

Investigations hydrochimiques et hydrodynamiques pour préciser les modalités d'écoulements dans les aquifères de socle. Application au massif de l'Ursuya (France, 64)

Hydrochemical and hydrodynamical investigations to characterize flow modes in hard rock aquifers. Application to the Ursuya massif (France)

Jessy Jaunat⁽¹⁾, Frédéric Huneau⁽²⁾, Alain Dupuy⁽³⁾, Hélène Celle-Jeanton⁽⁴⁾, Philippe Le Coustumer⁽³⁾

⁽¹⁾ Université de Reims Champagne-Ardenne, EA 3795 – GEGENAA

⁽²⁾ Université de Corse, UMR CNRS 6134 SPE, Laboratoire d'hydrogéologie

⁽³⁾ Université de Bordeaux, ENSEIGID - IPB, EA 4592 Géoressources & Environnement,

⁽⁴⁾ Clermont Université, UMR 6524 CNRS IRD, Laboratoire Magmas et Volcans

Jessy.jaunat@univ-reims.fr, 2 esplanade Roland Garros, F-51100 Reims

I. INTRODUCTION

Parmi les ressources en eau exploitées dans le département des Pyrénées-Atlantiques, le massif cristallin de l'Ursuya est l'une des principales. Cet aquifère encore très préservé constitue la principale ressource en eau souterraine du Nord-Ouest du Pays Basque, région faisant face à une demande en eau potable en constante augmentation depuis la dernière décennie. Cette étude s'inscrit donc dans un contexte de pression quantitative et qualitative avec une finalité appliquée, dans l'objectif d'améliorer la gestion de cette ressource à long terme. Mais les résultats qui en découlent apportent également des précisions quant à la compréhension des aquifères de socle en général.

La caractérisation de la recharge de l'aquifère dans ses aspects quantitatifs et qualitatifs permettra tout d'abord de préciser les modalités d'infiltration de l'eau au sein de l'aquifère. L'impact du degré d'altération des matériaux cristallins sur la recharge des aquifères de socle sera ainsi mis en exergue. Les outils géochimiques et isotopiques permettront ensuite de préciser les modalités d'écoulement de l'eau dans le sous-sol, *via* notamment la détermination de son temps de résidence, afin de proposer un modèle conceptuel des écoulements au sein des aquifères de socle très altérés en zone de relief marqué. Enfin, l'ensemble de ces résultats sera complété par des investigations hydrodynamiques permettant de procéder à la modélisation numérique de l'aquifère du massif de l'Ursuya. Cet outil offrira aux gestionnaires de cette ressource une aide précieuse pour des prises de décisions à long terme, en réponse aux divers facteurs susceptibles de modifier quantitativement les écoulements, en particulier les évolutions climatiques envisagées pour la première moitié du 21^{ème} siècle.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE

Situé dans le Nord du Pays Basque (Sud-Ouest de la France), à 25 km de la commune de Bayonne et de la côte Atlantique, le massif de l'Ursuya est le premier relief important du Nord-Ouest de la chaîne Pyrénéenne. D'une superficie de 45 km², il est constitué de deux formations métamorphiques (gneiss et paragneiss; Boissonnas *et al.* 1974) réparties entre 40 m NGF (rivière Nive) et 678 m NGF (Mont Ursuya ; figure 1). De par la position particulière du massif dans le piémont Pyrénéen, ces formations cristallines sont affectées par une importante fracturation et elles présentent une forte densité de linéaments.

Ces matériaux sont également recouverts d'une épaisseur plus ou moins importante d'altérites (souvent plus de 10 m). L'horizon fissuré est majoritairement présent à l'affleurement dans les parties les plus hautes du massif (à partir de 350 m NGF) et dans les vallées les plus incisées. Les altérites sont quant à elles observées entre 100 et 350 m NGF (figure 1). La transition entre ces deux horizons est graduelle avec une altération croissante depuis l'horizon fissuré vers les altérites sablo-argileuses. Aujourd'hui, seuls 9 forages sont toujours existants (sur 43 forés entre 1994 et 2003, dont 34 secs ou non viables économiquement) dont 5 sont exploités. En plus de ces ouvrages, 101 sources sont exploitées parmi plus de 190 émergences répertoriées.

