

Complexité des circulations dans l'aquifère alluvial de la plaine d'Aoste (Italie) : mise en évidence par l'hydrogéochimie

Autor(en): **Novel, Jean-Paul / Puig, Jean-Michel / Zuppi, Gian-Maria**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **95 (2002)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-168963>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Complexité des circulations dans l'aquifère alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): mise en évidence par l'hydrogéochimie

JEAN-PAUL NOVEL¹, JEAN-MICHEL PUIG², GIAN-MARIA ZUPPI³, MARTIAL DRAY¹, MARC DZIKOWSKI⁴, CLAUDE JUSSEURAND¹, ERICA MONEY⁵, GÉRARD NICOUD⁴, AURÈLE PARRIAUX⁶, FABRIZIO POLLICINI⁵

Mots clés: hydrogéologie, chimie des eaux, isotopes du milieu, Vallée d'Aoste, Alpes, Italie

Key words: hydrogeology, water chemistry, environmental isotopes, Aosta Valley, Alps, Italy

Parole-Chiave: idrogeologia, chimica delle acque, isotopi ambientali, Valle d'Aosta, Alpi, Italia

RESUME

La plaine d'Aoste, comme toutes les vallées alluviales intra-massifs, est un système hydrogéologique où un aquifère détritico complexe reçoit les apports de plusieurs sous-bassins. Dans ces vallées, on ne peut plus admettre la conservation simultanée des signaux hydrauliques (transfert de pression) et chimiques (transfert de masse) entre l'entrée et la sortie. Si on sait que des hétérogénéités verticales sont la cause de discontinuités hydrauliques et chimiques, dans le cas de la Vallée d'Aoste il faut admettre aussi l'existence de discontinuités latérales dans un même corps sédimentaire en continuité hydraulique. L'évolution géochimique est la résultante de multiples influences naturelles et anthropiques qui marquent les écoulements. Dans la plaine d'Aoste, ces mécanismes ont pu être reconstitués dans l'espace et dans le temps grâce à la chimie des eaux et aux isotopes du milieu.

RIASSUNTO

La pianura di Aosta, così come tutte le valli poste all'interno di massicci, è un sistema idrogeologico, ove un acquifero detritico e complesso riceve apporti da parte dei sottobacini idrografici ad esso sottesi. In queste valli non si può più ammettere la simultanea conservazione dei segnali idraulici (transfert di pressione) e chimici (transfert di massa) tra l'ingresso a monte e l'uscita a

valle, come fino ad ora ammesso. Se si accetta comunemente che le eterogeneità verticali sono la causa delle discontinuità idrauliche e chimiche, nella la piana di Aosta occorre anche accettare, la presenza di discontinuità laterali, all'interno dello stesso corpo sedimentario, pur mantenendo la continuità idraulica. L'evoluzione geochemica è, dunque, la risultante delle numerose influenze naturali ed antropiche, che marciano i differenti scorrimenti sotterranei. Nella piana di Aosta, la chimica delle acque e gli isotopi ambientali, hanno potuto ricostruire questi meccanismi nel tempo e nello spazio.

ABSTRACT

The Aosta plain like any intra-ridge alluvial valley, is a hydrogeological system where a multilayer detritic aquifer is recharged by several subwatersheds. In such valleys the preservation of the chemical (mass transfert) and hydraulic (pressure transfert) signals from upstream (input) to downstream (output) can no longer be accepted. Considering the fact that vertical heterogeneities engender hydraulic and chemical discontinuities, in Aosta plain the occurrence of lateral discontinuities in the same sedimentary body, in hydraulic continuity, should also be taken into account. The geochemical evolution is the result of multiple natural and anthropogenic influences which mark out the groundwater flows. In the Aosta plain these mechanisms have been set up in space and time by the means of water chemistry and environmental isotopes.

Introduction

Dans les parties supérieures des vallées alpines, le réseau d'approvisionnement en eau pour les besoins des populations et de l'agriculture était jusqu'à ces dernières décennies essentiellement alimenté gravitairement par des sources localisées sur les versants. Le développement rapide de l'industrie puis du tourisme, l'intensification de l'agriculture ont fait augmenter une demande qui aujourd'hui dépasse fréquemment les possibilités

aisément exploitables des aquifères de versant. L'utilisation de la ressource située dans les plaines alluviales est devenu alors nécessaire.

Du point de vue sédimentologique, le remplissage quaternaire de ces plaines alluviales procède souvent d'une manière typique. Schématiquement, on trouve une succession comprenant, le retrait glaciaire, des mouvements de versant, la pré-

¹ Centre de Recherches Géodynamiques, Université P. et M. Curie, BP 510, 47 av. de Corzent, 74203 Thonon-les-Bains, France

² Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Laboratoire de Géologie, 33 rue Louis Pasteur, 84000 Avignon, France

³ Università Ca' Foscari di Venezia, Dipartimento di Scienze Ambientali, Calle Larga Santa Marta, Dorsoduro 2137, 30123 Venezia, Italia

⁴ Laboratoire de Géologie et d'Hydrogéologie des Aquifères de Montagne, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France

⁵ Università di Torino, Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche, via Valperga Caluso 37, 10125 Torino, Italia

⁶ GEOLEP – Laboratoire de géologie, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 1015 Lausanne, Suisse

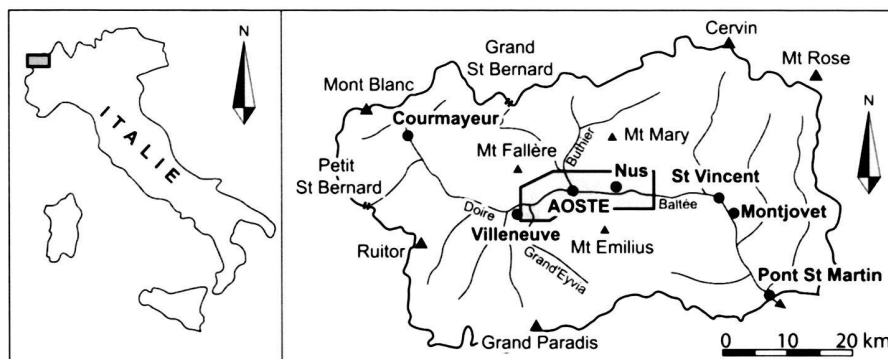


Fig. 1. Localisation de la zone étudiée en Val d'Aoste
 Fig. 1. Setting of the studied area in the Aosta Valley

sence d'un lac et le comblement de ce dernier par une sédimentation d'abord lacustre, puis deltaïque et fluvio-torrentielle (Nicoud et al. 1987; Parriaux & Nicoud 1993; Vaudan 2000). Cette évolution aboutit généralement à la mise en place d'un système aquifère dans les sédiments graveleux fluviaux supérieurs. L'origine diverse des dépôts quaternaires, la présence de cônes de déjection torrentielle latéraux, ainsi que les méandres successifs de la rivière principale conduisent, au sein du système aquifère, à une très grande variabilité tant verticale qu'horizontale des perméabilités moyennes (Schulze-Makuch et al. 1999; Teles et al. 1998).

