

## Rôle hydrogéologique des dykes volcaniques au sein de l'aquifère côtier des grès de Belfast (Irlande du Nord) et implications pour la gestion de la ressource

JC.Comte, U.Ofterdinger, C.Wilson, C.Burns

Queen's University Belfast, Northern Ireland

j.comte@qub.ac.uk

Les grès Permo-Triassiques de Sherwood constituent une ressource en eau majeure au Royaume-Uni, principalement exploitée pour fins industrielles et géothermiques. Dans la région de Belfast en Irlande du Nord, l'aquifère des grès de Sherwood forme un compartiment allongé NE-SW en contact avec l'océan au NE. Il offre des transmissivités de l'ordre de  $150 \text{ m}^2/\text{j}$  et peut atteindre localement jusqu'à 300 m d'épaisseur. Sur l'essentiel de sa surface, la nappe des grès est captive sous une couverture de plusieurs dizaines de mètres de dépôt glaciaires et alluviaux peu perméables, ne devenant libre qu'à proximité de la côte. Les récentes campagnes aéromagnétiques régionales ont révélé un réseau complexe et hétérogène de filons volcaniques au sein des grès, correspondant aux zones d'alimentation des épanchements basaltiques Paléocènes du Plateau d'Antrim au Nord. La mise en évidence de ces réseaux de dykes confirme les diverses études hydrogéologiques antérieures, locales et régionales, faisant état d'un système hydrauliquement hétérogène et compartimenté, ce qui a fortement limité les approches régionales de gestion de la ressource.

Dans le but de mettre à jour les modèles hydrogéologiques existants, un site pilote a été instrumenté en zone côtière, où l'aquifère affleure, afin de quantifier le rôle hydrogéologique des dykes. Des investigations géophysiques magnétiques et électriques haute résolution ont permis de cartographier le réseau de dykes, de préciser leur géométrie ainsi que de mettre en évidence leur rôle de barrière relative vis-à-vis de l'intrusion marine. L'installation de piézomètres peu profonds dans différents compartiments des grès ont permis de suivre l'évolution spatio-temporelle de la piézométrie et de la conductivité électrique confirmant un régime hydrogéologique différent d'un compartiment à l'autre. Enfin, l'analyse de la propagation des signaux de marée a mis en évidence le rôle d'atténuation hydrodynamique joué par les dykes, caractéristique de matériaux à faible perméabilité. L'intégration des données acquises dans un modèle mathématique local permet de quantifier les propriétés des dykes en termes hydrodynamiques (écoulement) et hydrodispersifs (transport du sel). Sur la base des cartes aéromagnétiques, ces résultats seront appliqués au modèle hydrogéologique régional afin de préciser l'impact des réseaux de dyke sur (1) la structure régionale des écoulements au sein des grès, (2) la distribution des potentiels aquifères, (3) la vulnérabilité à l'intrusion marine et aux contaminations.

### I. PROBLEMATIQUE, CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE ET APPROCHE METHODOLOGIQUE

Les grès Permo-triassiques de Sherwood constituent un important système aquifère en Europe du Nord et la principale ressource en eau souterraine du centre et nord de l'Angleterre et d'Irlande du Nord [1]. L'agglomération de Belfast est située à l'aplomb direct de l'aquifère des grès Permo-triassiques (Figure 1), utilisé depuis des siècles pour l'alimentation en eau des agriculteurs de la région [2]. Plus récemment, vers la fin du siècle dernier, cette ressource a suscité un intérêt croissant pour l'alimentation en eau potable, pour l'utilisation industrielle [3], ainsi que pour la géothermie [4].

Offrant dans la région de Belfast des transmissivités de l'ordre de  $200 \text{ m}^2/\text{j}$ , couvrant une surface d'environ  $150 \text{ km}^2$  allongée sur la vallée d'orientation NE-SW de la rivière Lagan, et pouvant atteindre localement jusqu'à 300 m d'épaisseur, cet aquifère constitue donc en Irlande du Nord une ressource régionale stratégique [5]. Sur l'essentiel de sa surface, la nappe des grès est captive sous une couverture de plusieurs dizaines de mètres de dépôt glaciaires et alluviaux peu perméables, ne devenant libre qu'à proximité de la côte.