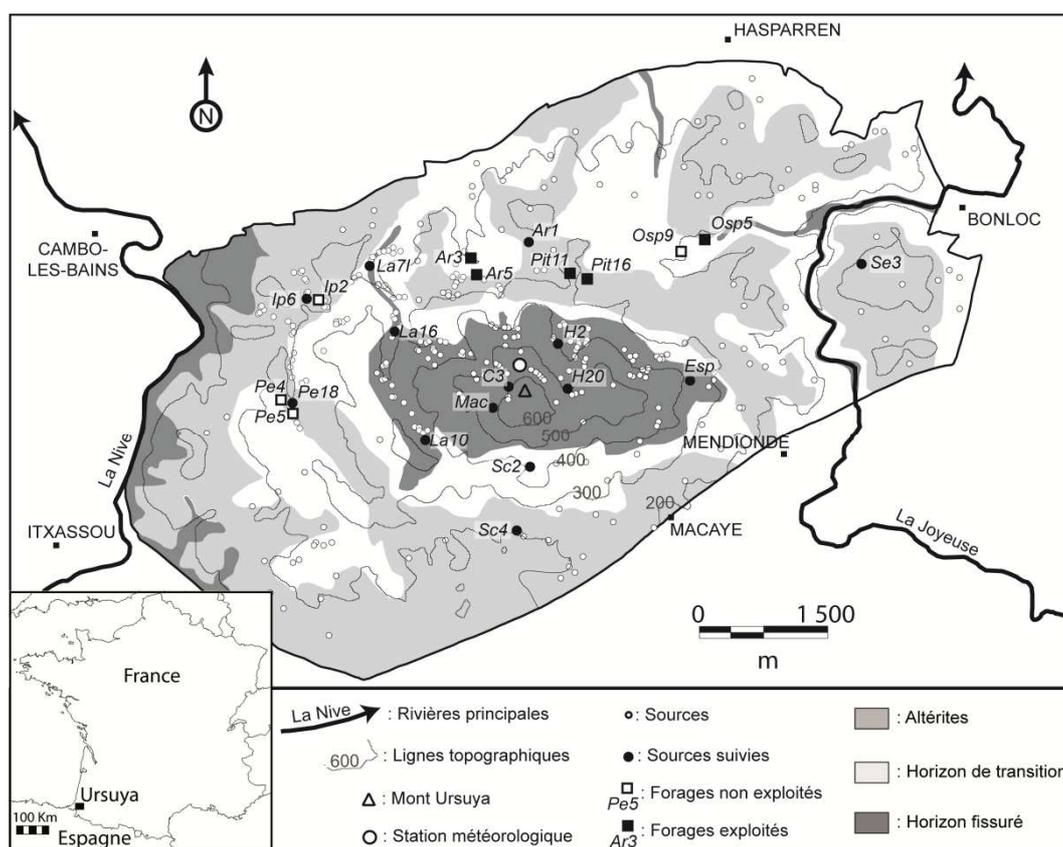


Figure 1 - Topographie, lithologie à l'affleurement et localisation des points de suivis.

III. MATERIELS ET METHODES

La mise en place d'une station météorologique au cœur du massif de l'Ursuya en 2009 à 570 m d'altitude (figure 1) a permis d'enregistrer en continue les conditions climatiques précises régnant au sein de la zone d'étude. La mesure de la pluviométrie et de l'ensemble des paramètres climatiques associés permettent d'estimer précisément les quantités de précipitations efficaces participant à l'alimentation de l'aquifère.

En complément de ces mesures, les eaux précipitées ont été prélevées à un pas de temps de deux jours entre février 2010 et novembre 2011. L'utilisation d'un pluviomètre collecteur automatique a permis le prélèvement d'échantillons de qualité, non évaporés après collecte, et des résultats non influencés par des dépôts de particules sèches entre les épisodes pluvieux (125 échantillons). Les eaux des 5 forages non exploités (figure 1) ont été prélevées mensuellement pendant 2 ans. 14 sources parmi les 190 répertoriées (figure 1) ont également fait l'objet de prélèvements mensuels. En plus des paramètres de terrain (température, conductivité, potentiel redox, pH, alcalinité), l'ensemble des échantillons collectés (eaux de pluie et eaux souterraines) ont fait l'objet d'analyses des ions majeurs et des isotopes stables de la molécule d'eau. Les analyses ont été conduites au laboratoire de l'ENSEGID, EA 4592 Géorressource & Environnement de l'Institut Polytechnique de Bordeaux. Les concentrations en ion majeurs ont été déterminées par chromatographie liquide. Les teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau ont été mesurées par spectrométrie laser (LWIA DLT-100 LGR).

Une campagne de mesure pour l'analyse des concentrations en CFCs et SF₆ s'est également déroulée au cours de l'été 2011 au sein des 19 points (10 sources et 9 forages) permettant un prélèvement adapté (pas de contact avec l'air atmosphérique). Les échantillons ont été collectés dans des ampoules en acier inoxydable et les analyses effectuées au laboratoire de l'OSURE – Géoscience Rennes à l'Université de Rennes-1 (méthode décrite dans Labasque *et al.* 2006). Les concentrations en CFCs et SF₆ ont été utilisées pour déterminer le temps de résidence de l'eau souterraine dans le sous-sol (Jaunat *et al.* 2012).