La ressource en eau souterraine de ces plaines intra-massifs est contrôlée sous tous les climats par les précipitations efficaces directes, les relations avec le réseau hydrographique de surface et les apports des versants (Burns et al. 2001; Mattle et al. 2001; Nicoud & Maillat-Guy 1990; Sarrot-Reynaud 1990). Les pertes directes du réseau hydrographique, de même que les apports souterrains à ce réseau, sont généralement mesurables par des jaugeages différentiels. En revanche, les contributions des versants au milieu alluvial sont très difficiles à évaluer, tant dans l'espace que dans le temps. En effet, le passage du milieu fracturé des versants au milieu poreux du comblement détritique de la plaine correspond à un changement brutal du mode de fonctionnement hydrodynamique (Ohlmacher 1990). Dans un cas, la circulation s'effectue à l'intérieur de discontinuités singulières du substratum jusqu'à des exutoires localisés. Dans l'autre cas, on a affaire à un écoulement tridimensionnel, avec un débit variable à travers une section donnée.

Cet écoulement ne peut se manifester du point de vue piézométrique que lorsque la charge hydraulique du milieu fracturé dépasse largement celle du milieu poreux. Toutefois, l'absence d'anomalies piézométriques décelables ne signifie pas l'inexistence d'apports latéraux. Dans ce cas, la géochimie peut permettre de dépister la vidange de fissures dans des alluvions conductives, et donc compléter de manière indispensable la pure approche hydraulique (Abbott et al. 2000; Guglielmi et al. 2000; Schürch et al. 1999).

Ainsi, au sein des régions péri-alpines, cette pénurie d'eau de bonne qualité dans les plaines, et la nécessité d'exploiter de

nouvelles ressources, poussent à mieux comprendre les interactions entre ces milieux hydrogéologiquement différents.

Dans le cadre d'un Programme International d'Action Hydrogéologique en Vallée d'Aoste (P.I.A.H.V.A.) une étude a été menée pour préciser entre autres objectifs, l'alimentation des corps sédimentaires par les rivières et par les versants, et les caractéristiques des eaux souterraines du milieu alluvial (Nicoud et al. 1999; Novel et al. 1995, 1999; P.I.A.H.V.A. 1994, 1996).

La plaine d'Aoste par sa géométrie bien définie est un bel exemple d'étude qui pourra être appliqué dans des situations comparables.

I – Cadre géographique et géologique

La plaine d'Aoste se situe au cœur de la Vallée de la Doire Baltée, à l'Est du massif du Mont-Blanc (Fig. 1). Cette région est celle du changement de la direction axiale des Alpes: méridienne au sud du massif (Alpes franco-italiennes: Maritimes, Cotiennes et Gratiennes), elle bifurque ensuite vers l'Est (Alpes italo-suisse: Penniques).

La Doire Baltée s'aligne selon une faille Est-Quest qui a guidé l'implantation de la vallée glaciaire (Fig. 2). La plaine d'Aoste, de même allongement, présente des versants rocheux composés pour partie d'éléments de la nappe pennique des Schistes Lustrés, et pour partie de matériaux de la nappe de la Dent Blanche (Caby 1981; Canepa et al. 1990; Elter 1971). La plaine est caractérisée à l'amont par la présence d'un aquifère unique sablo-graveleux à caillouteux. Son épaisseur est d'environ 80 m à l'aplomb de la ville d'Aoste. A l'aval en revanche, le système présente deux aquifères superposés séparés par un niveau de limons sableux peu perméables d'environ 5 m d'épaisseur (Fig. 3). Ce système bicouche rencontre à l'aval un verrou glaciaire surmonté par des dépôts de versant de mise en place catastrophique (Nicoud et al. 1999). L'aquifère captif puissant de 25 m environ se ferme en biseau sur le verrou qui réduit de 30 à 20 mètres l'épaisseur de l'aquifère supérieur. L'ensemble du remplissage détritique de la vallée est le résultat d'une dynamique lacustre complexe. L'origine de cette configuration hydrogéologique est attribuée à la succession de

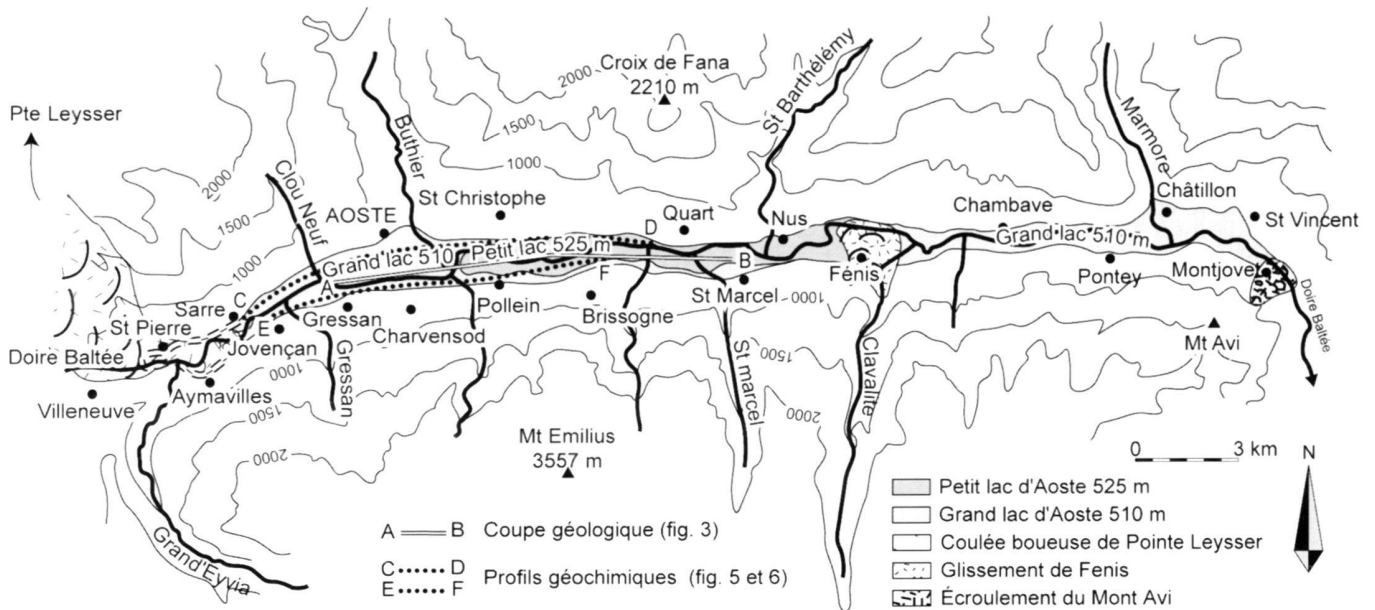


Fig. 2. Détail de la plaine d'Aoste et situation des paléolacs holocènes
 Fig. 2. Details of the Aosta Plain and spotting of the Holocene paleolakes

deux lacs après le retrait glaciaire. Le premier s'est installé à la faveur d'un écoulement rocheux, vraisemblablement contemporain de la déglaciation würmienne, à la hauteur de Montjovet (Fig. 2). Le second, plus récent, a été créé par des coulées boueuses entre Nus et Fénis. Les sédiments limono-argileux du second lac, qui reposent sur ceux du premier, forment l'aquiclude entre les deux aquifères superposés (Nicoud et al. 1999).