Malgré la rareté d'affleurements, les écoulements souterrains au sein des grès sont depuis longtemps suspectés d'être affectés par l'existence de filons doléritiques [6] correspondant aux zones d'alimentation des épanchements volcaniques d'âge Paléocène du Plateau d'Antrim, affleurant plus au Nord. Les diverses études hydrogéologiques font état d'un système hydrauliquement hétérogène et compartimenté [2-7-8-9], dont la méconnaissance structurale en termes de géométrie et distribution des réseaux de dykes a jusqu'ici fortement limité, ou largement simplifié, les approches régionales de gestion de la ressource. En outre, aucune étude connue n'a à ce jour étudié directement les propriétés, tant locales que régionales, des dykes au regard des écoulements souterrains et du transport des contaminants.

Très récemment, les campagnes aéromagnétiques régionales [10] ont permis la cartographie inédite et précise d'un réseau complexe et hétérogène de dykes au sein des grès (Figure 1). Ces données récentes ouvrent de nouvelles perspectives en termes de modélisation et de gestion de l'aquifère. Toutefois, l'intégration des réseaux de dykes dans les modèles nécessite la connaissance des propriétés des dykes vis-à-vis (1) des écoulements souterrains, (2) du transport des contaminants depuis la surface et (3) de l'intrusion marine.

Afin de quantifier ces propriétés à l'échelle locale dans le but de mettre à jour les modèles régionaux, un site pilote a été instrumenté en zone côtière (Figure 2, gauche), où affleurent l'aquifère des grès ainsi qu'un certain nombre de dykes (Figure 2, droite). L'approche adoptée consiste (1) à préciser localement les orientations et pendages des dykes ainsi que leur impact sur la distribution de l'eau salée au sein des grès, grâce à la mise en œuvre d'investigations géophysiques magnétiques et de résistivité, (2) à déterminer les paramètres hydrodynamiques des grès et étudier finement l'impact des dykes sur la propagation des signaux de marées grâce à l'installation optimisée d'un réseau de piézomètres de faible profondeur et (3) à intégrer ces résultats dans un modèle mathématique d'écoulement et de transport afin de tester les principales hypothèses sur les propriétés des dykes à l'échelle du site d'étude.

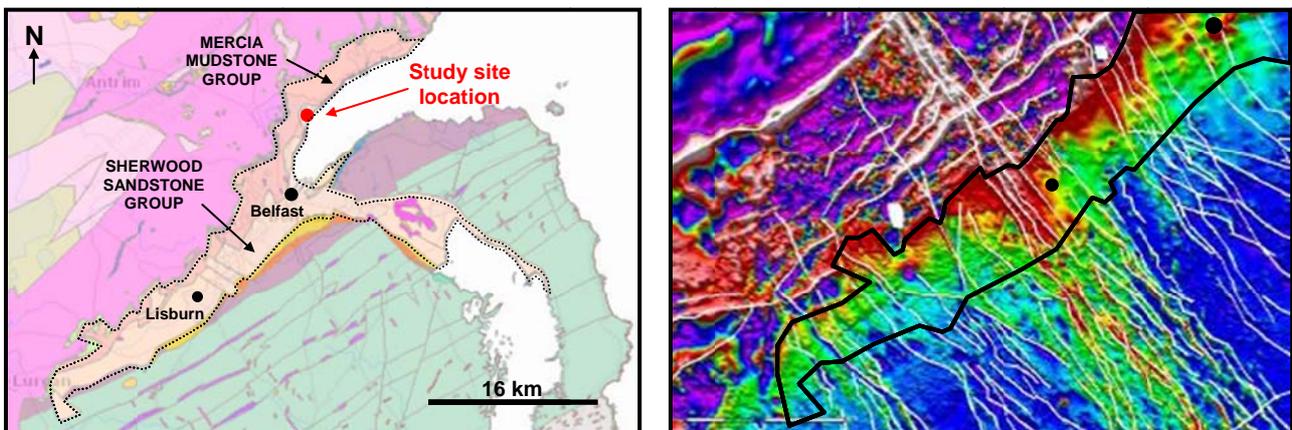


Figure 1 – Cadre géologique régional (gauche) et une interprétation de la carte aéromagnétique [10] montrant les principaux réseaux filoniens (droite)