Les niveaux piézométriques ont été enregistrés en continue sur 5 forages non exploités. Pour les forages exploités, les données piézométriques disponibles nous ont été fournies par les différents exploitants, de même que les volumes prélevés au sein des forages et des sources.

IV. RESULTATS ET DISCUSSION

IV. 1 Signal d'entrée et processus d'infiltration

1. Aspects quantitatifs

La station météorologique implantée au cœur de la zone d'étude (figure 1) a permis de préciser à la fois la hauteur d'eau précipitée mais également la lame d'eau réellement infiltrée dans ce contexte géographique particulier, à proximité de l'océan Atlantique et au pied de la chaîne pyrénéenne. Les mesures réalisées entre juillet 2009 et juin 2012 mettent en évidence une pluviométrie moyenne annuelle de 1410 mm avec une période très arrosée entre septembre et février (857 mm) et une période moins humide durant les saisons printanières et estivales (626 mm). Sur une base annuelle, l'ETP moyenne est de 1169 mm. L'ETR annuelle moyenne est de 1038 mm et la lame d'eau efficace est de 512 mm avec une période de recharge maximale comprise entre les mois de novembre et de février. Ces résultats constituent une étape essentielle dans la caractérisation quantitative des écoulements prenant place au sein de l'aquifère de l'Ursuya, et seront utilisées dans la phase de modélisation numérique hydrodynamique.

2. Aspects qualitatifs

La signature isotopique annuelle de l'eau de pluie est le résultat de teneurs variables observées au cours du cycle hydrologique et représenté sur la figure 2-A. Il existe une corrélation positive entre les teneurs en ²H et ¹⁸O dans les précipitations mensuelles et la variation saisonnière de la température atmosphérique locale (Rozanski *et al.* 1993 ; Gonfiantini, 1996), effet saisonnier bien visible sur la figure 2-A.

Dans les eaux souterraines du massif de l'Ursuya, on observe au contraire une stabilité temporelle remarquable du signal isotopique. La variation temporelle est très faible pour l'ensemble des points d'eau souterraine contrôlés avec des coefficients de variations de 0,25 ‰ au maximum pour le δ¹⁸O (source Sc2) et 1,32 ‰ (source Sc4) au maximum pour δD. Les faibles variations temporelles observées sont dues aux caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère qui permettent une homogénéisation relative des masses d'eau. Ces résultats conduisent à émettre l'hypothèse d'un temps de séjours suffisamment long au sein de l'aquifère, permettant un lissage des variations temporelles du signal isotopique observé dans les eaux de pluies. Ce lissage est caractéristique d'un mélange de l'eau de recharge avec un grand volume d'eau souterraine stockée au cours des années précédentes (Viville *et al.* 2006), et ce malgré des circulations potentiellement rapides engendrées par la fissuration importante des gneiss encaissants du massif de l'Ursuya.

La figure 2-B présente la relation entre δD et δ¹⁸O dans les eaux souterraines ainsi que dans l'eau de pluie. Même si le contenu en isotopes stables des eaux souterraines est proche de la DML, les valeurs sont toutes légèrement appauvries par rapport à la moyenne pondérée des eaux de pluie. La moyenne des teneurs en isotopes stables de l'ensemble des eaux souterraines prélevées est de -36,8 ± 0,61 ‰ pour le δD et de -6,3 ± 0,14 ‰ pour δ¹⁸O. Dans les eaux précipitées, la moyenne pondérée est de -35,31 ‰ pour δD et de -5,71 ‰ pour δ¹⁸O. Cette légère différence entre les signatures isotopiques de l'eau souterraine et de l'eau de pluie doit être attribuée à une recharge de l'aquifère préférentiellement hivernale et automnale, confirmant ainsi les résultats du bilan hydrique présenté précédemment.