II – Conditions hydrologiques

La recharge des aquifères provient essentiellement des pertes de la Doire, et dans une moindre mesure des apports de ses affluents par l'intermédiaire de leurs cônes de déjection (Novel et al. 1999).

La piézométrie du système monocouche amont et de l'aquifère supérieur aval est contrôlée par la Doire, avec de très légères déformations des isopièzes au droit des cônes de déjection traduisant apparemment de faibles apports souterrains des versants (P.I.A.H.V.A. 1996). Les gradients hydrauliques sont de l'ordre de 5 pour mille dans le sens Ouest-Est. La charge hydraulique de l'aquifère supérieur et l'extension de l'aquiclude contrôlent les mouvements dans l'aquifère captif. Toutefois, à l'intérieur de la plaine, les relations eaux de surface – eaux souterraines sont variables. Entre Sarre et Charvensod (Fig. 2), la Doire fournit à la nappe environ $5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en hautes eaux et $3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en basses eaux. De même, entre Pollein et Quart l'apport par la rivière est évalué à $0,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en hautes et basses eaux. Au contraire, entre Charvensod et Pollein, la

Doire reçoit de la nappe $5,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en hautes eaux, et un peu moins de $4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en basses eaux (Pollicini 1994; P.I.A.H.V.A. 1996).

Le bilan hydrologique global de la plaine indique, toutefois, que les aquifères reçoivent des versants une contribution d'environ $0,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, pratiquement constante durant l'année. Ce bilan est donc la résultante des influences complexes que la nature des roches, la tectonique et les facteurs climatiques exercent sur les écoulements. L'utilisation des données de l'hydrochimie et des isotopes du milieu permet d'en détailler les mécanismes.

III – Apports de l'hydrochimie et des isotopes de la molécule d'eau

Hydrochimie

L'étude chimique des eaux souterraines, surtout d'une plaine si limitée, doit prendre en considération l'évolution annuelle de l'hydrochimie des cours d'eau les plus importants.

Il apparaît que l'intensité du signal chimique des eaux de surface est inversement proportionnelle au débit. La teneur en sels dissous (TSD) des eaux de la Doire, à l'entrée de la plaine d'Aoste, trouve son maximum en hiver (Conductivité Electrique de $460 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), quand les apports verticaux et latéraux sont bloqués. Le débit provient alors essentiellement de l'écoulement de base des systèmes hydrogéologiques amont et des torrents sous-glaciaires (Novel et al. 1995). Au contraire, la crue de printemps apporte une dilution de la réserve régionale

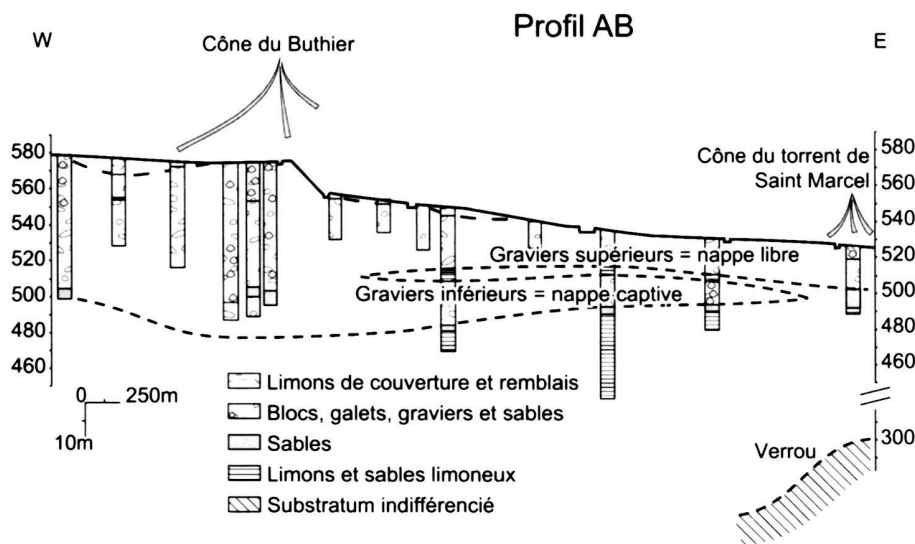


Fig. 3. Coupe longitudinale des dépôts quaternaires de la plaine d'Aoste
 Fig. 3. Longitudinal profile of the Quaternary deposits of the Aosta Plain

(C.E. de $150 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en mai), par suite des précipitations et de la fonte des neiges en altitude. La valeur moyenne annuelle de la C.E. est d'environ $250 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Le faciès chimique de la Doire est typiquement bicarbonaté calcique (85% de HCO_3^- pour les anions et 85% de Ca^{++} pour les cations).

Un cycle annuel semblable, mais plus marqué à cause de la surface réduite des bassins versants, est observable sur les affluents. Ces bassins répondent, en effet, avec un faible retard aux impulsions thermiques du printemps et aux perturbations météoriques. Leurs eaux de surface sont caractérisées par un faciès bicarbonaté calcique, à l'exception de trois torrents (Fig. 2) situés dans la couverture piémontaise (Gressan, Clou Neuf et Grand Eyvia), dont les eaux ont un faciès sulfaté calcique. La Grand Eyvia montre une remarquable variation saisonnière: le faciès typiquement sulfaté calcique des eaux d'été d'été (écoulement de base triasique) devient bicarbonaté calcique pendant les périodes pluvieuses du printemps et de l'automne (apports des circuits hydrologiques superficiels du bassin versant). La conductivité électrique peut varier dans les eaux du réseau secondaire d'un facteur cinq et plus (la Grand Eyvia passe de 100 à $550 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) entre le printemps et l'hiver.

Sous un diagramme de Piper (P.I.A.H.V.A. 1994; Pollicini 1994), les données chimiques du réseau hydrographique latéral montrent que les pôles extrêmes sont formés par les eaux des torrents Gressan et Clou Neuf (70% de SO_4^- et 35% de Mg^{++}) et celles du Torrent Saint Marcel (90% de HCO_3^- et 90% de Ca). Le Buthier, principal affluent de rive gauche se positionne près du pôle Saint Marcel (80% de HCO_3^- et 80% de Ca^{++}).

Les eaux souterraines des vallées reçoivent des bassins latéraux l'héritage de leurs caractéristiques chimiques liées au contexte géologique. Cela permet de définir une répartition qualitative entre les influences de l'axe principal et celles des

versants; un modèle a permis de quantifier et de mettre en évidence les zones et les types d'échanges (Triganon et al. 2002).

Dans le système aquifère, les eaux de la nappe supérieure sont essentiellement bicarbonatées calciques. Toutefois, dans la commune de Charvensod les eaux deviennent sulfatées calciques en rive droite de la Doire. La teneur en sulfates atteint $450 \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ portant ainsi la C.E. à $1200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (P.I.A.H.V.A. 1994). A l'aval, on retrouve le faciès bicarbonaté-calcique sur les deux rives (Fig. 4). La présence, principalement en rive droite, d'eau du type sulfaté-calcique à la fois dans le réseau hydrographique de surface et le milieu souterrain s'explique par les conditions géologiques régionales.