## II. INVESTIGATIONS GEOPHYSIQUES

Deux types d'investigations géophysiques ont été mis en œuvre. Dans un premier temps, la cartographie de l'intensité du champ géomagnétique en surface a été réalisée sur le site (Figure 2) à l'aide d'un magnétomètre à protons (GeoMetrics G-816). Du fait des susceptibilités magnétiques élevées des dykes par rapport à l'encaissant gréseux (mesurées à 9.0 et 0.2 SI, respectivement), la présence des dykes se matérialise en surface par des valeurs de champs géomagnétiques relativement élevées en comparaison de l'encaissant (environ 49800 nT par rapport à 48500 nT), permettant de cartographier avec précision la partie la plus superficielle des dykes. Connaissant les paramètres géomagnétiques régionaux (intensité, déclinaison et inclinaison du champ magnétique terrestre), une modélisation magnétique 3D directe a également été réalisée grâce au code MAG3D [11] pour chacun des dykes observés et ce, afin d'évaluer leur pendage et extension. Les résultats de la modélisation ont montré que tous les dykes étudiés ont un

enracinement profond, sont affectés d'un pendage très élevé à sub-vertical, et sont épais de 1 à 2 m en moyenne.

Dans un deuxième temps des profils 2D de tomographie de résistivité électrique (ERT) ont été réalisés à l'aide d'un Syscal Pro 72 (IRIS Instruments) dans le but de mettre en évidence la distribution de l'eau salée au sein de l'aquifère ainsi que le possible impact des dykes sur leur distribution. Les profils ont été réalisés perpendiculairement au trait de côte, partant de la ligne des basses marées et remontant à une centaine de mètres au dessus de la ligne des hautes marées, couvrant ainsi la zone intertidale. L'acquisition des mesures de résistivités apparentes réalisées en dispositifs dipole-dipole et gradient ont été inversées avec le modèle RES2DINV (Geotomo Software). Les sections de résistivité obtenues (Figure 2) ne permettent pas d'observer directement les dykes du fait d'un espacement inter-électrode trop large (min. 1m) en comparaison de l'épaisseur des dykes (1-2m). Toutefois les eaux salées et saumâtres, matérialisées par des résistivités électriques faibles (<50 ohm.m) sont bien identifiées et caractérisées par une distribution complexe. Connaissant la position exacte des dykes volcaniques (d'après les données magnétiques), il est mis en évidence un effet de barrière relative vis-à-vis de l'intrusion saline. Dans les 15 premiers mètres de profondeur en effet, l'aquifère apparaît saturé d'eau douce (environ 50 ohm.m) en amont hydraulique des dykes mais au contraire largement salinisé en aval. Dans les 2-3 premiers mètres de profondeur, des structures d'échappement d'eau douce, et réciproquement d'entrée d'eau salée par densité, sont observables. Cette zone est caractéristique de l'épaisseur de recirculation de l'eau de mer due aux marées [12] et apparaît clairement affectée par la présence des dykes. Au delà de 15 m de profondeur, les résistivités augmentent à nouveau traduisant une baisse de salinité, possiblement dues à la filtration d'eau douce à travers les dykes, puis diminuent encore au delà de 25 m de profondeur pour montrer un franc biseau salé subhorizontal apparemment non affecté par la présence des dykes.