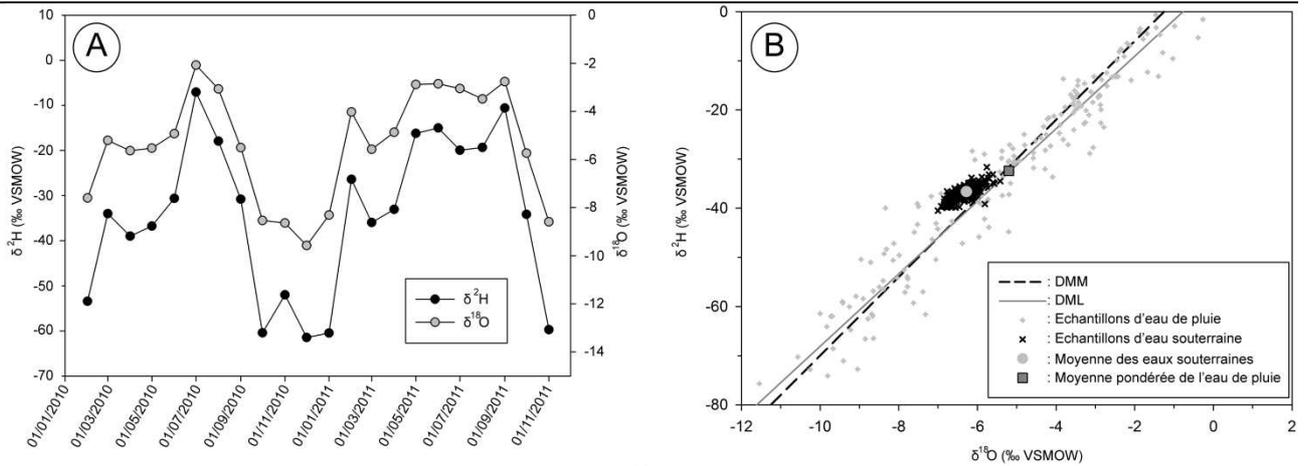


Figure 2 – A : Variation temporelle des δD et $\delta^{18}O$ dans les eaux de pluies prélevées; B : Relation $\delta^{18}O$ - δD dans les eaux souterraines et dans les eaux de pluies (échantillons individuels et moyennes; DMM = Droite Météorique Mondiale : $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$; DML = Droite Météorique Locale : $\delta D = 7,3 \delta^{18}O + 5,1$); Jaunat et al. 2013.

Afin de comparer les propriétés physico-chimiques des eaux souterraines avec celles des eaux de recharge, les concentrations des eaux d'infiltration ont été estimées. Un facteur d'enrichissement dû à l'effet de l'évapotranspiration a été déterminé en prenant en compte les hauteurs annuelles des lames d'eau précipitées et évapotranspirées précisées précédemment (le détail du calcul est présenté dans Appelo et Postma, 2005 ; Jaunat, 2012 et Jaunat *et al.* 2013). Les concentrations en Na^+ et Mg^{2+} dans les précipitations efficaces (respectivement 6,45 mg/L et 1,36 mg/L) sont présentées sur la figure 3 en parallèle des concentrations observées dans les eaux souterraines. La figure 3 permet de mettre en évidence l'existence de sources de sodium dans le réservoir souterrain. En effet, même si une majorité des échantillons d'eau souterraine présentent des concentrations équivalentes avec les eaux de recharges, six échantillons sont largement plus chargés en Na^+ (les eaux des sources Sc4, Ip6 et La7l et des forages Ip2, Osp9 et Pe4). Cet enrichissement peut être attribué à l'altération des minéraux silicatés (Négre *et al.* 2007) riches en sodium tels que l'albite. Les concentrations en Mg^{2+} des eaux souterraines sont quant à elles majoritairement supérieures à celles des précipitations efficaces.

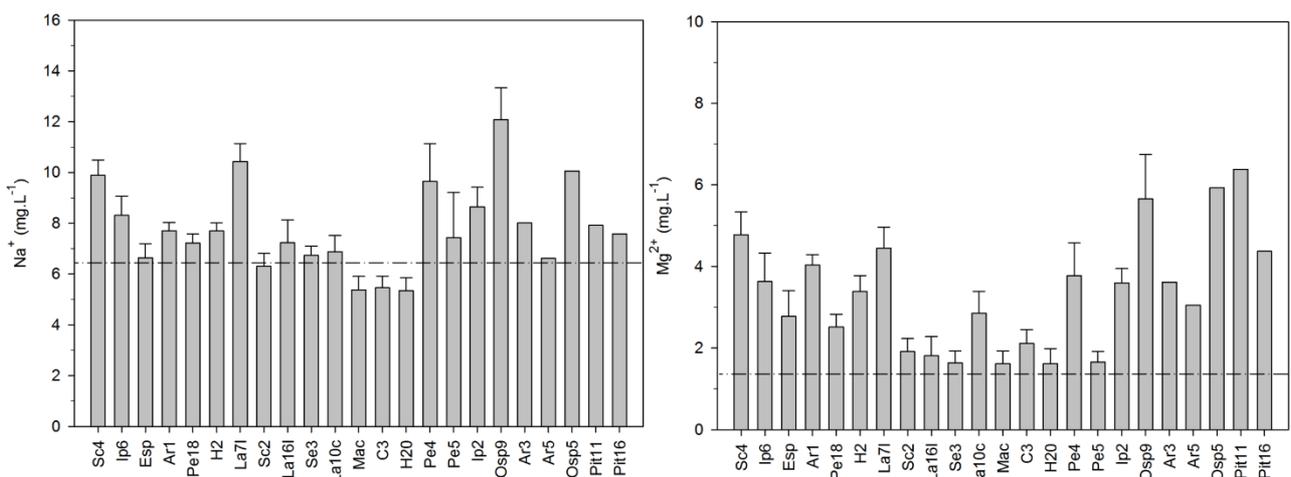


Figure 3 – Histogramme des concentrations en Na^+ et Mg^{2+} dans les eaux souterraines (et écart types correspondants) mis en parallèle avec les concentrations de la pluie efficace (traits en pointillés) ; Jaunat et al. 2013