En effet, le substratum de la rive droite de la vallée de la Doire Baltée, d'Aymaville jusqu'à l'aval d'Aoste, est formé par un empilement de nappes de charriage appartenant à un vaste monoclin incliné vers le Nord. Les nappes structurellement les plus basses appartiennent au domaine pennique alpin (nappes briançonnaises et nappes des Schistes Lustrés). Le polyphasage tectonique et le métamorphisme expliquent les imbrications tectoniques entre unités. Les nappes structurellement les plus hautes sont également composites, formées par un ensemble de roches métamorphiques, dont certaines polycycliques, et issus du domaine sud-alpin.

D'une manière générale, les limites de chacune des nappes tectoniques et tout particulièrement les nappes penniques, sont soulignées par des brèches tectoniques d'origine diverse et, ou, par un ensemble diversifié de roches dont des évaporites (anhydrite et gypses), des dolomies et des cargneules. Evaporites et dolomies sont d'âge triasique; les cargneules en revanche, sorte de brèches tectoniques carbonatées vacuolaires, sont nées à partir du Crétacé supérieur et pendant le Tertiaire, c'est-à-dire au cours des crises tectoniques majeures, au dépens des dolomies triasiques pour l'essentiel. Dans le détail,

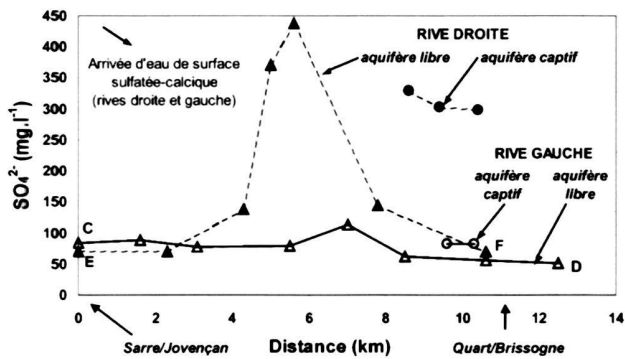


Fig. 4. Evolution de la teneur en sulfates dissous dans l'aquifère en rive droite et en rive gauche de la Doire
 Fig. 4. Evolution of dissolved sulfates in the aquifer in the right and left banks of the river Dora

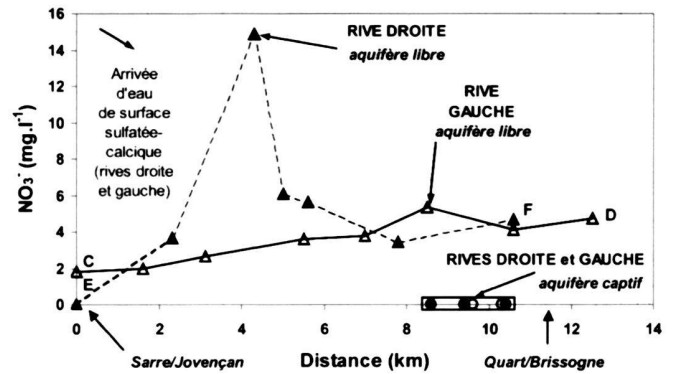


Fig. 5. Evolution de la teneur en nitrates dissous dans l'aquifère en rive droite et en rive gauche de la Doire
 Fig. 5. Evolution of dissolved nitrates in the aquifer in the right and left bank of the river Dora

les relations entre ces trois termes sont complexes et les importances relatives très variables. Au-dessus de ce substratum rocheux compact viennent les classiques formations meubles quaternaires des régions montagneuses, des moraines notamment. Elles restent cependant pelliculaires. Enfin, l'ensemble de ces matériaux participe à quelques glissements et tassements anciens de versant.

Les forages qui exploitent l'aquifère captif sont peu nombreux. Les eaux captées sont sulfatées calciques en rive droite. En rive gauche, seuls deux forages atteignent l'aquifère captif et montrent des eaux bicarbonatées calciques.

La présence exceptionnelle de concentrations élevées en nitrates dans l'aquifère superficiel met en évidence la vulnérabilité des aquifères aux activités anthropiques. Les seuls pics reconnus sont surtout situés en zone péri-urbaine et liés vraisemblablement à des accidents occasionnels sur le réseau d'évacuation des eaux usées. La conductivité hydraulique élevée de la plaine alluviale permet un transfert rapide de polluants, et donc de déceler cette contribution dans des délais très courts. Néanmoins, les teneurs pratiquement constantes et inférieures à 10 mg.L⁻¹ ne permettent pas de les utiliser en tant que traceur de l'écoulement dans la plaine. En effet, le système d'irrigation agricole, très développé et essentiellement alimenté par les eaux faiblement chargées des torrents latéraux, dilue et ainsi masque la présence éventuelle de polluants. En outre, les processus de dénitrification expliquent la rapide disparition des nitrates dès leur entrée en zone captive (Böttcher et al. 1992; Pauwels et al. 2001).

L'aquifère alluvial montre donc des variations de faciès hydrochimique à la fois entre l'amont et l'aval, entre rive gauche et rive droite, et pour le secteur aval bicouche entre niveaux supérieur et inférieur (Fig. 5). En rive droite, l'évolution chimique de l'eau marque le passage en zone captive par une diminution des sulfates et des alcalino-terreux issus du secteur de Gressan. Au contraire, l'alcalinité reste stable. En rive

gauche, l'évolution chimique de l'eau témoigne de l'interaction eau – réservoir avec une augmentation de la réserve alcaline (P.I.A.H.V.A. 1994; Novel 1995). A partir de Saint Christophe, on assiste à une diminution de la minéralisation des eaux à la fois de la nappe superficielle et de la nappe captive.

Les isotopes de la molécule d'eau

Les échantillons ont été analysés au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon-les-Bains (Université Pierre et Marie Curie), et au laboratoire d'Hydrogéologie et de Géochimie Appliquée de l'Université de Turin, suivant les méthodes classiques de la spectrométrie de masse (²H, ¹⁸O, ¹³C, ³⁴S). Les compositions isotopiques sont données par rapport aux étalons internationaux (Vienna-SMOW, Vienna-PDB, Vienna-CD) et sont exprimées en unité ‰. L'erreur analytique sur la mesure du rapport isotopique est de ± 1.0 ‰ pour δ²H, ± 0.1 ‰ pour δ¹⁸O, ± 0.2 ‰ pour δ¹³C et ± 1.0 ‰ pour δ³⁴S.