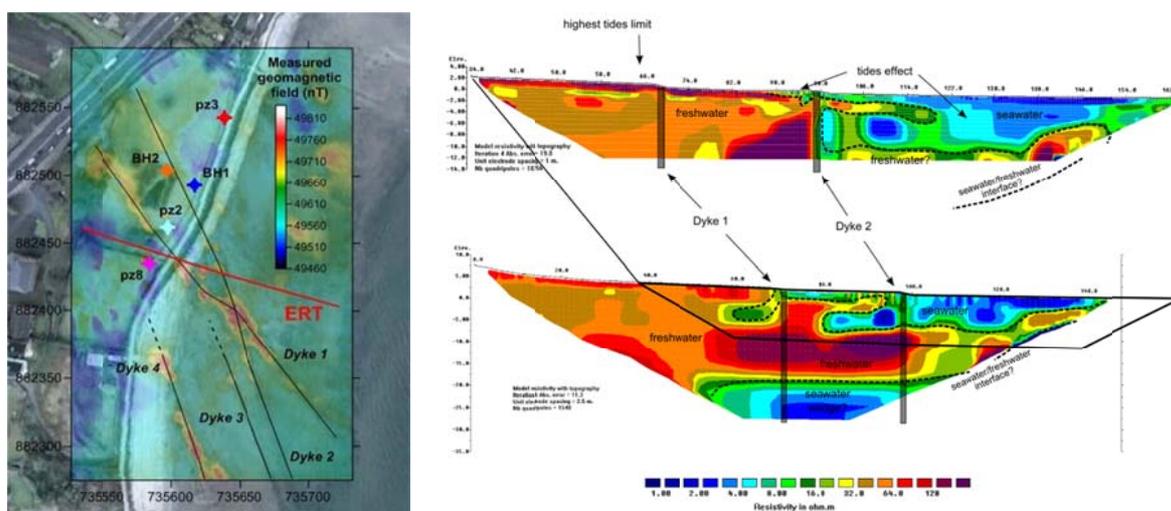


Figure 2 – Localisation du site d'étude avec implantation des piézomètres, cartographie magnétique de surface, position des dykes et des profils ERT (gauche) ; Inversion et interprétation hydrogéologique des profils de résistivités à deux différents espacements d'électrodes (droite)

### III. ETUDE DE LA PROPAGATION DES MAREES

Sur la base de la cartographie magnétique, un réseau piézométrique a été installé en amont de la plage et optimisé spatialement pour recouper des compartiments distincts de grès (Figure 2) et ainsi étudier finement la propagation des signaux de marées au sein de l'aquifère. Les piézomètres pénètrent sur 2 à 4 mètres de profondeur les grès et ont été équipés de sondes d'enregistrement automatique de pression, température et conductivité. Un cycle de hauteur de marées a également été localement mesuré au GPS différentiel afin de recalibrer le modèle régional de marées au site d'étude. L'enregistrement local des fluctuations de la nappe dans les différents piézomètres, les hauteurs de marées calées ainsi que la pluviométrie sont comparées sur la Figure 3. Il apparaît clairement une très forte variabilité dans la réponse

des différents compartiments aquifères au signal marin. Le compartiment aquifère n'étant pas séparé de la zone tidale par des dykes montre une réponse très nette à la marée avec une très faible atténuation (piézomètres BH1 et pz3). Les compartiments étant isolés de la zone tidale par des dykes (pz2) montrent l'absence des cycles de marées semi-diurnes, mais répondent aux cycles de vives/mortes eaux. Dans les compartiments n'étant que partiellement isolés de la zone tidale (pz8), les marées semi-diurnes sont visibles mais fortement atténuées. Tous les ouvrages répondent à la recharge de l'aquifère par la pluie. Les essais de pompage et slug tests également réalisés sur chaque ouvrage confirment l'homogénéité des propriétés hydrodynamiques des grès à l'échelle du site (conductivités hydrauliques  $K$  de l'ordre de 0.05 m/j et porosité efficace  $S_y$  de l'ordre de 2%).

L'analyse quantitative de l'atténuation du signal de marée au sein des grès a été réalisée grâce à l'application de la méthode de l'efficacité et du décalage du signal de marée de Jacob [13]. L'efficacité de la marée,  $TE$  (*tidal efficiency*) est définie comme le rapport entre l'amplitude du signal de marée observé en un point de l'aquifère et l'amplitude du signal d'entrée (la marée). Le décalage du signal de marée  $t_{lag}$  (*time lag*) est défini comme le décalage temporel entre le signal de marée et son effet au sein de l'aquifère. Il peut être démontré en particulier, dans un milieu aquifère homogène et uniforme ( $K$ ,  $S_y$  et par conséquent la diffusivité  $D$  constants), la relation linéaire suivante entre  $\ln TE$  et  $t_{lag}$ :  $-\ln TE = a \cdot t_{lag}$  avec  $a = 2\pi/t_0$ ; où  $t_0$  représente la période de marée (12h25min localement). Cette relation est indépendante à la fois des valeurs de propriétés hydrodynamiques de l'aquifère et de la distance du point d'observation au rivage. Sur un graphique  $-\ln TE = f(t_{lag})$ , tous les piézomètres, dans un aquifère homogène et uniforme s'alignent sur droite de pente  $2\pi/t_0$  passant par le point (0,0). Sur le site d'étude (Figure 3), les ouvrages BH1 et pz3, implantés dans le compartiment en connexion avec la mer s'alignent bien sur le modèle. Au contraire, les ouvrages situés dans les compartiments presque totalement (pz2) ou partiellement (pz8) isolés de la mer par la présence de dyke s'écartent d'autant plus du modèle que leur connexion au littoral est gênée par la présence de dykes, confirmant clairement leur rôle d'atténuation (filtrage) hydrodynamique.