Les sources de magnésium sont nombreuses dans les minéraux constitutifs des gneiss et des paragneiss du massif de l'Ursuya. Ainsi, la biotite, les amphiboles ou encore la cordiérite font partie du cortège de minéraux au contact de l'eau souterraine au sein de cet aquifère (Boissonnas *et al.* 1974 ; Jammes *et al.* 2009). L'enrichissement des eaux souterraines en magnésium est donc également issu de mécanismes d'interactions eau-roches par des processus d'altération des minéraux. Nous constatons néanmoins des minéralisations géographiquement variables dont l'origine est à rechercher dans les différents matériaux parcourus par l'eau et dans son temps de résidence dans le sous-sol.

IV. 2 Modalités de circulation de l'eau souterraine

Malgré une minéralisation relativement faible, la géochimie des eaux souterraines du massif de l'Ursuya présente une variabilité spatiale très importante, visible sur la figure 3. La conductivité électrique des eaux de source varie en effet entre 46 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (source Mac) et 180 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (source Sc4). De la même façon, les paramètres physico-chimiques des eaux issues des forages présentent des variations spatiales fortes avec une minéralisation allant de 64 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (forage Pe5) à 374 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (forage Osp9). Ces différences en termes de minéralisation se retrouvent logiquement dans les différents faciès observés : Ca-HCO₃ (sources Ar1, H2, Esp et forages Pe4, Pit11, Pit16, Osp5, Osp9, Ar3 Ip2), Na-HCO₃ (sources C3, H20, La7l, La16l et forage Ar5), Na-Cl (sources Ip6, La10c, Mac, Pe18, Sc2, Se3 et forage Pe5) et Ca-Cl (source Sc4). Afin de préciser les procédés d'acquisition de cette minéralisation et de mieux cerner les modalités d'écoulement de l'eau souterraine au sein des différents horizons de cet aquifère de socle très altéré, des investigations supplémentaires ont été menées afin d'acquérir des informations sur le temps de résidence de l'eau dans le sous-sol. L'utilisation des traceurs atmosphériques anthropiques CFC et SF₆ a ainsi permis de déterminer différents mode d'écoulements au sein de l'aquifère de l'Ursuya. Ces résultats de datation, combinés à la variabilité physico-chimique décrite ci-dessus et à la cartographie des formations superficielles sur le massif (figure 1), ont permis de classer les différents points de prélèvements en 5 classes résumées dans le tableau 1 (Jaunat *et al.* 2012).

Groupe 1) Pour les sources qui émergent dans la roche fissurée à l'affleurement (tableau 1, groupe 1), l'eau est faiblement minéralisée et l'âge apparent est jeune. Le modèle de mélange exponentiel est le plus approprié avec un temps de résidence moyen autour de 10 ans. La nappe est libre et le flux d'eau souterraine est rapide au travers des diaclases et fractures des gneiss et paragneiss. La minéralisation est faible, du fait du temps de contact eau-roche court et de la faible solubilité des matériaux interceptés.

Dans les altérites, les eaux des sources sont plus minéralisées que celles issues de la roche fissurée à l'affleurement et les temps de séjour peuvent être plus longs. Le modèle mélange binaire ou le modèle piston sont possibles.

Groupe 2) Dans le cas d'un mélange binaire, la couche d'altérites n'est pas assez développée pour engendrer une barrière hydraulique entre les deux horizons (altérites et roche fissurée ; tableau 1, groupe 2). Cette configuration permet un mélange entre des eaux infiltrées dans un horizon altéritique peu développé et des eaux plus anciennes circulant dans la roche fissurée sous-jacente. L'eau plus ancienne est plus minéralisée du fait d'un temps de transit et donc d'une durée d'interaction eau-roches plus importante. La géochimie globale du mélange est fortement influencée par cette eau ancienne. La minéralisation globale et les concentrations en éléments terrigènes sont plus fortes.

Groupe 3) Si les altérites sont assez développées, le mélange entre les deux niveaux d'écoulement est impossible (tableau 1, groupe 3). Le flux d'eau souterraine prend alors place uniquement dans les altérites à travers des chemins d'écoulements isolés avec des temps de séjours variables (modèle piston de 11 ans à plus de 20 ans) et des minéralisations positivement corrélées à l'âge apparent.

Groupe 4) Pour les forages, la première catégorie concerne les forages interceptant des mélanges d'eau (tableau 1, groupe 4). Dans cette situation, les modalités d'écoulement sont similaires à celles observées pour les eaux de sources issues de mélanges binaires (groupe 2). La minéralisation globale du mélange est définie par la minéralisation des deux pôles et leurs proportions. Ainsi, une faible proportion d'eau ancienne très minéralisée résulte en un mélange global présentant une forte conductivité électrique comparée à celles généralement observées sur le massif de l'Ursuya.

Type de point		Sources		Forages	
Lithologie à l'affleurement	Horizon fissuré	Altérites		Altérites ²	
		Altération faible	Altération avancée	Altération faible	Altération avancée
Gammes de minéralisation	Très faible <85 µS/cm	Faible <105 µS/cm <i>Fonction de la proportion du pôle ancien</i>	Faible <105 µS/cm <i>Corrélée avec l'âge</i>	Moyenne <150 µS/cm <i>Fonction de la proportion du pôle ancien</i>	Moyenne à forte <380 µS/cm <i>Corrélée avec l'âge</i>
Modèle de mélange	Exponentiel	Binaire	Piston	Binaire	Piston
Temps de résidence	Temps de résidence ¹ 10 à 15 ans	Au moins 30% d'eau de moins de 10 ans + au moins 55% d'eau de plus de 25 ans	11 à plus de 20 ans	Au moins 55 % d'eau de moins de 10 ans + au moins 5 % d'eau de 25 ans	10 à plus de 50 ans
Points concernés	C3, H20, Mac, La10c	Pe18, Ar1	Ip6, La7l, La16l, H2	Pt11, Pit16, Pe5, Ar5	Pe4, Ar3, Osp5, Ip2
Groupes	1	2	3	4	5

Tableau 1 – Classification des points de prélèvements en fonction des caractéristiques géologiques observées et des propriétés physico-chimiques mesurées (¹le temps de résidence correspondant au modèle de mélange exponentiel correspond au temps moyen défini par Maloszewski et Zuber en 1996, soit la durée pour laquelle 2/3 des lignes d'eau sont plus récentes ; ²bien que sous-jacents aux altérites, l'horizon fissuré est la formation captée par l'ensemble des ouvrages).

Groupe 5) Enfin, le modèle piston est le plus réaliste pour les forages qui captent les eaux les plus minéralisées (tableau 1, groupe 5). Dans ce contexte, la nappe captée est semi-captive. Des essais de pompages conduits en 2010 dans les ouvrages Ip2, Osp9 et Pe4 le confirment. Les écoulements se font ici dans la roche fissurée et/ou dans les altérites, mais sans mélange entre les deux. La couche d'altérites est alors assez développée (en termes d'épaisseur comme en termes de degré d'altération) pour empêcher les échanges. Le temps de séjour est long (26 à 42 ans) dans le cas d'écoulements dans la roche fissurée enfouie sous les altérites. L'âge apparent observé ici peut être relié à celui de la proportion ancienne des mélanges binaires (25 ans à plus de 50 ans).

IV. 3 Vers une vision prévisionniste

Dans une phase finale, le schéma conceptuel, développé à partir des investigations hydrochimiques, est utilisé pour la réalisation d'un modèle numérique hydrodynamique représentatif des observations précédemment établies. Cette transcription numérique basée sur le principe du modèle poreux équivalent a été réalisée sous Feflow 6.0 (Trefry and Muffels, 2007). La surface du massif a été discrétisée au travers d'un maillage irrégulier constitué de 74 777 éléments par couches. La discrétisation verticale s'articule autour de 5 couches de calculs représentant le modèle conceptuel précédemment décrit (horizon très altéré, horizon faiblement altéré, horizon de transition, horizon fortement fissuré, horizon faiblement fissuré et roche saine, figure 4-A). Les limites de l'aquifère sont simulées *via* des potentiels imposés. Les relations entre le réseau hydrographique et les écoulements souterrains ont été simulés par des conditions limites mixtes de Cauchy (conditions de drain). Les paramètres hydrodynamiques implémentés sont basés sur les investigations menées directement au sein des ouvrages présents sur le site et s'appuient également sur des données bibliographiques décrivant des contextes similaires (entre autres : Houston et Lewis, 1988, Maréchal *et al.* 2004, Dewandel *et al.* 2011, Lachassagne *et al.* 2011...). La calibration du modèle en régimes permanent et transitoire s'est appuyée sur les données de piézométrie à notre disposition sur une base hebdomadaire entre juillet 2009 et juillet 2012 pour le régime transitoire. Ce calage a été validé par le calcul du résidu moyen (0,89 m en régime permanent et -0,3 m en régime transitoire).