Les signaux isotopiques en Oxygène-18 (δ¹⁸O) des eaux souterraines (nappes alluviales libre et captive) montrent une variation saisonnière très faible, à la limite de l'incertitude analytique (Novel et al. 1999). Au contraire, une diminution significative de l'amont vers l'aval est observée. Cela met en évidence le fait que non seulement la Doire, mais aussi les bassins versants latéraux participent à la recharge des aquifères de la plaine. En effet, certains bassins versants latéraux ne présentent pas de couverture glaciaire et répondent rapidement aux variations météorologiques. Il n'y a pas d'indices de fractionnements isotopiques significatifs: sur le diagramme classique δ²H vs δ¹⁸O (Fig. 6), tous les points (tableau 1) s'alignent sur la droite météorique locale (Adorni et al. 2001; Craig 1961; Ravello 1992), dont l'excès en deutérium est de + 13 ‰. Cet excès en deutérium témoigne de l'origine méditerranéenne d'une grande partie des précipitations qui alimentent ces bassins versants (Dray et al. 1998).

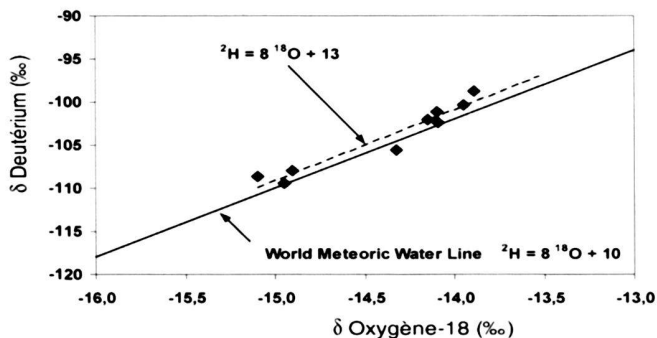


Fig. 6. Diagramme de Craig (1961) pour les eaux souterraines et droite météorique locale
 Fig. 6. Plot of $\delta^{18}O$ against δ^2H in groundwaters and in local precipitation in the Aosta Valley

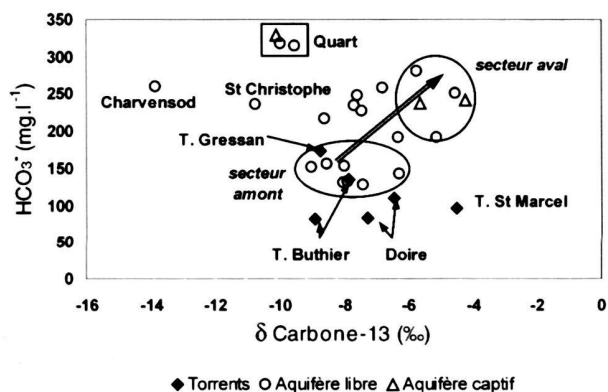


Fig. 7. Réserve alcaline en fonction du $\delta^{13}C$ du CTD dans les eaux de la plaine d'Aoste
 Fig. 7. Relationship between alkalinity (DIC) and $\delta^{13}C$ in the groundwaters of the Aosta Valley

Le Tritium (3H) montre, de l'amont vers l'aval, à la fois une augmentation des teneurs et une diminution de la dispersion du signal (Novel 1995; P.I.A.H.V.A. 1994). Ceci indique une augmentation de l'âge moyen des eaux dans la plaine et une homogénéisation de tous les signaux. Cet âge moyen varie de 4 à 7 ans pour les eaux de l'aquifère libre, et de 20 à 50 ans pour les eaux captives (Novel 1995; Novel et al. 1999).

IV – Résultats nouveaux fournis par le Carbone-13 et le Soufre-34: interprétation et discussion

Le carbone-13 ($\delta^{13}C$) apporte des renseignements sur l'environnement de formation et sur le degré d'évolution biochimique qui a conditionné la distribution des espèces dissoutes H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-} . En d'autres termes, à partir de l'équilibre entre l'eau et le CO_2 , lorsque les processus de minéralisation dans le sol liés aux circulations sont mis en place, il de-

vient possible d'évaluer des variations qui dépendent du matériel avec lequel l'eau a interagi (matrice carbonatée ou matrice biologique), et de contributions ultérieures reçues par la nappe (apports souterrains latéraux ou sources de pollution).

Par ailleurs, les échanges de l'eau avec les diverses matrices de l'aquifère, et la présence d'apports extérieurs à la nappe, peuvent être mis en évidence grâce à l'analyse du soufre-34 ($\delta^{34}S$). En hydrologie les échanges entre les composés du soufre, en phase liquide ou en phase solide, sont essentiellement liés à des processus d'oxydation et de réduction. Ces processus induisent des phénomènes de fractionnement qui sont amplifiés par la présence de biocatalyseurs, ceux-ci accélérant les réactions chimiques et isotopiques.

Ainsi, le couple $\delta^{13}C - \delta^{34}S$ permet de définir avec plus de précision l'activité biologique qui est la principale cause de ségrégation isotopique entre éléments stables.

Le carbone-13 analysé sur le Carbone Total Dissous (CTD) confirme les hypothèses suggérées par la chimie. Sur un diagramme $\delta^{13}C$ en fonction de la réserve alcaline (Fig. 7), deux pôles sont mis en évidence: la recharge actuelle qui est caractérisée par une valeur en $\delta^{13}C$ du CTD d'environ $-9 \delta\text{‰}$, et l'eau en présence d'une matrice carbonatée de l'aquifère captif qui a une composition isotopique de $-4 \delta\text{‰}$.

En effet, à l'équilibre, l'enrichissement isotopique entre les phases solide et aqueuse est faible: environ $0,42 \delta\text{‰}$ à 10 °C (Clark & Fritz 1997). Le $\delta^{13}C$ de l'encaissant serait donc $-3,6 \delta\text{‰}$ environ dans l'aquifère captif (rive droite). Au contraire, les eaux des aquifères libre et captif en rive gauche n'atteignent pas l'équilibre isotopique.

L'enrichissement isotopique entre les phases gazeuse et aqueuse est de $-10 \delta\text{‰}$ environ vers $10-15 \text{ °C}$, ce qui correspond à un $\delta^{13}C$ du CO_2 de la zone non saturée à $-20 \delta\text{‰}$.

Mais comme le CTD de l'eau de la nappe à $-9 \delta\text{‰}$ provient du mélange des recharges successives, l'équilibre théorique entre carbonates de l'encaissant et HCO_3^- n'a pas lieu de façon aussi simple. En effet, l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite est souvent atteint en amont de l'aquifère de la plaine (Money 1997). Par ailleurs, la simplification précédemment proposée ne tient pas compte du passage d'un système ouvert à un système fermé. Les deux chiffres $-9 \delta\text{‰}$ et $-4 \delta\text{‰}$ sont des valeurs qui résultent de phénomènes bien plus complexes.

En appliquant l'équation du bilan de masse, et en prenant le $\delta^{13}C$ de l'encaissant à $0 \pm 1 \delta\text{‰}$ (Money 1997), on peut admettre que le CTD de la nappe provient à environ 40% de la recharge et 60% de l'encaissant.

Toutefois, il apparaît que le long des directions d'écoulement les CTD des eaux tendent vers l'équilibre, et en même temps s'enrichissent isotopiquement.