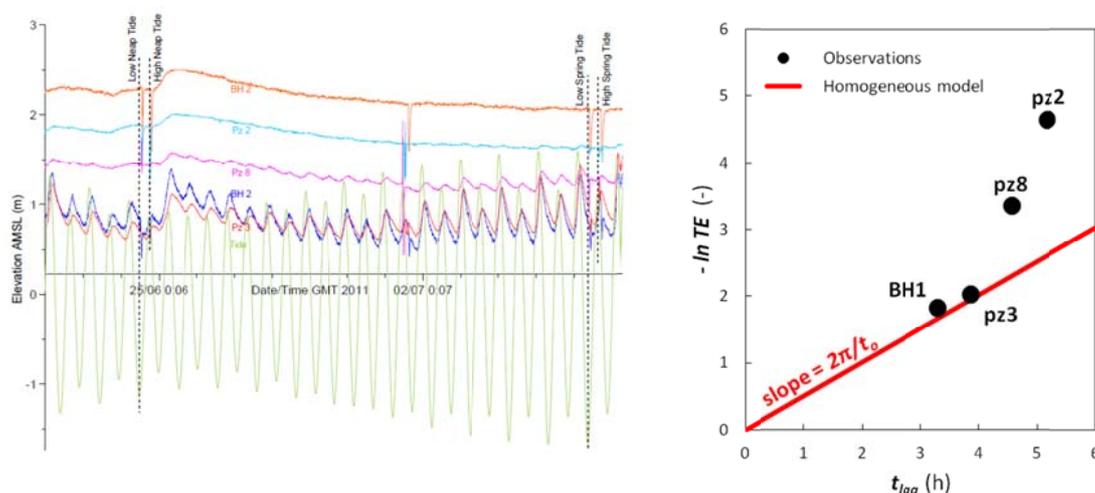


Figure 3 – Comparaison entre les fluctuations de nappe dans différents compartiments et le signal marin d'entrée (gauche) et analyse de l'effet du compartimentage par les dykes sur la propagation du signal de marée dans les différents piézomètres (droite)

#### IV. MODELISATION PRELIMINAIRE

Un modèle hydrogéologique densitaire 2D vertical, utilisant le code FEFLOW (DHI-WASY), a été appliqué le long d'une section coïncidant au profil de résistivité, afin de tester les deux principales hypothèses sur les propriétés hydrodynamiques des dykes (voir travaux préliminaires [14]). La première hypothèse considère les dykes comme sans effet sur les écoulements souterrains (paramètres  $K$  et  $S$  identiques à ceux du grès) alors que la deuxième hypothèse considère les dykes comme relativement imperméables ( $K_{dykes} = K_{grès} / 1000$ ). La conductivité hydraulique des grès est prise à 1 m/j et la porosité des grès et dykes à 10% (valeurs

typiques régionales [2]). La perméabilité des grès est par ailleurs largement reportée comme affectée d'une forte anisotropie horizontale ( $K_h \gg K_v$ ) [3-8]. Une épaisseur aquifère de 100m a été considérée tel que reconnu en moyenne dans cette partie de l'aquifère [14]. La valeur de recharge annuelle moyenne est d'environ 400 mm/an dans les secteurs où les grès affleurent [14]. Enfin la fluctuation moyenne des marées mesurée dans le secteur est de 2.5 m d'amplitude.