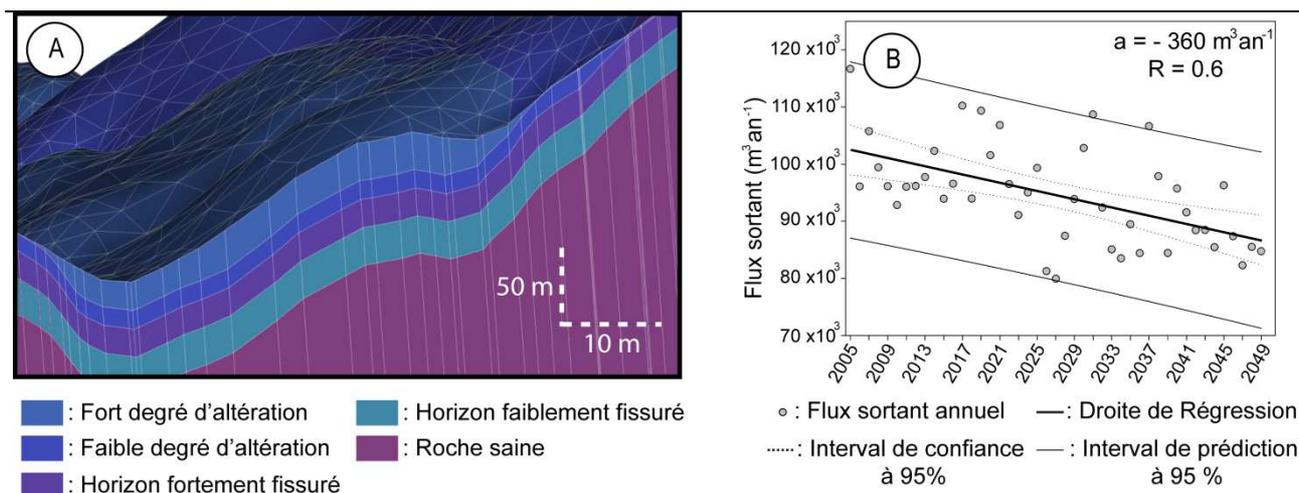


Figure 4 – A : Géométrie du modèle numérique ; B – Flux sortants du modèle simulé entre 2005 et 2050 en fonction des prévisions climatiques établies à partir du scénario A2 du GIEC

Afin d'offrir une vision à long terme de la gestion de cette ressource, l'évaluation des impacts du changement climatique sur les flux d'eau souterraine s'est avérée nécessaire. Pour ces simulations, les données de précipitations et d'ETR issus des modèles SCRATCH2010 (produites par le CERFACS, Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique; Pagé et Terray, 2010) ont été utilisées. Ces données prospectives présentent une résolution spatiale de 8 km *via* la désagrégation des données produites par le modèle ARPEGE V4.6 du CNRM (Centre National de Recherche Météorologique). Ces simulations prédictives ont été effectuées sur une période de 49 ans, entre 2001 et 2050, avec un pas de temps mensuel et selon le scénario A2 du GIEC, scénario étant le plus pessimiste vis-à-vis du réchauffement climatique. L'exploitation des eaux souterraines a également été introduite à ces simulations. En l'absence de données prospectives précises quant à l'évolution futur de l'exploitation des eaux souterraines de la zone d'étude, les volumes implémentés correspondent aux volumes mensuels moyens actuels, répétés à l'identique pour les 49 années de simulation.

La diminution des précipitations estimées est relativement faible pour les 50 prochaines années dans le Nord du Pays Basque et les simulations réalisées montrent également une diminution peu significative des charges hydrauliques du système étudié, de l'ordre d'1 mm/an. En revanche, la diminution du flux sortant de l'aquifère *via* le réseau de surface (sources et ruisseaux), est estimée à $-360 \text{ m}^3/\text{an}$, soit une réduction du volume annuel proche de $20\,000 \text{ m}^3$ en 50 ans (figure 4-B). En effet, malgré une diminution faible de la recharge, son effet sur l'ensemble de la zone pourrait être significatif. Toutefois, ce résultat doit être replacé dans le contexte des volumes exploités au sein de cet aquifère : 1,8 millions de m^3/an *via* les sources et les forages. La baisse calculée à 50 ans correspond donc à seulement 1,1% des volumes annuellement collectés. Finalement, même si les résultats de ces simulations à long terme et la diminution relativement faible des flux sortants calculés doivent être pris en compte avec attention, le changement climatique ne semble pas être un paramètre crucial dans les cinq prochaines décennies pour l'aquifère de l'Ursuya. Cependant, des simulations sur des périodes plus longue intégrant notamment l'évolution démographique et les modifications des usages de l'eau souterraine pouvant en découler pourraient conduire à des résultats différents. La mise en place de ce modèle numérique permettra la réalisation de ce type d'investigations dans les années à venir.

V. CONCLUSION

La méthodologie pluridisciplinaire utilisée au cours de cette étude a permis d'apporter des précisions sur le fonctionnement des aquifères de socle constitués de matériaux plus ou moins altérés tout en offrant aux gestionnaires de cette ressource des outils d'aide à la décision quant à sa gestion à long terme. Ainsi, l'impact du profil d'altération sur la minéralisation de l'eau souterraine et sur les différents modes d'écoulements est clairement mis en évidence.

Les temps de résidence et les processus d'interaction eau-roche sont fortement corrélés à la présence des altérites et à leur degré d'altération. Le schéma conceptuel descriptif des écoulements souterrains mis en place sur ce site d'étude est tout à fait transposable à tout aquifère de socle répondant aux caractéristiques de forte altération et de relief important. D'autre part, la modélisation numérique hydrodynamique réalisée confirme la possibilité d'accroître les prélèvements au sein de cette ressource tout en considérant les évolutions climatiques à venir.

Remerciements :

Cette étude a été soutenue financièrement par le Conseil Général des Pyrénées Atlantiques, le Conseil Régional d'Aquitaine, l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et le Fonds Européen de Développement Régional (FEDER). Les auteurs tiennent à remercier les municipalités de Bayonne, Hasparren, Cambo-les-Bains et de les SIAEP de Mendionde-Macaye et Bonloc-Louhossoa pour leur soutien et leur contribution à la mise en œuvre de ce projet.

Références bibliographiques :

- Allen, G. G., Pereira, L. S., Raes, D. Et Smith, M., (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - *FAO Irrigation and drainage paper 56*, 326 p.
- Appelo, C.A.J. Et Postma, D. (2005). Geochemistry, groundwater and pollution 2nd edition. *Balkema Publishers*, 649 p.
- Boissonnas, J., Le Pochat, G., Thibault, C. Et Bernatzk, M., (1974). Carte géologique d'Iholdy au 1/50 000 n° 1027 et notice explicative, *BRGM*, 36p.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Zaidi, F. K. Et Chandra, S., (2011). A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: Example of a quartz reef in granitic terrain in South India, *Journal of Hydrology*, 405, 474-487.
- Gonfiantini, R., (1996). On the isotopic composition of precipitation, in Jean Charles Fontes (1936-1994), Un souvenir, *Proceedings, International Symposium, European Geologist*, 2, 5-8.
- Houston, J. Et Lewis, R., (198). The Victoria province drought relief project, II. Borehole yield relationships, *Ground Water*, 26, 418-426.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L. Et Masini, E., (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees, *Tectonics*, 28, TC4012, 24p.
- Jaunat, J. (2012). Caractérisation des écoulements souterrains en milieu fissuré par approche couplée hydrologie-géochimie-hydrodynamisme Application au massif de l'Ursuya (Pays Basque, France), *Thèse de doctorat de l'Université Michel De Montaigne Bordeaux 3*, 346 p.
- Jaunat J., Celle-Jeanton H., Huneau F., Dupuy A. Et Le Coustumer P. (2013). Characterization of the input signal to aquifers in the French Basque Country: emphasis on parameters influencing the chemical and isotopic composition of recharge waters. *Journal of Hydrology*, 496, 57-70.
- Jaunat, J., Huneau, F., Dupuy, A., Celle-Jeanton, H., Vergnaud-Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T. Et Le Coustumer, P., (2012). Hydrochemical data and groundwater dating to infer differential flowpaths through weathered profiles of a fractured aquifer, *Applied Geochemistry*, 27 2053-2067.
- Labasque, T., Ayraud, V., Aquilina, L. Et Le Corre, P., (2006). Dosage des composés chlorofluorocarbonatés et du tétrachlorure de carbone dans les eaux souterraines. Application à la datation des eaux, *Cahiers techniques de Géosciences Rennes*, 4, 51 p.
- Lachassagne, P., Wyns, R. Et Dewandel, B., (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes, *Terra Nova*, 23, 145-161.
- Maloszewski, P. Et Zuber, A., (1996). Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data, *Manual on mathematical models in isotope hydrogeology, IAEA-TECDOC-910*, 9-58.
- Maréchal, J., Dewandel, B. Et Subrahmanyam, K., (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer, *Water Resources Research*, 40, W11508.
- Pagé, C. Et Terray, L., (2010). Nouvelles projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21ème siècle : les scénarii SCRATCH2010. *CERFACS Technical Report TR/CMGC/10/58, Toulouse, France*, 3 p.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L. Et Gonfiantini, R., (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation, in Continental isotope indicators of climate, *American Geophysical Union*, 78, 1-36.
- Trefry, M. G. Et Muffels, C. (2007). FEFLOW: A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool, *Ground Water*, 45, 525-528.
- Viville, D., Ladouche, B. Et Bariac, T., (2006). Isotope hydrological study of mean transit time in the granitic Strengbach catchment (Vosges massif, France): application of the FlowPC model with modified input function, *Hydrological Processes*, 20, 1737-1751.