Certaines eaux superficielles (Doire à Brissogne et torrent de Saint Marcel) et souterraines échappent à cette tendance évolutive. A Saint Marcel, ceci est dû au fait que les eaux ont été échantillonnées à l'aval d'un système naturel et artificiel de chutes et cascades qui facilite la précipitation de carbonates secondaires en basses eaux et qui sont remis en solution durant les hautes eaux (Carrozza 1994). En revanche, les eaux de la

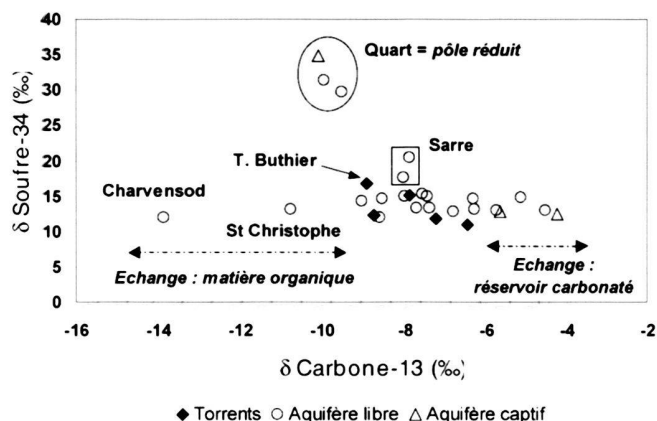


Fig. 8. Diagramme $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{34}\text{S}$ dans les eaux de la plaine d'Aoste
 Fig. 8. Diagram $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{34}\text{S}$ in the groundwaters of the Aosta Valley

Doire échantillonnées à Brissogne (verrou aval de la plaine alluviale d'Aoste) représentent le mélange de toutes les eaux superficielles dérivées dans la haute vallée et turbinées par les centrales hydroélectriques, ainsi que des eaux souterraines circulant dans l'ensemble des aquifères.

Les eaux souterraines des puits de St Christophe, Charvensod et Quart montrent un appauvrissement isotopique en $\delta^{13}\text{C}$ du CTD d'au moins 5 ‰ et une augmentation de l'alcalinité d'environ 100 mg.L⁻¹ (tableau 1). La teneur en $\delta^{13}\text{C}$ peut s'expliquer par l'apport de matière organique (anthropique) provenant de la surface (Charvensod, St Christophe) ou par la présence dans les limons argileux d'origine lacustre de matière organique fossile (Quart). Le carbone organique s'oxyde en système ouvert (St Christophe, Charvensod) ou aux dépens des sulfates en milieu confiné (Quart), augmentant ainsi dans les deux cas le CTD (Buckau et al. 2000; Correll et al. 2001; Shibata et al. 2001). En rive gauche la faible concentration en sulfates est contrôlée par les apports latéraux. En outre, la réduction des sulfates est prouvée par leur enrichissement en $\delta^{34}\text{S}$ de plus de 15 ‰.

Tous les phénomènes d'oxydoréduction, ainsi que les différentes origines des eaux sont bien mises en évidence par le diagramme $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{34}\text{S}$ (Fig. 8). Celui-ci montre que le signal triasique en $\delta^{34}\text{S}$ à +12 ‰ apparaît commun aux eaux superficielles et souterraines de toute la plaine. Il indique d'une part le passage dans la zone saturée d'un flux riche en matière organique appauvrissant la teneur en $\delta^{13}\text{C}$ (Charvensod, St Christophe), et d'autre part l'enrichissement en $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates résiduels dans le secteur de Quart. Toutefois, la teneur isotopique en $\delta^{34}\text{S}$ de certains points (Sarre, torrent Buthier) suggère un processus de réduction des sulfates dissous dans le cône de déjection qui alimente la plaine alluviale. Le signal triasique est représenté dans le diagramme $\delta^{34}\text{S}$ vs SO_4 (Fig. 9) par les points de rive droite: torrent de Gressan et nappe supérieure à Charvensod, ainsi que l'aquifère captif à l'aval. Ceci

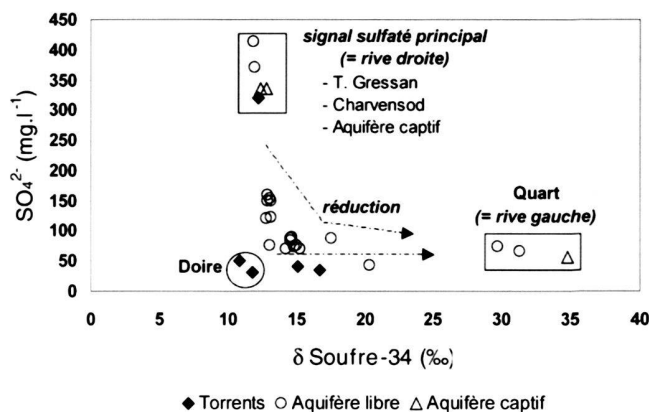


Fig. 9. Diagramme $\delta^{34}\text{S}$ vs SO_4^{2-} dans les eaux de la plaine d'Aoste
 Fig. 9. Diagram $\delta^{34}\text{S}$ vs SO_4^{2-} in the groundwaters of the Aosta Valley

confirme la contribution latérale d'apports sulfatés. La Doire, à la sortie du système, met également en évidence le signal triasique mais de manière diluée. Les eaux souterraines en rive gauche témoignent des processus de réduction affectant les eaux de long de leur trajet.

Dans le secteur de Quart (rive gauche), l'aquifère libre (Fig. 3) montre le même signal en $\delta^{34}\text{S}$ que l'aquifère captif, indiquant la participation ponctuelle de l'eau profonde. La remontée du substratum (verrou glaciaire), favorise une circulation per ascensum et un mélange d'eaux issues de trajets différents. Les évolutions divergentes dans l'aquifère captif en rives gauche et droite sont confirmées par les teneurs en ^3H , qui dépassent 25 UT à Quart, alors qu'elles n'atteignent pas 10 UT à Pollein (Novel 1995; Novel et al. 1999).

Conclusion

Dans les plaines intra-massifs, on considère qu'il y a entre l'amont et l'aval conservation du signal hydraulique (transfert de pression), et non conservation des signaux géochimiques (transfert de masse). Il s'avère que ces vallées ont une complexité résultant de l'organisation des corps détritiques glaciaires, lacustres et alluviaux dans un encaissant lui-même complexe par la nature des roches, leur disposition structurale et le modelé qui en découle. Au sein de ces systèmes hydrogéologiques où la continuité hydraulique est observée, même avec une forte variation sédimentologique verticale et horizontale, la circulation peut se faire selon des chenaux d'écoulement préférentiel qui véhiculent des eaux marquées différemment, ou au contraire, les mélangent.

Seuls les signaux dépendant d'une influence pluriannuelle de la recharge peuvent s'homogénéiser. Les vitesses de circulation, donc les temps de séjour, varient dans l'espace. Le degré d'évolution chimique n'est pas identique en tous points d'une même section transversale.

Tableau 1. Nouvelles données chimiques et isotopiques des eaux de la plaine d'Aoste. Les données antérieures apparaissent dans de précédentes publications (Pollicini 1994, Novel 1995, Novel et al. 1998, Dray et al. 1999, Novel et al. 1999)
New chemical and isotopic data of the waters in the Aosta Valley. Other early data can be found in previous papers (Pollicini 1994, Novel 1995, Novel et al. 1995, Dray et al. 1998, Novel et al. 1999)

	Site	Date	pH	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (SO_4) (‰)	HCO_3^- (mg.l^{-1})	SO_4^{2-} (mg.l^{-1})
Eau de surface	Buthier	X. 93	7.4		-13.52	-8.90	16.7	11.5	81	35
	Buthier	VI. 96	7.5	-105.6	-14.32	-7.86	15.1	11.3	135	40
	Doire	XI. 93	7.5		-13.85	-6.45	10.9	9.8	110	50
	Doire	VI. 96	7.6		-14.16	-7.25	11.8	9.9	83	32
	Gressan	IV. 94	7.3	-109.4	-14.95	-8.75	12.2	10.3	173	320
	St Marcel	IV. 94	7.5	-108.6	-15.10	-4.52			97	23
Eau des forages de la nappe alluviale (aquifères libres)	Mt Fleury	VI. 94	7.8		-14.23	-7.99	15.0		153	76
	Mt Fleury	XI. 95	7.6		-14.42	-9.02	14.3		152	70
	Bocciodromo	VI. 91	7.8		-14.35	-4.53	12.9		250	150
	Giardini Pubblici	XI. 95	7.7		-14.45	-8.53	14.6		156	88
	Giardini Pubblici	VI. 96	7.5	-102.4	-14.09	-5.13	14.7	10.8	192	90
	Ex Prato Fiera	III. 91	7.6		-13.90	-6.30	14.6		192	84
	Cogne 8	I. 91	7.9			-7.39	13.2		128	123
	St Martin bis	VI. 94	7.3			-5.72	12.9		280	160
	St Martin bis	VI. 96	7.2			-6.27	13.1		142	154
	Piscina scoperta	VIII. 93	7.4			-7.45	14.9	11.1	227	73
	Charvensod Com.	XI. 95	7.3		-14.09	-13.86	11.9		260	413
	SVAP	XI. 95	7.5	-100.3	-13.95	-8.60	12.0		216	370
	SVAP	VI. 96	7.3	-101.1	-14.10	-7.69	13.2		235	150
	Gressan Com.	XI. 95	7.7	-102.0	-14.15	-7.56	15.3		248	70
	ENEL Quart	VI. 94	7.6		-14.30	-9.52	29.7		315	74
	ENEL Quart	XI. 95	7.6		-14.20	-9.95	31.3		317	65
Vivaio Mt Fallère N.	I. 91	7.4		-14.07	-6.80	12.8	10.4	258	121	
ENEL Sarre	XI. 95	7.5		-14.31	-7.87	20.4	12.8	132	43	
Montrosset A.	III. 91	7.5		-14.32	-8.01	17.6	12.1	131	88	
St Christophe Com.	XI. 95	7.7		-14.53	-10.76	13.1		236	76	
(aquifères captifs)	Autoport Inf.	VI. 94	7.7	-108.0	-14.90	-4.24	12.4		242	335
	Autoport Inf.	VI. 95	7.7			-5.64	12.8		237	336
	Moviterra	IX. 95	7.5	-98.7	-13.89	-10.10	34.8	15.3	329	57

Tous les processus qui interviennent dans l'évolution chimique et isotopique des eaux sont très classiques et ont été souvent décrits et utilisés. Cependant, il est peu fréquent d'en reconnaître un tel nombre dans un espace aussi restreint. La plaine d'Aoste, comme sans doute bien d'autres vallées alpines, constitue donc un très intéressant modèle pour à la fois, la juxtaposition de ces mécanismes dans l'espace et dans le temps, et la mise en évidence d'une diversité géochimique en opposition avec la continuité hydraulique. En effet, l'apparente régularité hydrodynamique indiquée par la piézométrie ne traduit pas les hétérogénéités importantes de la composition géochimique de l'eau. En revanche, ces hétérogénéités permettent de comprendre les différentes modalités de l'écoulement de l'eau. Ainsi, l'utilisation des isotopes du milieu, en particulier le ^{13}C et le ^{34}S , a permis une identification précise des différentes origines de l'eau souterraine. Les trajets empruntés par les écoulements et les relations entre les secteurs des aquifères libres et captifs ont pu être mis en évidence grâce à l'analyse des phénomènes d'échanges et d'oxydoréduction.

Il est bien entendu que dans de telles situations hydrogéologiques et hydrochimiques, les actions anthropiques ne peuvent pas rester sans influence: le retour au système hydrodynamique superficiel et souterrain d'eaux dérivées à l'amont (hydroélectricité, irrigation agricole), ainsi que des contaminations ponctuelles peuvent marquer des écoulements parallèles. Des pompages importants, tels ceux du complexe sidérurgique Ilva-Cogne situé aux abords de la ville d'Aoste, peuvent également favoriser dans un aquifère à forte perméabilité, les mélanges par convergence des lignes de courant.

Remerciements

Les auteurs remercient la Région Autonome de la Vallée d'Aoste pour son aide financière à la réalisation des recherches entreprises, ainsi que les relecteurs, M. Serge Fudral (Université de Savoie) pour ses commentaires constructifs de la géologie régionale, et M. André Paillet (Université de Savoie) pour son art graphique.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBOTT, M.D., LINI, A. & BIERMAN, P.R. 2000: ^{18}O , D and ^3H measurements constrain groundwater recharge patterns in an upland fractured bedrock aquifer, Vermont, USA. *J. Hydrol.* 228, 101–112.
- ADORNI, A., ACUTIS, M., MERLO, S. & ZUPPI, G.M. 2001: Application des techniques géochimiques et isotopiques pour l'évaluation de l'infiltration en climat tempéré. *Rev. Sci. de l'Eau* 14/3, 243–253.
- BÖTTCHER, J., STREBEL, O. & KÖLLE, W. 1992: Redox conditions and microbial sulphur reduction in the Fuhrberger Feld sandy aquifer. In: G. Matthess et al. (Eds), *Progress in hydrogeochemistry*, Springer Verlag, Berlin, 219–226.
- BUCKAU, G., ARTINGER, R., GEYER, S., WOLF, M., FRITZ, P. & KIM, J.I. 2000: Groundwater in situ generation of aquatic humic and fulvic acids and the mineralization of sedimentary organic carbon. *Appl. Geochem.* 15 (6), 819–832.
- BURNS, D.A., McDONNELL, J.J., HOPPER, R.P., PETERS, N.E., FREER, J.E., KENDALL, C. & BEVEN, K. 2001: Quantifying contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic measurements at the Panola Mountain research watershed (Georgia, USA). *Hydrological Processes* 15, 1903–1924.
- CABY, R. 1981: Le mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes Graies), imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennine, austroalpin et océanique. *Géol. Alp. (Grenoble)* 57, 5–13.
- CANEPA, M., CASTELLETO, M., CESARE, B., MARTIN, S. & ZAGGIA, L. 1990: The Austroalpine Mont Mary nappe (Italian Western Alps). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 42, 1–17.
- CARROZZA, D. 1994: Tipologia di alcuni acquiferi circostanti la piana valliva di Aosta (studio geochimico ed isotopico). Tesi di Laurea in scienze geologiche, inedita, Università di Torino, 330 p.
- CLARK, I. & FRITZ, P. 1997: *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, 328 p.
- CORRELL, D.L., JORDAN, T.E. & WELLER, D.E. 2001: Effects of precipitation, air temperature, and land use on organic carbon discharges from Rhode river watersheds. *Water, Air and Soil Pollution* 128 (1–2), 139–159.
- CRAIG, H. 1961: Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702–1703.
- DRAY, M., JUSSERAND, C., NOVEL, J.P. & ZUPPI, G.M. 1998: Precipitation in the french and italian Alps. Air masses circulation and isotopic shadow effect. International Symposium on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere. IAEA, Vienna, Austria, April 14–18, 1997, 107–117.
- ELTER, G. 1971: Schistes Lustrés et ophiolites de la Zone Piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alp. (Grenoble)* 47, 147–169.
- GUGLIELMI, Y., BERTRAND, C., COMPAGNON, F., FOLLACCI, J.P. & MUDRY, J. 2000: Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif, its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, Southern Alps, France). *J. Hydrol.* 229, 138–148.
- MAITTE, N., KINZELBACH, W., BEYERLE, U., HUGGENBERGER, P. & LOOSLI, H.H. 2001: Exploring an aquifer system by integrating hydraulic, hydrogeologic and environmental tracer data in a three-dimensional hydrodynamic transport model. *J. Hydrol.* 242, 183–196.
- MONEY, E. 1997: Idrogeochimica ed idrologia isotopica della piana di Aosta. Tesi di Laurea in scienze geologiche, inedita, Università di Torino, 274 p.
- NICOUD, G. & MAILLET-GUY, G. 1990: L'hydrogéologie des vallées glaciaires alpines à partir de l'exemple du bassin chambérien. Proc. and reports 22nd Congress of IAH, Lausanne, Switzerland, 1034–1042.
- NICOUD, G., MONJUVENT, G. & MAILLET-GUY, G. 1987: Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géol. Alp. (Grenoble)*, *Mém. H.s.* n°13, 457–468.
- NICOUD, G., DE LOS COBOS, G., FUDRAL, S., DRAY, M., POLLICINI, F., NOVEL, J.P., PARRIAUX, A., ZUPPI, G.M., BONETTO, F., PAILLET, A., OLIVE, PH. & PUIG, J.M. 1999: Les étapes du comblement alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): une dynamique lacustre complexe. *Eclogae Geol. Helv.*, 92, 139–147.
- NOVEL, J.P. 1995: Contribution de la géochimie à l'étude d'un aquifère de montagne. Cas de la vallée d'Aoste (Italie). Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI, 181 p.
- NOVEL, J.P., RAVELLO, M., DRAY, M., POLLICINI, F. & ZUPPI, G.M. 1995: Apports des analyses isotopiques (^{18}O , ^2H , ^3H), dans les pluies, la neige, la glace et les sous-écoulements glaciaires à la compréhension des mécanismes d'écoulement des eaux de surface et des eaux souterraines en Vallée d'Aoste (Italie). *Geogr. Fis. Dinam. Quat. (Italia)* 18, 315–319.
- NOVEL, J.P., DRAY, M., FEHRI, A., JUSSERAND, C., NICOUD, G., OLIVE, PH., PUIG, J.M. & ZUPPI, G.M., 1999: Homogénéisation des signaux isotopiques. ^{18}O et ^3H , dans un système hydrologique de haute montagne: la vallée d'Aoste (Italie). *Rev. Sci. de l'Eau* 12/1, 3–21.
- OHLMACHER, G.C. 1999: Structural domains and their potential impact on recharge to intermountain-basin aquifers. *Environmental and Engineering Geoscience* 5, 61–71.
- PARRIAUX, A. & NICOUD, G. 1993: Les formations glaciaires et l'eau souterraine. Exemple du contexte nord alpin occidental. *Quaternaire* 4 (2–3), 61–67.
- PAUWELS, H., LACHASSAGNE, P., BORDENAVE, P., FOUCHER, J.C. & MARTELAT, A. 2001: Temporal variability of nitrate concentration in a schist aquifer and transfer to surface waters. *Appl. Geochem.* 16, 583–596.
- P.I.A.H.V.A. 1994: Programme International d'Action Hydrogéologique en Vallée d'Aoste. Rapport final deuxième phase. Assessorat de l'Agriculture, des Forêts et des Ressources naturelles, Aoste.
- P.I.A.H.V.A. 1996: Programme International d'Action Hydrogéologique en Vallée d'Aoste. Rapport final troisième phase. Assessorat de l'Agriculture, des Forêts et des Ressources naturelles, Aoste.
- POLLICINI, F. 1994: Geologia ed idrogeologia della piana di Aosta. Tesi di Laurea in scienze geologiche, inedita, Univ. di Torino, 164 p.
- RAVELLO, M. 1992: L'applicazione dell'idrogeologia isotopica agli studi di alcuni ghiacciai della Valle d'Aosta (Italia). Tesi di Laurea in scienze geologiche, inedita, Univ. di Torino, 110 p.
- SARROT-REYNAUD, J. 1990: Apports des données physico-chimiques et isotopiques à la connaissance des modes d'infiltration et de circulation des eaux souterraines dans les massifs montagneux fissurés. Proc. and reports 22nd Congress of IAH, Lausanne, Switzerland, 245–253.
- SCHULZE-MAKUCH, D., CARLSON, D.A., CHERKAUER, D. & MALIK, P. 1999: Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media. *Groundwater* 36, 904–919.
- SCHÜRCH, M., CASACCI, C. & JAWECKI, C. 1999: Quantification des apports d'eau souterraine d'un aquifère alluvial complexe dans la vallée supérieure du Rhône (Bois de Finges, Valais central, Suisse), modèle d'écoulement et modèle de transport. *Hydrogéologie* n° 3, 3–10.
- SHIBATA, H., MITSUHASHI, H., MYAKE, Y. & NAKANO, S. 2001: Dissolved and particulate carbon dynamics in a cool-temperature forested basin in Northern Japan. *Hydrol. Processes* 15 (10), 1817–1828.
- TELES, V., DE MARSILY, G. & PERRIER, E. 1998: Sur une nouvelle approche de modélisation de la mise en place des sédiments dans une plaine alluviale pour en représenter l'hétérogénéité. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 327, 597–606.
- TRIGANON, A., DZIKOWSKI, M., NOVEL, J.P., DRAY, M., ZUPPI, G.M. & PARRIAUX, A. 2002: Echanges nappe – rivière en vallée alpine: quantification et modélisation (Vallée d'Aoste, Italie). *Canad. J. Earth Sci.* (sous presse).
- VAUDAN, J. 2000: Fonctionnement et gestion des aquifères alluviaux de haute altitude. Cas de la Haute Sarine (Alpes Suisses). Thèse de doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 197 p.

Manuscrit reçu le 18 mars 2002

Révision acceptée le 12 août 2002

