Į | 1 | 1 | 1 | I | I |
|------------------------|-----------|------------------------|------------------------------------------------------|-------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|-------|---------|---------|------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|------------|
| té K (en m/s) | K moyenne | 5E 04 | 7.5E-04 | 9.7E-04 | 1 | | 4.0E-04 | 7.0E-04 | 6.5E-05 | 3.0E-05 | 2.5E-05 | 72E-4 |
| Perméabilit | K minimum | 1E-05 | 3.5E-04 | 1.3E-08 | I | | I | I | I | | 1 | 1 |
| Auteur et/ou référence | | Léonardi et al. (1996) | Wozab et Jovel (1970) | Hahn et al. (1997) | Belkessa, 1977 <i>(in</i> Joux, 2002) | Puits | Clarvic | Arvema | Arverna : puits de recherche | Louchardière : puits de recherche | Côme : 2 ^e pompage d'essai | Fontfreyde |
| Lieu | | Arménie | El Salvador | (Ile de Cheju) Corée | Chaîne des Puys (France) | | | | | | | |
| Type de formation | | Basaltes quaternaires | Coulées de basalte avec intercalation d'alluvions | Formations volcaniques (sans distinction) | Formations volcaniques (sans distinction). Milieu fortement anisotrope | | | | | | | |

| Type de formation | Lieu | Auteur et/ou référence | Perméabilité | é K (en m/s) | |
|-----------------------------------------|--------------------------------------------|---------------------------------------|--------------|--------------|-----------|
| | | | K minimum | K moyenne | K maximum |
| | | Piézomètres | Τ | I | 1 |
| | | Arverna | I | 1E-03 | 1 |
| | | Arverna : puits de recherche | I | 1E-04 | 1 |
| | | Louchardière : puits de recherche | | 7E-05 | I |
| | | Côme : 2 ^e pompage d'essai | 1 | 5E-05 | I |
| | | Fontfreyde | | 9E-04 | 1 |
| | | Ceyssat | 1 | 1 | I |
| | | Fontfreyde | | I | . 1 |
| Scories récentes | lle de la Réunion | Massari, 1990 <i>(in</i> Join, 1991) | 1 | 2E-02 | I |
| Tufs cendreux | | Davis, 1974 <i>(in</i> Joux, 2002) | 1E-10 | 5E-08 | 1E-07 |
| Formations volcaniques sans distinction | lle de Ténériffe (Canaries, Espagne) | Custodio <i>et al.</i> (1988) | 1.16E-07 | 3.47E-07 | 5.79E-07 |

| Perméabilité K (en m/s) - Ordre de grandeur | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|--------------------|
| Formations | Minimum observé | Maximum observé |
| Basaltes vésiculaires et fissurés - Deccan (India) - Kulkarni <i>et al.</i> (2000) | _ | 6.3E-01 |
| Formations basaltiques modernes - Honolulu (Hawaii) | - | 1.2E-02 |
| Basaltes fissurés - Deccan (India) - Kulkarni <i>et al.</i> (2000) | _ | 4.2E-02 |
| Basaltes miocènes, écoulement perpendiculaire aux dykes - Lanzarote - Custodio (1974) | 1.2E-08 | _ |
| Basaltes miocènes - Gran Canaria - Custodio (1985), SPA - 15 | 5.8E-07 | _ |
| Basaltes agmidalaires - Deccan (India) - Bardhan | 5.8E-07 | _ |
| Basaltes altérés par l'action météorique - Deccan (India) - Bardhan | 9.8E-07 | _ |
| | | |
| Variation des minima | 1.2E-8 a | à 1.2E-3 |
| Variation des maxima | 1.2E-7 a | à 6.3E-1 |

Annexe 2

Synthèse de valeurs de porosité de formations basaltiques citées dans la littérature
| xx, vacuolaires, agglomérations Hawaii Davis (1965), Banks (1972) et Ishizaki 0.8 13.5 50.0 - agglomérations Hawaii Davis (1965), Banks (1972) et Ishizaki 0.8 13.5 50.0 - agglomérations Elents | formation | Lieu | Auteur et/ou référence | Porosité totale minimum (%) | Porosité totale moyenne (%) | Porosité totale maximum (%) | Porosité efficace minimum (%) | Porosité efficace moyenne (%) | Porosité efficace maximum |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|-------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|---------------------------------|
| Banks (1972) et Ishizaki 0.8 13.5 50.0 - es | | | | | | Paramètres | capacitifs | | (%) |
| Res — Banks (1972) 1.0 9.5 18.0 | ss, ns | Hawaii | Davis (1965), Banks (1972) et Ishizaki | 0.8 | 13.5 | 50.0 | 1 | 1 | 1 |
| Ie, Gran Canaria - SPA- 15 Custodio (1978) - - 0.1 Mala (Lanzarote) SGOP - Canaries Coustodio (1978) 1.0 1.5 2.0 - 0.1 s Mala (Lanzarote) SGOP - Canaries Coustodio (1978) 1.0 1.5 2.0 - 0.1 s Mala (Lanzarote) SGOP - Canaries Coustodio (1978) 1.0 10.9 40.0 - - s Mala (Lanzarote) SGOP - Canaries Coustodio (1978) 1.0 10.9 40.0 - - - 0.1 s Socop - Canaries Coustodio (1978) 1.0 1.0 10.9 40.0 - - - 0.1 illi, Italie Liguori et Cusimani, Davis (1974) 1.0 28.1 80.0 - - - - - 0.1 illi, Italie Liguori et Cusimani, Davis (1974) 1.0 28.1 80.0 - - - - - - - - - - - | ires | | Banks (1972) | 1.0 | 9.5 | 18.0 | I | I | 1 |
| Mala (Lanzarote) SGOP-CanariesCoustodio (1978)1.01.52.0IsMala (Lanzarote) SGOP-CanariesCoustodio (1978)1.010.940.0IsMala (Lanzarote) SGOP-CanariesCoustodio (1978)1.010.940.0SGOP-Canaries SGOP-CanariesCoustodio (1978)1.02.04.06.0Ili,ItalieLiguori et Cusimani, Davis (1974)1.028.180.0-Ili,ItalieLiguori et Cusimani, Davis (1974)1.028.180.0-Ili,ItalieDavis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965)0.520.987.0-Ili,ItalieDavis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1.025.970.0-Nevada Test SiteDavis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1.025.970.0-Norograd (1971),Winograd (1971),Bankennagel (1968), Winograd (1971),25.970.0-Meri (1973)Schoeller (1962)ItalieJoedeller (1962)1.025.970.0 | ite, | Gran Canaria - SPA- 15 | Custodio (1978) | 1 | I | 1 | 0.1 | 0.9 | 3.0 |
| Is Mala (Lanzarote) SGOP - Canaries Coustodio (1978) 1.0 10.9 40.0 | | Mala (Lanzarote) SGOP - Canaries | Coustodio (1978) | 1.0 | 1.5 | 2.0 | I | I | I |
| Snake River, IdahoDavis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965)2.04.06.0Jili,ItalieLiguori et Cusimani, Davis (1974)1.028.180.0Columbia RiverDavis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965), Davis (1974)0.520.987.0Nevada Test SiteDavis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965), Davis (1974)0.520.987.0Nevada Test SiteDavis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965), Davis (1973)1.025.970.0Nevada Test SiteDavis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965), Blankennagel (1963), Weir (1973)1.025.970.0Schoeller (1962)Schoeller (1962)Auelques %Auelques %Auelques %Auelques % | SL | Mala (Lanzarote) SGOP - Canaries | Coustodio (1978) | 1.0 | 10.9 | 40.0 | I | I | I |
| illi, Italie Liguori et Cusimani, Davis (1974) 1.0 28.1 80.0 illi, Columbia River Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1074) 0.5 20.9 87.0 Nevada Test Site Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1074) 0.5 20.9 87.0 - Nevada Test Site Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1074) 0.5 20.9 87.0 - Nevada Test Site Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1073) 0.5 25.9 70.0 - Nonograd (1971), Blankennagel et Wiert (1973) Minograd (1973) 1.0 25.9 70.0 - Schoeller (1962) Schoeller (1962) guelques % - - - | | Snake River, Idaho | Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965) | 2.0 | 4.0 | 6.0 | 1 | 1 | 1 |
| k. Columbia River Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1974) R. Columbia River Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1974) Nevada Test Site Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 100 25.9 70.0 (NTS) Winograd (1971), Blankennagel et Winograd (1973) Schoeller (1962) Guelques % | pilli, | Italie | Liguori et Cusimani, Davis (1974) | 1.0 | 28.1 | 80.0 | 1 | I | I |
| Nevada Test Site Davis (in Davis et De Wiest, (NTS) 1.0 25.9 70.0 (NTS) 1965), Blankennagel (1968), Winograd (1971), Blankennagel et Weir (1973) 1.0 25.9 70.0 Schoeller (1973) Multiple 4000000000000000000000000000000000000 | Ű. | Columbia River | Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965), Davis (1974) | 0.5 | 20.9 | 87.0 | I | I | I |
| Schoeller (1962) quelques % | | Nevada Test Site (NTS) | Davis (<i>in</i> Davis et De Wiest, 1965), Blankennagel (1968), Winograd (1971), Blankennagel et Weir (1973) | 1.0 | 25.9 | 70.0 | I | I | 1 |
| | | | Schoeller (1962) | | duelques % | | | | |

| Type de formation | Lieu | Auteur et/ou référence | Porosité totale minimum (%) | Porosité totale moyenne (%) | Porosité totale maximum (%) | Porosité efficace minimum (%) | Porosité efficace moyenne (%) | Porosité efficace maximum (%) |
|--------------------------------------|-----------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| | | | | | Paramètres | s capacitifs | | |
| Basaltes miocènes | Canaries | Custodio (1985) | 1 | I | I | 2 | 9 | 10 |
| Basaltes quaternaires | Canaries | Custodio (1985) | I | I | 1 | 2 | 9 | 10 |
| Basaltes quaternaires | Arménie | Léonardini <i>et al.</i> (1996) | I | I | I | 5 | 13 | 20 |
| Trapp fracturé | Trapp du Deccan (India) | Bardhan (1974) | 1 | 5.5 | 10 | 0.5 | 4.3 | 8 |
| Trapp amygdalaire | Trapp du Deccan (India) | Bardhan (1974) | 8 | 11.5 | 15 | T | 4.5 | 6 |
| Trapp massif | Trapp du Deccan (India) | Bardhan (1974) | 10 | 20 | 30 | 5 | 6 | 18 |
| Basaltes vésiculaires | Trapp du Deccan (India) | Kale and Kulkarni (1992) | I | 1 | I | 0.5 | 3.3 | Q |
| Basaltes fissurés | Trapp du Deccan (India) | Kulkarni <i>et al.</i> (2000) | Ι | 1 | Ι | 0.01 | 2.5 | 5 |
| Basaltes vésiculaires et fissurés | Trapp du Deccan (India) | Kulkarni <i>et al.</i> (2000) | I | 1 | I | I | 8.5 | I |
| Scories quaternaires | Chaîne des Puys (France) | Josnin <i>et al.</i> (2002) | 52 | 55 | 58 | 39 | 40.5 | 42 |
| Scories récentes | lle de la Réunion | Massari (1990) | I | 60 | I | I | I | I |

| Porosité totale (%) - Ordre de grandeur | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|--------------------|
| Formations | Minimum observé | Maximum observé |
| Basaltes (massifs et vésiculaires), scories et lapilli, lahars - Italie - Liguori et Cusimani, Davis (1974) | _ | 80 |
| Basaltes poreux, vacuolaires et agglomérations basaltiques - Hawaii - Davis (1965), Banks (1972) et Ishizaki | - | 50 |
| Basaltes compactes - Hawaii - Davis (1965), Banks (1972) et Ishizaki | 0.8 | _ |
| Trapp (basaltes vésiculaires, fissurés, compacts) - Deccan, India - Bardhan (1974) | 1.0 | _ |
| | | |
| Variation des minima | 0.8 à 2 | |
| Variation des maxima | 6 à 80 | |

| Porosité efficace (%) - Ordre de grandeur | | |
|-------------------------------------------------------------------------------|--------------------|--------------------|
| Formations | Minimum observé | Maximum observé |
| Basaltes quaternaires - Arménie - Léonardini <i>et al.</i> (1996) | - | 20 |
| Trapp (basaltes vésiculaires, fissurés) - Deccan (India) - Bardhan (1974) | _ | 13 |
| Basaltes vésiculaires - Trapp du Deccan (India) - Kale and Kulkarni (1992) | 0.5 | _ |
| Basaltes fracturés - Trapp du Deccan (India) - Bardhan (1974) | 0.5 | _ |
| Basaltes fissurés - Trapp du Deccan (India) - Kulkarni <i>et al.,</i> 2000 | 0.01 | _ |
| | | |
| Variation des minima | 0.01 à 5 | |
| Variation des maxima | 5 à 20 | |



Centre scientifique et technique Service Environnement industriel et procédés innovants 3, avenue Claude-Guillemin BP 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34