Les résultats du modèle densitaire (Figure 4) montrent une distribution des salinités très différente selon les deux hypothèses testées. Dans le cas simulé où les dykes ont les mêmes propriétés hydrogéologiques que les grès, le biseau salé pénètre facilement au sein de l'aquifère, la zone de transition eau douce/salée se positionne à faible profondeur et affiche une pente très faible vers l'intérieur des terres. Sous la zone intertidale, l'aquifère est largement salé à saumâtre. Dans le cas d'un rôle de barrière relative joué par les dykes, le biseau pénètre moins profondément, et montre une pente plus élevée. Des niveaux d'eau douce à saumâtre peuvent se développer sous la zone intertidale, conformément aux observations géophysiques. Ces simulations préliminaires confirment une nouvelle fois la nature faiblement perméable des dykes. Il est par ailleurs intéressant de remarquer que la présence de dykes en amont hydraulique de la côte empêche quasi-totalement la diffusion du sel vers l'amont, et ce jusqu'à environ 40m de profondeur. Au delà de cette profondeur, le sel semble diffuser vers l'amont à travers les dykes. Cette observation permet de distinguer deux unités hydrogéologiques au sein desquelles l'impact des dykes sur les écoulement souterrains et le transport de soluté présente des différences notables : (1) l'aquifère superficiel où le transport est dominé par l'advection (contrôlé par la vitesse de pore) et où par conséquent les faibles perméabilités des dykes limitent fortement le transport du sel et (2) l'aquifère profond où le transport est dominé par la diffusion du sel permise par les faibles vitesses de pores. A cette profondeur, les faibles perméabilités des dykes ne jouent qu'un rôle limité et permettent sur le long terme au sel de diffuser au sein de la porosité, même faible, des dykes. Les travaux de modélisation 3D, tenant compte en particulier de la géométrie 3D des dykes et des compartiments de grès sont en cours, avec pour objectif une comparaison fine des résultats sur à la fois la distribution du sel obtenu de la géophysique et la propagation des fluctuations de marées mesurées sur les piézomètres.

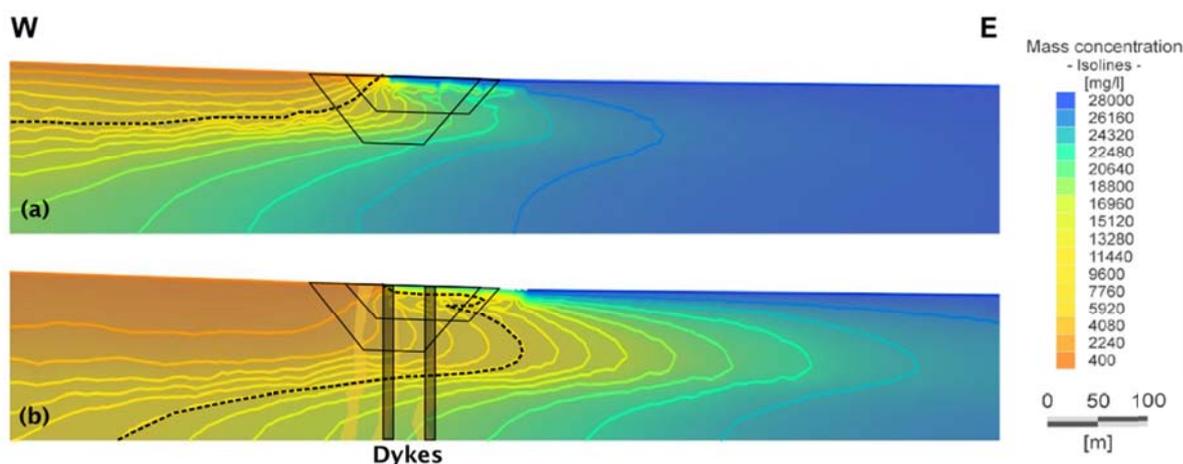


Figure 4 – Simulation 2D de l'intrusion marine dans les deux cas de (a) absence de dykes ou absence de rôle hydrogéologique des dykes et (b) rôle imperméable relatif des dykes (d'après les résultats préliminaires [14]). Les lignes pointillées représentent la courbe d'iso-salinité à 12 g/L correspondant approximativement à la courbe d'iso-résistivité 16 ohm.m présentée en figure 2 (d'après les mesures pétrophysiques locales), les polygones noirs représentent les fenêtres d'investigation des profils ERT. Exagération verticale x2.

## V. CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS POUR LA GESTION REGIONALE

La relative imperméabilité des dykes au sein de l'aquifère gréseux a d'importantes conséquences sur à la fois la dynamique des écoulements et le transport des contaminants au sein de l'aquifère. Alors que la partie superficielle de l'aquifère présenterait un comportement compartimenté avec des écoulements préférentiels parallèles aux systèmes de dykes, il est probable que la diffusion des contaminants d'un compartiment à l'autre soit permise en profondeur par la porosité des dykes. Ceci implique une relative protection de la partie superficielle de l'aquifère vis-à-vis de l'intrusion marine. Au contraire l'aquifère reste vulnérable à l'intrusion marine en profondeur, toutefois sur de plus longues échelles de temps, plus faibles distances horizontales et à plus grande profondeur qu'en l'absence de dykes.

L'intégration de ces résultats dans les modèles hydrogéologiques régionaux est permise par la cartographie des principaux réseaux filoniens obtenue des récentes campagnes aéromagnétiques. La modélisation régionale implique toutefois un important changement d'échelle à partir des observations réalisées sur le site pilote. Les problèmes de modélisation posés par ce changement d'échelle sont actuellement à l'étude. Les modèles régionaux ainsi mis à jour permettront de réviser le présent modèle de gestion de l'aquifère des grès de Belfast dans un but de (1) améliorer sa protection vis-à-vis des contaminations naturelle ou anthropiques, conformément aux exigences de la Directive Cadre Européenne Eau, (2) gérer et optimiser les prélèvements de nappe pour limiter leur impact sur la pérennité de la ressource de même que leur risque de contamination (anthropique ou marine).

### Remerciements :

Ce travail a bénéficié du support financier du Geological Survey of Northern Ireland (GSNI), des conseils de P. McConvey (McLorinan Consulting Ltd.), du modèle de marées et données de pluviométrie du Dept. of Geography, Archeology and Palaeoecology à QUB, du support technique des étudiants du MSc Environmental Engineering à QUB ainsi que l'autorisation d'accès au site par Mr Kerr.

### Références bibliographiques :

- [1] Allen D. J., Brewerton L.J., Coleby L.M., Gibbs B.R., Lewis M.A., Macdonald A.M., Wagstaff S.J., Williams A.T., 1997 – The physical properties of major aquifers in England and Wales, British Geol. Surv. Tech. Rep. WD/97/34, and Environ. Agency R&D Pub. 8, 312 p.
- [2] Bennett J.R.P., 1976 – The Lagan Valley: Hydrogeological study, Geol. Surv. Northern Ireland, Open file report No 57, Belfast, 105p.
- [3] McNeill G.W., Cronin A.A., Yang Y., Elliot T., Kalin R.M., 2000 – The Triassic Sherwood Sandstone Aquifer in Northern Ireland: Constraint of a groundwater flow model for resource management, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 182, 179-190.
- [4] Jones, A.G., Muller M.R., Daly J.S., Allen A., Goodman R., Hunter-Williams N.H., Lee M., Reay D., 2011 – IRETherm: A new project to develop a strategic and holistic understanding of Ireland's geothermal energy potential, EGU Gen. Assembly 2011, Vienna.
- [5] Robins N.S., Misstear B.D.R., 2000 – Groundwater in the Celtic regions, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 182, 5-17.
- [6] Hartley J.J., 1935 – The underground water resources of Northern Ireland. *Inst. Civ. Eng. (N.I. Assn)*, 1-31.
- [7] Robins N.S., 1996 – *Hydrogeology of Northern Ireland*, British Geol. Surv., HMSO, London.
- [8] Kalin R.M., Roberts C., 1997 – Groundwater Resources in the Lagan Valley Sandstone Aquifer, Northern Ireland, *J. Chart. Inst. Water. Environ. Manag.*, 11, 133-139.
- [9] Cronin A.A., Barth J.A.C., Elliot T., Kalin R.M., 2005 – Recharge velocity and geochemical evolution for the Permo-Triassic Sherwood Sandstone, Northern Ireland, *J. Hydrology*, 315, 308-324.
- [10] Hartmann S., McConvey P., 2007 – Surface and groundwater quality: Meeting new standards, The Tellus Conference, Geoscience for decision making, October 17-18<sup>th</sup>, Belfast.
- [11] UBC-Geophysical Inversion Facility, 2006 – MAG3D: A program library for forward modelling and inversion of magnetic data over 3D structures, version 4.0, Univ. British Columbia, Vancouver.
- [12] Taniguchi M., Ishitobi T., Shimada J., 2006 – Dynamics of submarine groundwater discharge and freshwater-seawater interface, *J. Geophys. Res.*, 111, C01008.
- [13] Jacob C.E., 1950 – Flow of groundwater, In: Rouse H. (Eds.), *Engineering Hydraulics*, J. Wiley, New York, 321-386.
- [14] Burns C., Comte J.C., Gaffney L., Ofterdinger U., Young M., 2010 – Characterization of the effect of dyke swarms on groundwater flow in a sedimentary coastal aquifer by combined geophysical and hydrogeological modelling, Abstract H11E-0842, AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco.