Zeitschrift: Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Band: 132 (2012)

Artikel: L'eau dans le canton de Neuchâtel du 19ème au 21ème siècle
Autor: Stettler, Roland
Kapitel: 2: Abrégé des connaissances hydrogéologiques régionales actuelles
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-309721

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

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

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

Download PDF: 08.07.2025

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

2ÈME PARTIE :

ABRÉGÉ DES CONNAISSANCES HYDROGÉOLOGIQUES RÉGIONALES ACTUELLES

Eaux et roches s'influencent mutuellement : les premières érodent et corrodent les couches géologiques et modifient ainsi lentement le relief, ce qui détermine en retour le tracé des écoulements superficiels et souterrains. D'où ce terme d'hydrogéologie, qui peut être défini comme la science de l'étude et du comportement des eaux souterraines.

1. ÉLÉMENTS D'HYDROGÉOLOGIE DU KARST NEUCHÂTELOIS

LES PRÉCIPITATIONS

Dans le canton de Neuchâtel, l'eau disponible est tributaire des précipitations et du sous-sol. En ce qui concerne les précipitations, la chaîne jurassienne est soumise au climat tempéré humide de l'Atlantique, avec des vents dominants d'ouest qui apportent la majeure partie des pluies : 1360 mm en moyenne annuelle (MATTHEY, 1999). Mais les précipitations décroissent d'ouest en est (maximum de 1700 mm/an aux Verrières, et minimum de 950 mm/an à Neuchâtel) à cause des reliefs; le vent d'ouest apporte de l'air humide qui se décharge d'abord sur les premières barrières montagneuses. Le vent d'est est prépondérant sur le Moyen-Pays, il véhicule des courants froids et secs du nord de l'Europe, d'où l'amoindrissement des précipitations sur le littoral neuchâtelois (fig. 2).

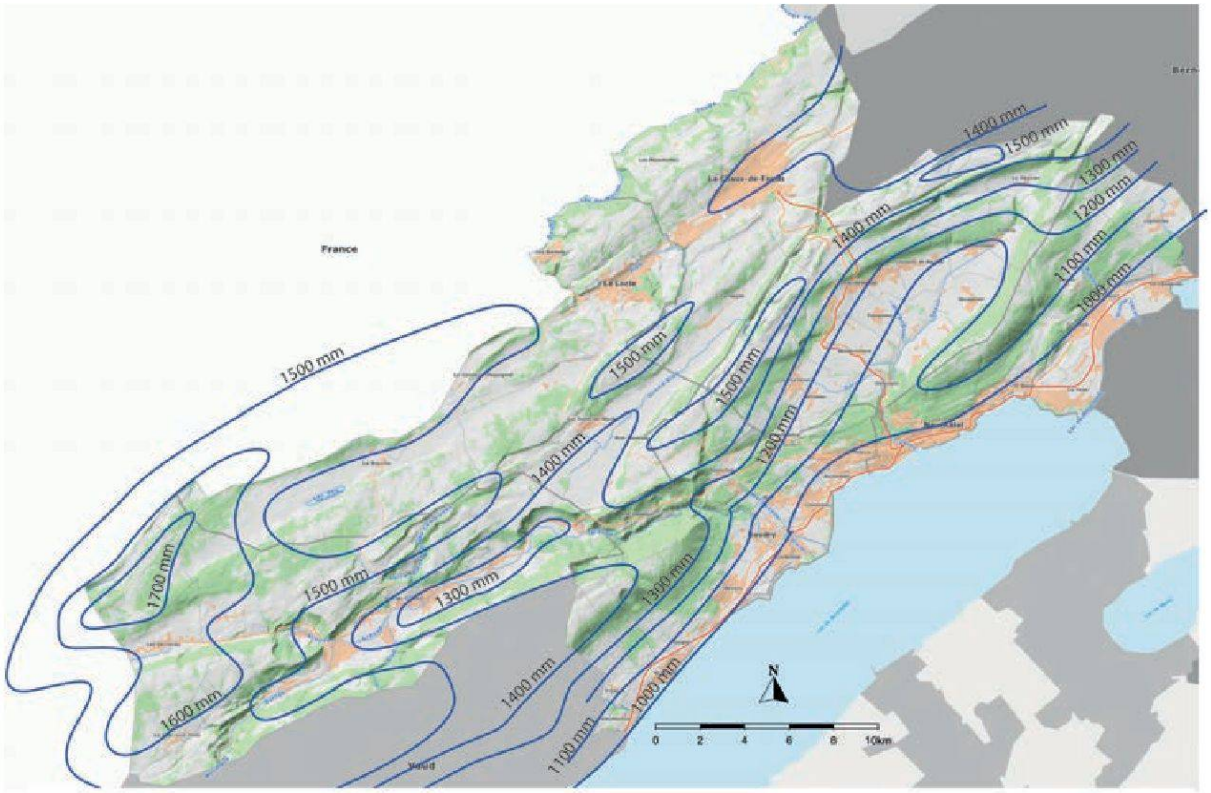


Figure 2 : Carte pluviométrique du canton de Neuchâtel avec les isohyètes pour la période de 1950 à 2000 (d'après MATTHEY, 1986, 1999). © SITN 2011 – www.ne.ch/sitn

RAPPELS GÉOGRAPHIQUES ET GÉOLOGIQUES [1] :

Généralités

En ce qui concerne son sous-sol, le canton de Neuchâtel, occupe la bordure médiane de l'Arc jurassien (BURKHARD, 1998). Transversalement, il s'étend entre le lac au sud à 429 m d'altitude jusqu'au Doubs au nord entre 650 à 750 m d'altitude (17 km à vol d'oiseau). L'altitude la plus haute se situe à l'ouest de Chasseral (1552,2 m). La longueur maximale du canton, à vol d'oiseau, est de 55 km entre Chasseral et le Chasseron (Vd). Environ 90 % de sa surface appartient aux massifs calcaires bordiers du Jura plissé, dont le relief est constitué d'une succession de grandes chaînes anticlinales complexes, séparées par des vallées synclinales, et qui jouxtent au sud les lacs de Neuchâtel et de Bienne. Deux régions de superficie restreinte à savoir Auvernier-Boudry-plateau de Bevaix et la région de St Blaise-Marin, représentent les derniers vestiges du bassin molassique en territoire neuchâtelois, sur la bordure du faisceau helvétique jurassien. L'orientation générale des axes des plis est SW-NE, mais ils subissent localement de nombreuses variations, aussi bien en direction qu'en inclinaison (à l'exemple de l'ensellement de la Montagne de Boudry à Rochefort), quand ce n'est pas des ramifications et des diverticules, issus d'un pli principal. MEIA (1976) a mis en évidence une bonne quarantaine de plis anticlinaux dans le canton. Ils sont plus ou moins réguliers, pas toujours constitués de la même unité tectonique malgré la continuité des chaînons topographiques, les plis se relayant souvent entre eux. SOMMARUGA (1997) a montré de son côté, grâce à des données de sismique-réflexion, que tous les plis anticlinaux du canton sont chevauchants, c'est-à-dire qu'ils sont empilés les uns sur les autres de manière décalée, comme des écailles ou des tuiles (voir coupe 3b). Ce style de déformation qu'on rencontre dans tout le Jura plissé est appelé « pli sur rampe». Néanmoins, de façon simplifiée, on peut admettre, sur les plans topographiques et géographiques, la présence de quatre chaînes principales formées de ces successions d'anticlinaux chevauchants, et marquées par des zones de crêtes, alternant avec des synclinaux dessinant les vallées. Il est possible dès lors de schématiser la topographie simplifiée suivante, en succession parallèle du SW au NE du canton (fig. 3a et 3b).

Chaîne 1 : C'est la première chaîne anticlinale, sise en bordure du Jura au-dessus des lacs de Bienne et de Neuchâtel, avec de l'est à l'ouest : Chasseral (1607 m, Be), Chaumont (1171 m), Montagne de Boudry (1465 m), Chasseron (1606 m, Vd). Derrière cette chaîne 1 s'étend la profonde vallée synclinale du Val-de-Travers à l'ouest (entre 720 à 740 m d'altitude) et le large synclinal du Val-de-Ruz à l'est (entre 730 à 770 m d'altitude), reliés par l'étroit vallon de Champ-du-Moulin.

Chaîne 2 : Cette chaîne anticlinale de la bordure nord du Val-de-Travers est complexe, avec à l'ouest La Tourne-Solmon (1270 m), et le Mont-de-Couvet (1090 m). A l'est, surmontant le Val-de-Ruz se trouvent le Mont Racine (1442 m), Tête-de-Ran (1425 m), et le Mont d'Amin (1417 m), ce dernier se rattachant à la chaîne bordière de Chasseral. La chaîne **2** constitue la limite sud de la longue vallée synclinale fermée de la Sagne et des Ponts (1050 m d'altitude moyenne), qui constitue un exceptionnel poljé.

Chaîne 3 : La vallée de la Sagne est bordée au nord par la troisième chaîne comprenant le Mont Sagne (1215 m), Sommartel (1331 m), et le Mont des Verrières (1241 m). Cette chaîne domine sur son autre flanc, tout à l'ouest,le vallon des Verrières (930m), puis le synclinal fermé de la Brévine (1050 m d'altitude moyenne), et à l'est, le synclinal de la vallée du Locle (920 m) et de La Chaux-de-Fonds (1000 m).

Chaîne 4 : Complexe, elle borde au nord les vallées de la Brévine, du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Elle s'étend du Chateleu (1266 m) en France, jusqu'à Pouillerel (1215 m) au-dessus de La Chaux-de-Fonds, dominant sur son flanc nord la profonde vallée du Doubs qui s'étend de Morteau (754 m), jusqu'à Biaufond (607 m) en passant par Les Brenets (750 m).

1) Pour les détails concernant la géologie du Jura dans son ensemble, au centre de l'Europe, on consultera avec profit les ouvrages de BLANT (2001) «Le Jura, les paysages, la vie sauvage, les terroirs» ; HANTZPERGUE & BICHET (2007) «Jurassique…Jura, métamorphose d'un paysage» ; ainsi que la remarquable synthèse de BICHET & CAMPY (2009) «Montagnes du Jura, géologie et paysages», et celle de SCHAER *et al.* (1998) «Géologie du Creux-du-Van». Pour la géographie on consultera le livre de GARIN (1998) «Géographie du canton de Neuchâtel».

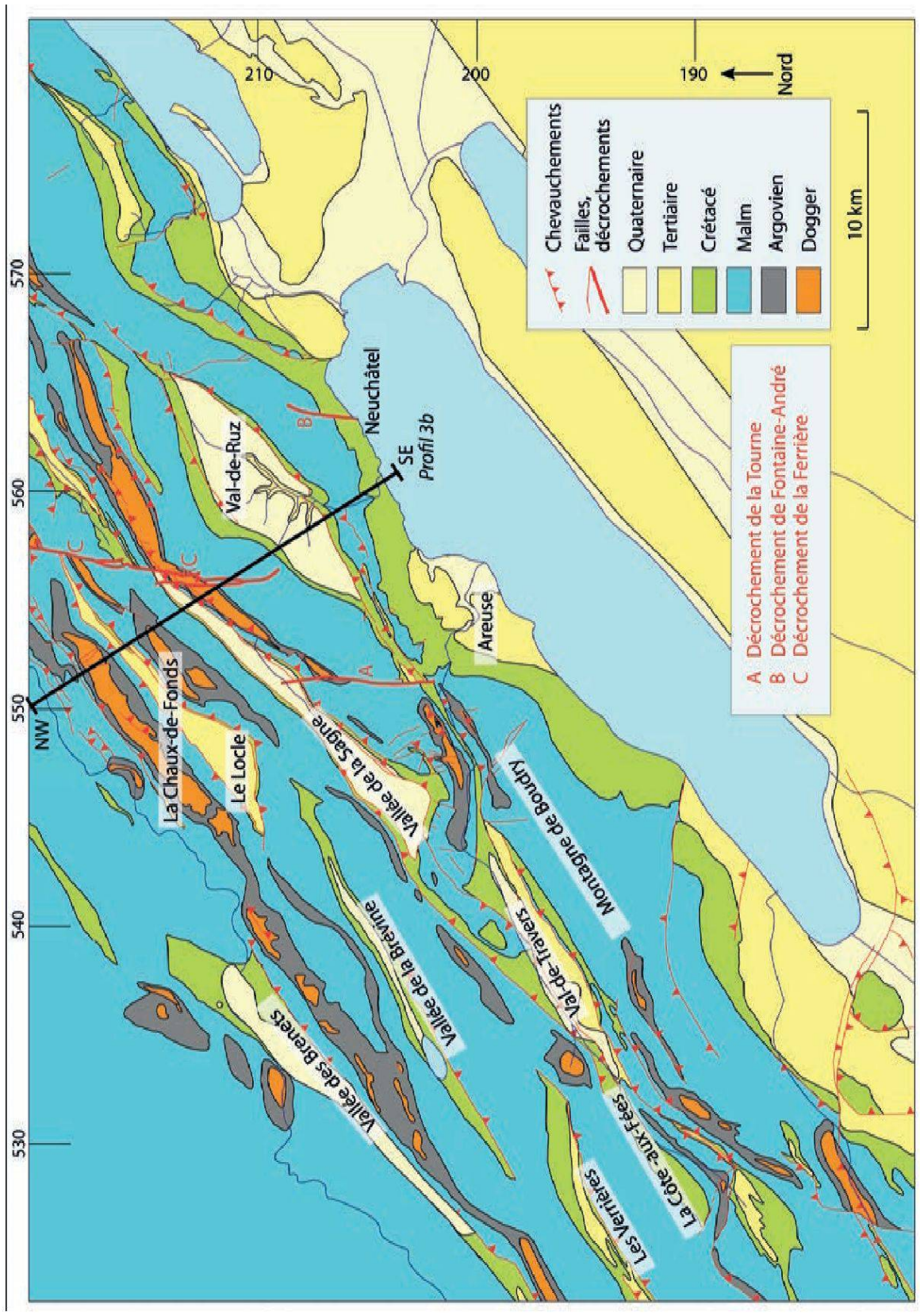


Figure 3a : Carte géologique schématique et simplifiée du canton de Neuchâtel, (d'après SOMMARUGA, 1997).

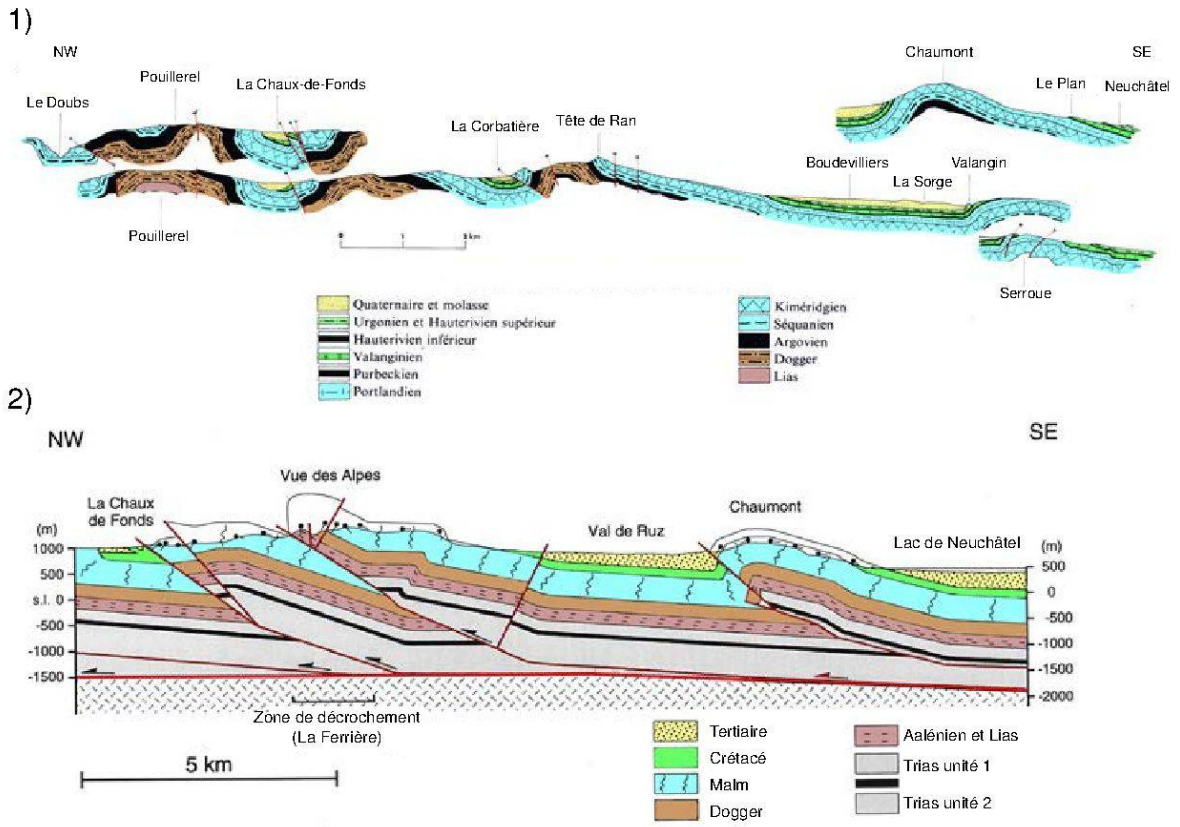


Figure 3b : Profils géologiques à travers le canton de Neuchâtel :
1) Représentation traditionnelle (MATHEY, 1976).
2) Représentation schématique, à partir de données sismiques (SOMMARUGA, 1997).
On distingue nettement sur cette représentation, les chevauchements en écaille des principaux plis.

Rappelons que les plis anticlinaux du Jura neuchâtelois sont rarement symétriques : dans la partie méridionale du canton (MEIA, 1976), on note une forte tendance à un déversement vers le nord. Le passage anticlinal-synclinal s'effectue le plus souvent par l'intermédiaire d'un accident tectonique longitudinal, tel le chevauchement ou le pli-faille. Dans la partie septentrionale, également marquée par des plis-failles, les anticlinaux ont une allure plus coffrée, avec de larges voûtes surbaissée.

Plusieurs grands accidents tectoniques transversaux, classiques dans le Jura, recoupent les plis partiellement ou sur toute leur largeur, produisant des décalages marqués par suite du déplacement opposé des unités. Leur présence, outre les dépressions qu'elle occasionne, favorise le drainage des eaux souterraines. Il s'agit des décrochements ou «failles décrochantes», dont les plus importants sont : au nord celui de la Ferrière (Convers-Vue-des-Alpes-Val-de-Ruz); au milieu celui de la Tourne-Rochefort, et au sud-est celui de Fontaine-André (Chaumont-Monruz). A noter le pli-faille de St Blaise - roches de Châtollion, parallèle au décrochement de Fontaine-André à l'est. Sans oublier tout à l'ouest le décrochement le plus spectaculaire, celui de Vallorbe-Pontarlier aux frontières françaises et vaudoises. Il faut encore citer les cluses comme autres éléments de drainage majeurs des chaînes. Façonnées par les cours d'eau dans des structures tectoniques favorables ou à des niveaux d'ensellement, elles recoupent perpendiculairement les massifs et assurent

l'évacuation des eaux de surface et des eaux souterraines issues des massifs bordiers.

Stratigraphie

La série stratigraphique (fig. 4) constituant l'ensemble de ces anticlinaux et synclinaux va du **Jurassique moyen** au **Quaternaire récent** (BURGER, 1976).

Les couches les plus anciennes (-180 à -160 millions d'années) qui n'affleurent que lorsqu'une puissante érosion les a dégagées, sont celles du **Jurassique moyen ou Dogger** (calcaires et marnes bruns), avec les étages du Bajocien, du Bathonien (Marnes du Furcil) et du Callovien (Dalle nacrée) qui constituent des alternances de calcaires et de marnes de teinte brunâtre-rougeâtre. Ces roches sont présentes aujourd'hui essentiellement dans le cœur érodé de la plupart des anticlinaux comme celui de de la Clusette-Solmon dans la région du Furcil, dans la combe anticlinale La Corbatière - Tête-de-Ran, ou encore au sommet de l'anticlinal usé de Pouillerel.

Les couches du **Jurassique supérieur ou Malm** dont l'âge est compris entre -160 à -145 millions d'années, sont formées de deux unités lithologiques : la partie supérieure épaisse d'environ 400 mètres est composée de calcaires blancs, avec les étages régionaux du Séquanien, du Kimmeridgien et du Portlandien (faciès jurassien du Tithonien international), lesquels constituent l'ossature de tous les grands plis anticlinaux du Jura neuchâtelois. Ces roches blanches forment la plupart des grandes falaises du Jura comme les Rochers de Tablette, les Rochers du Miroir, le cirque du Creux-du-Van, la Roche aux Cros, Chasseral, etc. La seconde unité lithologique, située à leur base, comprend les épaisses marnes et les marno-calcaires de l'Argovien (de 150 à 200 mètres d'épaisseur), lequel constitue un faciès jurassien de l'étage Oxfordien international de même que le Séquanien qui le surmonte. Ce puissant niveau imperméable joue un rôle très important en hydrogéologie en conditionnant, au sud-ouest du canton où il est le plus épais, tous les écoulements souterrains et les résurgences vauclusiennes du bassin de l'Areuse. Par contre, dans la partie nord-est du canton, l'Argovien devient plus calcaire et passe au faciès Rauracien coralligène, indication d'une mer peu profonde dans ce secteur. Au-dessus des calcaires marins du Malm de l'unité lithologique supérieure se placent une vingtaine de mètres de marnes et de brèches calcaires d'eau douce, avec parfois du gypse. Il s'agit du Purbeckien.

Le **Crétacé inférieur** qui surmonte le Jurassique supérieur, renferme donc à sa base ce Purbeckien (faciès jurassien du Berriasien) qui fait la limite avec le Malm en tant que couche de passage avec le Crétacé. Les autres couches du Crétacé inférieur, sédimentées en milieu marin, ont un âge compris entre -145 à -65 millions d'années ; elles sont formées de calcaires jaunes alternant avec des marnes.

On y rencontre d'abord les calcaires assez massifs de l'étage Berriasien ou «marbre bâtard», qui se continue avec les calcaires roux du Valanginien. Cet étage est coiffé par les marnes bleues hauteriviennes, surmontées à leur tour de l'Hauterivien calcaire (la Pierre Jaune de Neuchâtel). Puis au-dessus de ces unités se situe l'étage Barrémien (sous le faciès de l'Urgonien pararécifal qui caractérise cet étage du Crétacé inférieur). Cet Urgonien a livré l'asphalte de la Presta au Val-de-Travers. Le tout est surmonté par de rares passages de l'Aptien et de l'Albien. Peu épais, entre 150 à 200 mètres au total, et présent seulement par ses étages inférieurs dans la région neuchâteloise, le Crétacé n'affleure que dans les bordures des vallées synclinales et sur le versant sud de la première chaîne qui borde le lac, ayant été éliminé partout ailleurs par suite d'une érosion intense.

Après la période du Crétacé, **les dépôts molassiques Tertiaires** qui se sont succédé à quatre reprises dans les milieux marins et

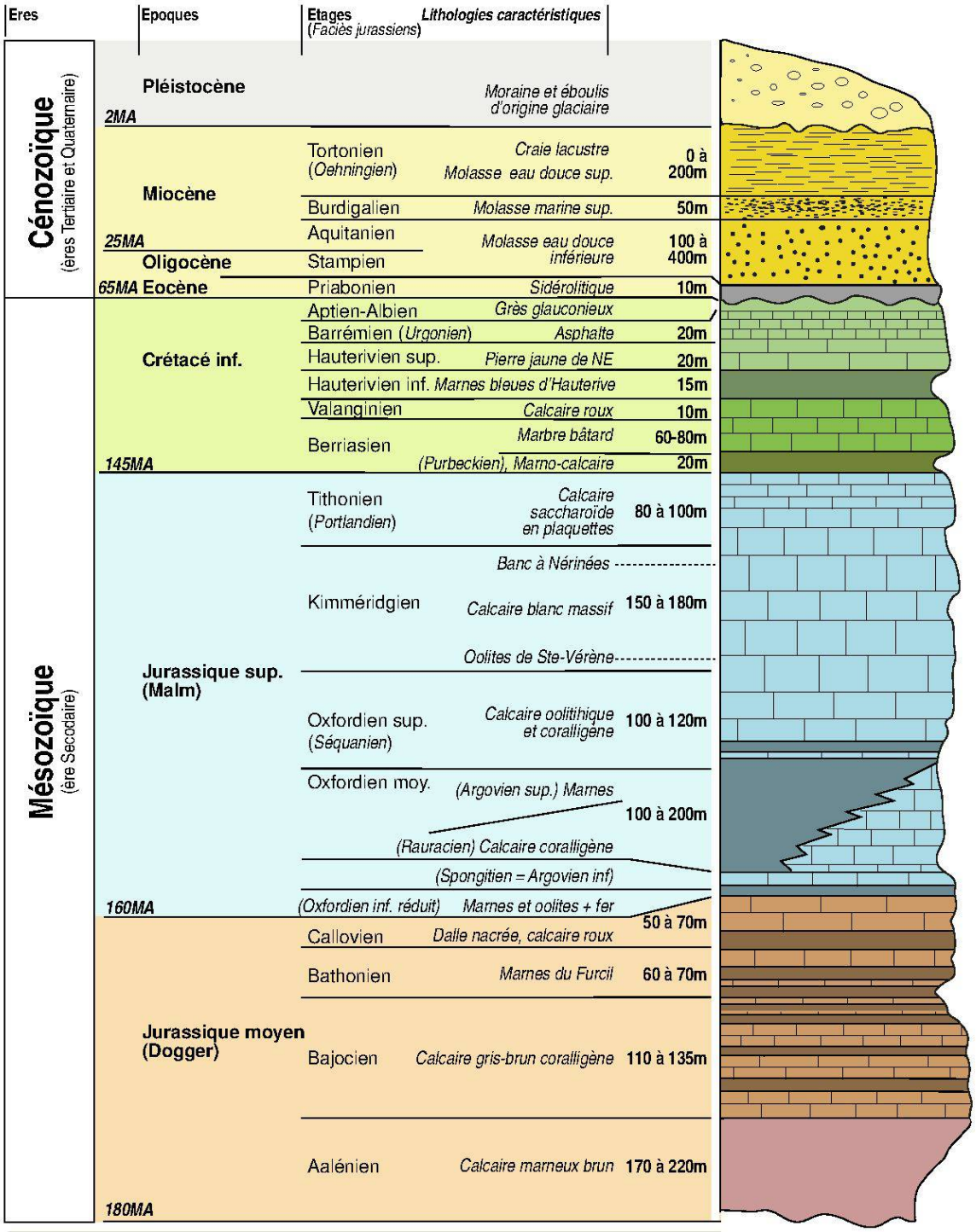


Figure 4 : Coupe stratigraphique schématique de la géologie du canton de Neuchâtel (modifié par AYER, 2012, d'après MEIA, 1976, et BURGER *et al.*, 1996). MA = millions d'années.

lacustres du Moyen Pays, et dont l'âge est compris entre -65 à -2 millions d'années, ont recouvert presque totalement le Plateau suisse. Ils sont issus pour la plupart du démantèlement des Alpes en surrection. Dans la région neuchâteloise, ces sédiments tertiaires sont nettement moins abondants que dans le Moyen Pays. On y distingue deux phases sédimentaires : la première qui a lieu au début du Tertiaire, voit la pénétration depuis le sud de dépôts de molasse d'eau douce (Molasse d'eau douce inférieure). Cette molasse ancienne est présente jusqu'au pied du Jura, d'Auvernier à Vaumarcus et dans tout l'Entre-Deux-Lacs, recouvrant partiellement le Crétacé. Par contre elle est plus restreinte à l'intérieur du massif jurassien, où on ne la rencontre que dans le Val-de-Ruz et dans le Val-de-Travers. La seconde phase se situe plus tard, vers la fin de l'ère Tertiaire, et voit la convergence de sédiments d'origine marine (Molasse marine supérieure) qui proviennent du nord cette fois, et qui se déposent dans les hautes vallées jurassiennes en phase de plissement. Précisément, à cause du plissement jurassien, il n'y a pas eu de dépôts de ces molasses dans le bas du canton. Une dernière phase de dépôts régionaux dans de l'eau douce (Molasse d'eau douce supérieure) est apparue localement, et toujours dans les hautes vallées jurassiennes seulement, après le retrait de la mer molassique supérieure. Dans le détail, on peut schématiser ces phénomènes complexes de la façon suivante (BURGER & SCHAER, 1996) :

Depuis le début des temps tertiaires jusqu'à l'Eocène, il y a environ 50 millions d'années, le Jura non encore plissé mais en phase de soulèvement et émergé, se situe à l'avant des zones alpines en début d'orogénèse. Il fait partie d'un domaine continental à climat équatorial qui favorise une érosion karstique dans les calcaires du Crétacé et du Jurassique supérieur. Il s'y forme des sols latéritiques, lesquels ont occasionné des dépôts riches en fer (sidérolithique), bien connus dans la vallée de Delémont. On en trouve aussi dans la région des Crosettes près de La Chaux-de-Fonds.

Ensuite, durant la période Oligocène, il y a grosso modo 30 millions d'années, l'ensemble du plateau suisse subit une première incursion marine peu profonde et étroite (Molasse marine inférieure ou UMM)[1] suite à la surrection des Alpes et aux mouvements continentaux. Les dépôts occasionnés sont situés seulement à proximité des massifs alpins.

Cette mer locale finit par se retirer progressivement vers 25 millions d'années, et la région se transforme en une vaste plaine alluviale d'eau douce drainée vers l'est (Molasse d'eau douce inférieure ou USM)[1]. L'érosion active par des fleuves issus des Alpes, toujours en phase de surrection, y a déposé d'abondants matériaux détritiques, très grossiers à proximité des massifs alpins (conglomérats), mais beaucoup plus fins, sous forme de grès et de sables, en bordure du Jura. Ces sédiments d'eau douce, constitués principalement par les étages Stampien de la fin de l'Oligocène et Aquitanien du début du Miocène, sont très épais sur la rive sud du lac de Neuchâtel, mais nettement moins en bordure du Jura neuchâtelois. Ils pénètrent peu à l'intérieur du massif jurassien où on ne les rencontre que dans le Val-de-Ruz et dans le Val-de-Travers, mais pas au-delà, soit parce qu'ils n'y sont pas parvenus du fait des interférences dues au plissement, soit parce qu'ils ont été érodés ultérieurement.

Longtemps après, au Miocène, il y a quelque 20 millions d'années, le front des Alpes est une nouvelle fois recouvert par un étroit bras de mer dans la dépression périalpine. Ce bras de mer envahit pour une courte durée le domaine de la Haute Chaîne Jurassienne. Les sédiments caractéristiques de cette période (étage Burdigalien) sont constitués de grès, de marnes, ainsi que de niveaux conglomératiques marins (Molasse marine supérieure ou OMM)[1]. Dans la région neuchâteloise, ils se déposent dans la vallée du Locle et de La Chaux-de-Fonds, ainsi que partiellement dans celles de la Brévine et de la Sagne. Ces dépôts septentrionaux, qui n'existent pas dans le bas du canton probablement à cause de la barrière des reliefs de l'époque, résultent d'un important chenal marin qui s'étend devant les Alpes de Vienne à la Méditerranée, avec écoulement en direction de l'ouest cette fois, du côté de la vallée du Rhône. Sur le flanc nord

1) OSM : Obere Süsswassermolasse
OMM : Obere Meeresmolasse
USM : Untere Süsswassermolasse
UMM : Untere Meeresmolasse

de la vallée de La Chaux-de-Fonds on trouve des marnes rouges de cette époque, mêlées à des résidus d'éboulis appelés gompholites. Ces sédiments renferment des dents de requins et une riche faune marine côtière.

Enfin, il y a environ 17 millions d'années à la fin de l'époque du Miocène, la compression alpine qui commence à s'exercer encore plus fortement sur le Jura, déforme la couverture sédimentaire occasionnant le retrait du bras de mer qui atteignait le Haut Jura, au profit d'étendues lacustres clairsemées. C'est la dernière phase de molasse (Molasse d'eau douce supérieure ou OSM)[1], constituée de dépôts de sédiments dans les lacs qui se situent dans les dépressions. C'est ainsi que vers 13 millions d'années, un très grand lac occupe la vallée du Locle et partiellement celle de La Chaux-de-Fonds. Il y a déposé environ 200 mètres de craie lacustre relativement perméable appartenant au faciès de l'Oeningien[2] (étages Tortonien – Samartien). Ces craies sont le résultat typique de précipitation des carbonates par dégagement de CO_2 suite à des températures élevées; elles contiennent des fossiles caractéristiques de milieux d'eau douce.

Les dépôts du Quaternaire de la région neuchâteloise qui succèdent au Tertiaire, sont de type «continental», en grande partie constitués de moraines, à l'exception des deux puissants deltas de l'Areuse et de l'ancien Seyon dans le lac de Neuchâtel, ainsi que les éboulis de pentes au pied des falaises rocheuses, ou encore les fonds alluviaux et marécageux des vallées. Plus avant à l'intérieur de la chaîne jurassienne, les dépôts glaciaires alpins sont remplacés par des matériaux morainiques locaux. L'avant-dernière glaciation, celle de Riss (-300'000 ans), a laissé très peu de traces jusqu'à 1400 mètres d'altitude. La dernière, celle de Würm, caractérisée par l'extension du glacier du Rhône, a subi son apogée il y a grosso modo 20'000 ans. Elle a déposé d'immenses amas morainiques parsemés de blocs erratiques géants au pied du Jura[3], jusque vers 1000 mètres d'altitude, recouvrant la plus grande partie des molasses d'eau douce du bas du canton. De plus, l'énorme progression du glacier du Rhône a occasionné des extensions de glace et de moraine jusque dans le Val-de-Travers et le Val-de-Ruz. Durant cette dernière phase glaciaire, des glaciers locaux et des glaciers de cirque se sont développés sur les hauteurs jurassiennes, dont le Creux-du-Van en est un très bel exemple. La moraine locale qu'il a façonnée avec les déblais arrachés dans le cirque s'est accumulée sur la moraine rhodanienne sous-jacente en aval de Noiraigue, formant un barrage d'une hauteur approximative de 60 mètres. Les craies lacustres qui recouvrent partiellement les sols de molasse d'eau douce inférieure et de moraine du Val-de-Travers, témoignent de la présence d'un grand lac occasionné par cette retenue il y a entre 15 à 20'000 ans (SCHAER *et al.*, 1998).

Hydrogéologie

Les vallées synclinales sont parcourues par des rivières qui s'en échappent, soit sur les traces des décrochements, soit par des cluses ou des semi-cluses qui coupent perpendiculairement les anticlinaux dans les zones d'ensellement en formant des gorges escarpées, comme les deux semi-cluses supérieures et inférieures des Gorges de l'Areuse qui recoupent la première chaîne jurassienne pour évacuer les eaux du Val-de-Travers vers le lac. Certaines cluses par lesquelles s'évacuent les cours d'eau ont de tout temps facilité la construction de voies de communications, à l'exemple des Gorges du Seyon qui permettent l'écoulement des eaux superficielles du Val-de-Ruz en direction de Neuchâtel; ou de la cluse du Col-des-Roches qui relie la vallée du Locle à la vallée du Doubs. Celles de Pertuis et de la Joux-du-Plâne recueillent les eaux des massifs supérieurs pour les évacuer dans le Val-de-Ruz. Dans les hautes vallées fermées de la Brévine et de la Sagne, des marécages et des tourbières se sont implantés sur la moraine de fond argileuse et sur la molasse

1) voir note infrapaginale en page 100
2) L'Oeningien est un terme assez vague qui regroupe des formations de la molasse d'eau douce supérieure du Miocène, et présentant des analogies avec la flore et la faune fossile de la localité de Oehningen au bord du lac de Constance.
3) dont la «Pierre-à-Bôt» à Neuchâtel

en profondeur. L'évacuation des eaux de ces sites s'effectue par des emposieux ou des dolines qui ont permis l'implantation de divers moulins. Ils sont situés à la limite molasse-calcaire, à l'exemple des emposieux des Ponts-de-Martel, de la Brévine, du Col-des-Roches, et aboutissent dans des réseaux souterrains. Ces eaux réapparaissent sous forme de sources vauclusiennes, comme la source de l'Areuse issue de la vallée de la Brévine, celle de la Noiraigue originaire de la vallée de la Sagne, ou encore celle de la Serrière à Neuchâtel, laquelle résulte de l'infiltration des eaux entre le Mont d'Amin et le Mont Racine, pour ne citer que les plus importantes (Cuche, 2010).

Quant aux vallées de La Chaux-de-Fonds et du Locle, leurs eaux s'écoulent d'abord plus ou moins en surface respectivement jusqu'à La Ronde ou au Bied du Locle, puis en profondeur au travers de l'anticlinal de Pouillerel, jusqu'au Doubs. Elles sont ainsi rattachées au bassin du Rhône, contrairement aux autres cours d'eau du canton qui s'écoulent jusqu'à la mer du Nord, par l'Aar et le Rhin.

Les formations calcaires majoritaires déterminent les principaux aquifères régionaux (Mathey, 1976) ce qui a favorisé leur captage pour l'alimentation en eau potable. C'est le cas des deux plus grandes localités du canton (Neuchâtel-Peseux et La Chaux-de-Fonds) qui reçoivent les eaux d'origines karstiques des sources des Gorges de l'Areuse, issues des calcaires du Malm. Le Locle par contre est alimenté par l'aquifère de la craie lacustre oeningienne. On rencontre par ailleurs des aquifères quaternaires graveleux qui constituent une autre part des ressources hydriques du canton; ils sont situés dans le delta de l'Areuse, dans celui du Seyon (qui n'est plus exploité actuellement), aux Prés Royers dans le Val-de-Ruz, dans les accumulations morainiques à l'ouest de Valangin, dans les alluvions de Boveresse, etc.

Les eaux souterraines contenues dans les formations calcaires ou meubles, doivent leur existence à l'alternance des couches géologiques perméables et imperméables. Ce sont les niveaux imperméables qui déterminent la rétention de l'eau dans les aquifères qui les surmontent, ainsi que les régimes d'écoulement régionaux. Les couches peu perméables sont celles du Lias en profondeur, puis celles du Dogger, elles-mêmes surmontées par les puissants marno-calcaires de l'Argovien (200 mètres d'épaisseur dans le bas du canton), suivis par le Purbeckien, l'Hauterivien inférieur et par les principales formations du Tertiaire, à l'exception de l'Oeningien du synclinal du Locle. En ce qui concerne les couches perméables, les calcaires du Malm constituent l'aquifère majeur du Jura neuchâtelois. Une circulation active se manifeste aussi dans les niveaux de plus faible épaisseur, comme les calcaires du Dogger, ainsi que ceux du Valanginien et de l'Hauterivien supérieur. La couverture imperméable des vallées synclinales détermine des bassins à écoulement superficiel qui se perdent en profondeur au contact des couches calcaires à l'exemple du Bied des Ponts, du Bied du Locle, de la Ronde, du ruisseau de la Brévine, etc.

MODELÉ KARSTIQUE

La prééminence des calcaires et des marnes du substratum neuchâtelois, associé à un régime pluviométrique non négligeable, ont occasionné **un modelé de type karstique** (fig. 5). Un relief karstique est caractérisé par des processus d'érosion par dissolution du calcaire (c'est ce qu'on appelle la **corrosion**). La surface de ces reliefs reste relativement sèche, car l'eau de pluie s'enfonce par divers orifices dans la profondeur des massifs, occasionnant une circulation souterraine et une accumulation dans des aquifères (nappes d'eau contenues dans des roches-réservoirs). Cette corrosion favorise le façonnement de très nombreuses

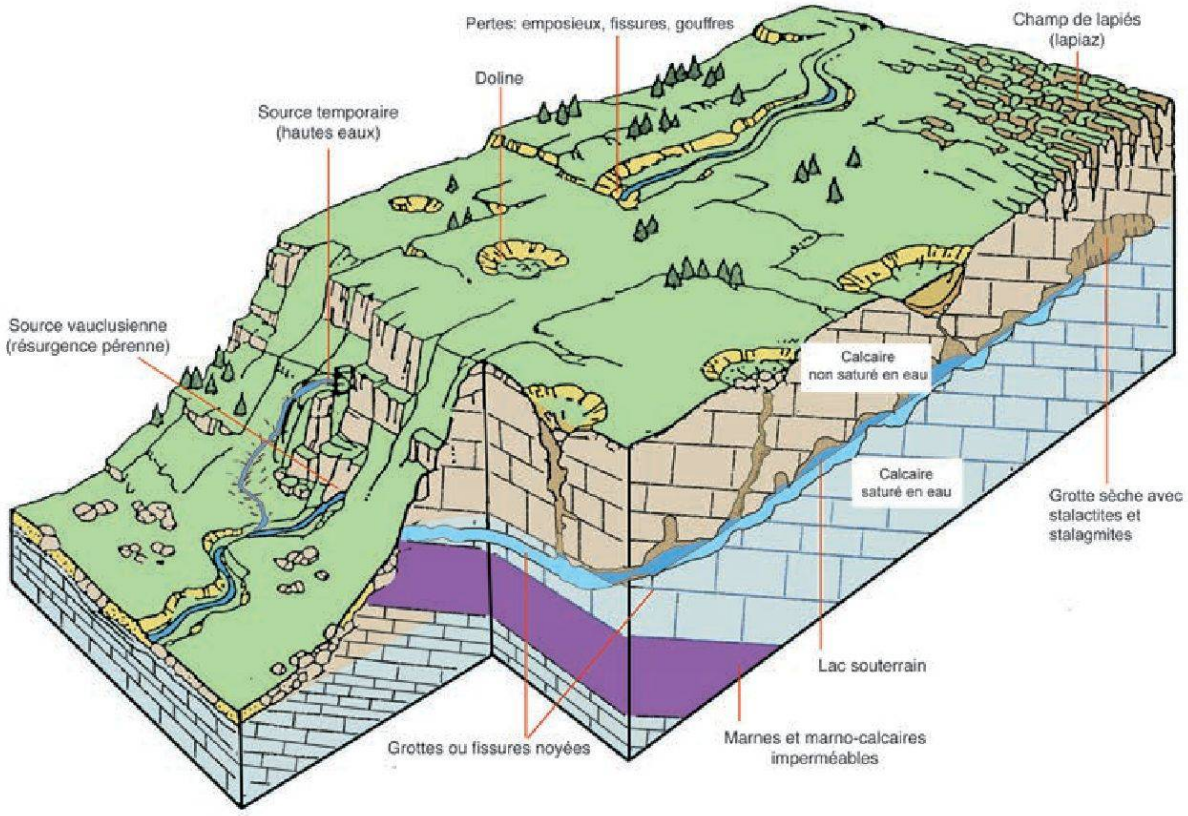


Figure 5: Modelé karstique : principes d'érosion et de circulation des eaux souterraines dans le karst.

cavités, grottes, gouffres et résurgences (plus de 300 selon l'inventaire spéléologique de GIGON, 1976).

Outre le remarquable travail de Gigon, signalons que l'Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie (ISSKA), fondé en 2000 et dont le siège est à La Chaux-de-Fonds, est actuellement très actif dans l'étude des cavités et de la protection des karsts superficiels et souterrains. Cet Institut, unique en Suisse, rayonne dans tout le pays et dans de nombreuses contrées étrangères.

Il est nécessaire de rappeler à ce stade en quoi consiste le phénomène de la karstification ou dissolution des roches calcaires. Au cours de ce processus chimique, résumé par l'équation suivante,

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O\ (=H_2CO_3) \leftrightharpoons Ca(HCO_3)_2$$

l'eau de pluie au contact des sols se charge en gaz carbonique ou CO_2, lequel résulte principalement de l'activité métabolique des microrganismes que les sols renferment. Avec l'eau, le CO_2 forme une certaine quantité d'acide carbonique H_2CO_3, un acide faible qui dissout le carbonate de calcium $CaCO_3$ constituant des roches calcaires. Malgré la faible solubilité du calcaire, l'eau d'infiltration qui percole à travers les fissures de la roche (diaclases) se charge alors petit à petit de calcaire dissous ou bicarbonate de calcium $Ca(HCO_3)_2$. Si elle en contient très peu, elle est qualifiée de douce ; si elle en contient beaucoup, il s'agit d'une eau dure. Une augmentation de la teneur en CO_2 à l'exemple des sols marécageux, conduit à une plus forte dissolution de carbonate[1]. Au contraire, un dégazage du CO_2 dissous provoque une reconversion du bicarbonate soluble en carbonate insoluble. La réaction est donc réversible : si l'eau qui

1) L'eau pure dissous très faiblement le calcaire (env. 15 mg par litre d'eau). Le CO_2 de l'air (0,03%) augmente son pouvoir de dissolution (60 à 80 mg/L). Et l'eau des sols avec une concentration élevée en CO_2 (activité bactérienne) peut dissoudre jusqu'à 200 à 300 mg/L de calcaire (l'eau de l'Areuse et ses affluents contient en moyenne 200 mg/L de calcaire dissous).

contient du bicarbonate de calcium est agitée ou que sa température s'élève, le CO_2 constitutif du bicarbonate est dégazé et le carbonate précipite à nouveau. C'est ainsi que se forment les stalactites dans les cavités, ainsi que le tuf, comme à la cascade de Môtiers par exemple. Dans les milieux peu agités, de très fines particules minérales peuvent se créer, restant en suspension dans l'eau. Elles ne sédimentent qu'en conditions de tranquillité, ce qui est le cas dans les lacs, où elles donnent naissance à la craie lacustre (environ 1 mètre par siècle dans le lac de Neuchâtel). Dans l'ancien lac de la vallée du Locle, il est très probable que la sursaturation et la température élevée de l'eau à l'époque, aient favorisé la précipitation des abondantes craies de l'Oeningien.

Pour le détail, ces réactions de précipitation ou de dissolution dépendent de phénomènes d'équilibres calco-carboniques biogéochimiques et physiques complexes (équilibres entre les carbonates-bicarbonates et la pression partielle du CO_2), influencés par la température, la saturation des bicarbonates-carbonates, les conditions physiques du milieu aquatique, l'altitude, etc. MISEREZ (1973) en a décrit les principaux aspects dans sa thèse.

IMPURETÉS PHYSICO-CHIMIQUES NATURELLES

La dissolution des calcaires et des roches meubles libère dans l'eau souterraine non seulement des ions calcium ou magnésium, mais aussi différents autres composés présents en plus ou moins grandes quantités dans les roches, tels que sodium, potassium, chlorures, sulfates, bicarbonates, nitrates, etc. Selon leur concentration, on peut définir différents **types d'eau.**

L'état dissous des impuretés naturelles contenues dans l'eau fait appel à la notion d'ions, plutôt qu'à celle des sels correspondants. En effet, les sels en solution dans l'eau n'existent pas sous forme combinée, mais sont dissociés en cations et en anions. Un type de représentation largement utilisé depuis longtemps est la **balance ionique**, qui regroupe les différents éléments selon un ordre basé sur leur affinité réciproque. L'ordre le plus communément utilisé est le suivant :

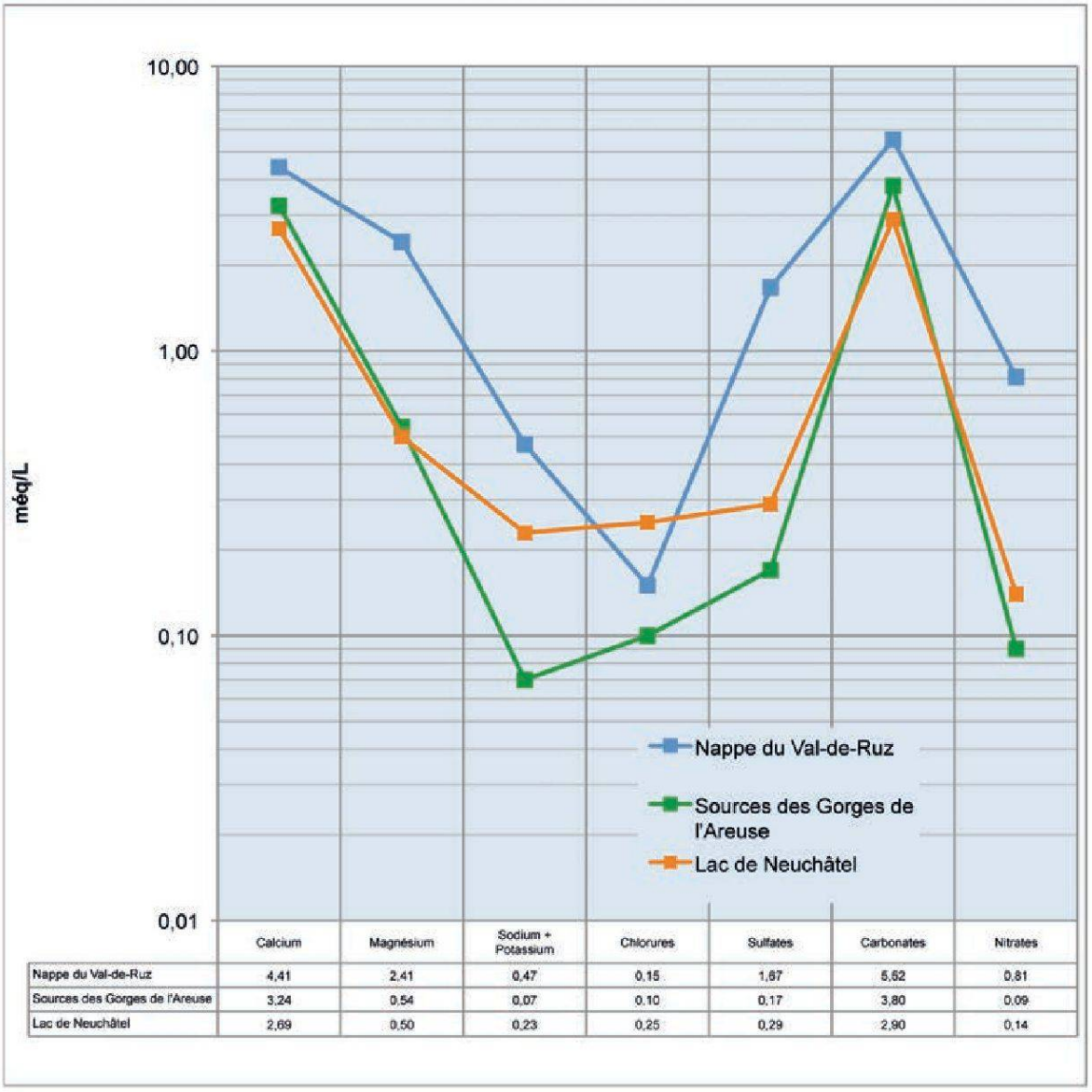
Cations : calcium Ca^{++}, magnésium Mg^{++}, sodium Na^{+}, potassium K^{+}.

Anions : nitrates NO_3^-, sulfates SO_4^{--}, hydrogénocarbonates HCO_3^-, chlorures Cl^-.

La dissociation ionique exige que les cations équilibrent très exactement les anions pour qu'il y ait neutralité. Autrement dit, il ne doit y avoir ni excès de charge positive, ni excès de charge négative dans une eau (la somme des cations = la somme des anions). Le groupement ci-dessus ne tient compte arbitrairement que des ions majeurs, ce qui suffit pour assurer l'équilibre dans les cas courants. Mais en cas de déséquilibre, il faut ajouter le fer et le manganèse pour les eaux qui en contiennent, voire le strontium très courant dans certains karsts ; ou encore la silice s'il y a un déficit en anions. En général, les résultats sont exprimés en **milliéquivalents par litre** (**meq/L**) pour tenir compte de la masse moléculaire et de la valence du ion (fig. 6 et tab. 4, p. 140).

Dans les karsts neuchâtelois, les bilans ioniques démontrent que ces karsts renferment majoritairement des **eaux de type bicarbonaté calcique** (fig. 6). A part les eaux parfois très sulfatées de la molasse, toutes les eaux régionales bicarbonatées-calciques sont riches en **calcium** (de l'ordre de 60 à 90 mg/L) et en **bicarbonates** (de 190 à 280 mg/L), avec des teneurs en sodium, potassium, chlorures, en général inférieures à 5 mg/L. Les teneurs en magnésium sont variables (de 3 à 30 mg/L en fonction des roches traversées), de même que les teneurs en nitrates, inférieures généralement à 10 mg/L, mais qui peuvent dépasser 50 mg/L dans les zones agricoles lorsque l'influence des engrais se fait sentir (Val-de-Ruz par exemple). Le tableau 6 (p. 142 et 143) représente la composition chimique de quelques eaux d'origine locale, comparée à des échantillons d'autres provenances.

La **dureté** varie en fonction des concentrations en calcaire dissous obtenues dans les terrains traversés et s'exprime en degrés français (°f) ou en milligrammes par litre



	Calcium	Magnésium	Sodium + Potassium	Chlorures	Sulfates	Carbonates	Nitrates
Nappe du Val-de-Ruz	4,41	2,41	0,47	0,15	1,67	5,52	0,81
Sources des Gorges de l'Areuse	3,24	0,54	0,07	0,10	0,17	3,80	0,09
Lac de Neuchâtel	2,69	0,50	0,23	0,25	0,29	2,90	0,14

Figure 6 : Principaux types d'eau exploités dans la région de Neuchâtel, exprimés sous la forme de la balance ionique en méq/L. Le graphique ci-dessus montre que les eaux régionales appartiennent toutes au type bicarbonaté-calcique, avec de légères nuances selon les origines :

• L'eau de la nappe phréatique des terrains meubles du Val-de-Ruz (site des Prés-Royers) a une dureté plus élevée (environ 30°f) que les autres types d'eau. Elle renferme plus de calcium et de bicarbonates, et elle contient aussi un peu plus de sulfates et de nitrates (influence de l'agriculture d'une part, et de la molasse sous-jacente d'autre part).

• L'eau des sources des Gorges de l'Areuse est moyennement dure (environ 20°f), et renferme beaucoup moins de sels (sodium, potassium, chlorures et sulfates) que dans les autres eaux, ce qui est typique du karst.

Si l'on effectue la somme des cations et des anions de ces deux premiers types d'eau, on constate un léger déficit du côté des cations, certainement dû au strontium non analysé dans ce cadre.

• L'eau du lac de Neuchâtel a une dureté plus basse (environ 15°f) que les eaux de ses affluents (concentration plus faible en calcium et en bicarbonates), mais plus élevée en sels, chlorures notamment, du fait des rejets de STEP qui s'y déversent.

(mg/L) de $CaCO_3$, voire en millimoles (mmole) de $CaCO_3$ (1°f = 10 mg/L $CaCO_3$ = 0,1 mmole/L $CaCO_3$) ou encore en milliéquivalents (1°f = 0,2 méq/L). Elle conditionne les équilibres calco-carboniques de l'eau, notamment le pH (le pH d'équilibre des eaux karstiques est habituellement compris entre 7,8 à 8,2). Sur le terrain, on établit usuellement trois catégories de duretés de l'eau :

- Eaux douces à mi-dures : de 0 à 15°f
Compte tenu du substratum calcaire, il n'y a pas d'eaux très douces dans la région. L'eau du lac de Neuchâtel est un cas limite : env. 150 mg/L $CaCO_3$ = **15°f**. Dans ce cas, une partie du substrat carboné des bicarbonates amenés par les affluents est assimilée par les algues ; il y a également des remises en phase d'équilibre avec la masse d'eau ce qui fait qu'une partie des apports en calcaire dissous précipite et donne de la **craie lacustre** au fond du lac, d'où cette dureté plus basse et constante.

- Eaux mi-dures : entre 15 à 25°f
Eau des grandes résurgences karstiques : sources de l'Areuse, de la Noiraigue, de la Serrière, etc : environ 200 mg/l $CaCO_3$ = **20°f**. (Les eaux d'un même bassin ont des duretés semblables).

- Eaux dures : entre 25 à 40°f, voire davantage
Eaux d'origine marneuse, terrains meubles : dépôts de molasse, moraine, matériaux fluvio-glaciaires, deltas : 300 à 400 mg/l $CaCO_3$ = **30 à 40°f**. Dans ces terrains, les échanges avec l'eau sont plus importants.

Dans la pratique des distributeurs d'eau et des professionnels, la Loi fédérale sur les denrées alimentaires (LDAl) du 9 octobre 1992), impose six classes de duretés :

°f	mmole	catégories
0 à 7	0 à 0,7	très douce
7 à 15	0,7 à 1,5	douce
15 à 25	1,5 à 2,5	moyennement dure
25 à 32	2,5 à 3,2	assez dure
32 à 42	3,2 à 4,2	dure
≥42	≥4,2	très dure

Globalement, les eaux du canton de Neuchâtel ont des duretés comprises entre 15°f au minimum et 32°f au maximum. Selon la tabelle ci-dessus, elles sont comprises entre des « eaux mi-dures à assez dures » (fig. 7).

Dans le canton, 65 % des captages exploités pour l'eau de boisson proviennent des sources d'origine karstique (contre 40 % pour le reste de la Suisse). Le solde des eaux d'alimentation provient pour 26 % d'aquifères de terrains meubles exploités sous forme de puits filtrants dans les terrains tertiaires et quaternaires des vallées et du bord du lac (40 % en Suisse) ; et pour seulement 7,5 % en provenance d'eau de surface, essentiellement le lac de Neuchâtel (20 % en Suisse). A noter encore une fraction de 1,5 % d'eau de citerne alimentant les zones sèches du Haut-Jura. Ainsi, du fait des immenses possibilités d'accumulation d'eau dans les calcaires et les terrains meubles, plus de 90% de l'eau potable du canton provient des eaux souterraines, le solde étant prélevé dans le lac, comme eau d'appoint.

Par ailleurs, les calculs effectués par Miserez (1973) ont démontré, sur la base d'une dureté moyenne de l'eau de l'Areuse de 20°f (200 mg/L $CaCO_3$), que ce chiffre correspond à une ablation moyenne du bassin d'alimentation de 0,1 mm/an, pour l'ensemble des surfaces calcaires concernées ; ce qui constitue une charge estimée, de 70 à 80'000 tonnes (soit 30 à 40'000 m^3) de calcaire dissous par année, que l'Areuse et ses affluents (débit moyen calculé de 11 m^3/s) évacuent dans le lac de Neuchâtel. Une telle ablation conduit à une usure moyenne des massifs d'environ 100 m en 1 million d'années. On comprend mieux de ce fait l'importance que la karstification représente pour l'évolution morphologique des anticlinaux jurassiens et pour les dépôts lacustres[1].

MORPHOLOGIE KARSTIQUE ET COMPORTEMENT DES AQUIFÈRES :

Les phénomènes de dissolution par l'eau occasionnent une morphologie particulière des reliefs jurassiens, en particulier les

1) L'érosion fluviatile mécanique qui a créé les deltas de l'Areuse et du Seyon dans le lac de Neuchâtel, occasionne sur le long terme une charge de matières en suspension comparativement bien moindre que les matériaux dissous éliminés par la corrosion, dont l'action est permanente.

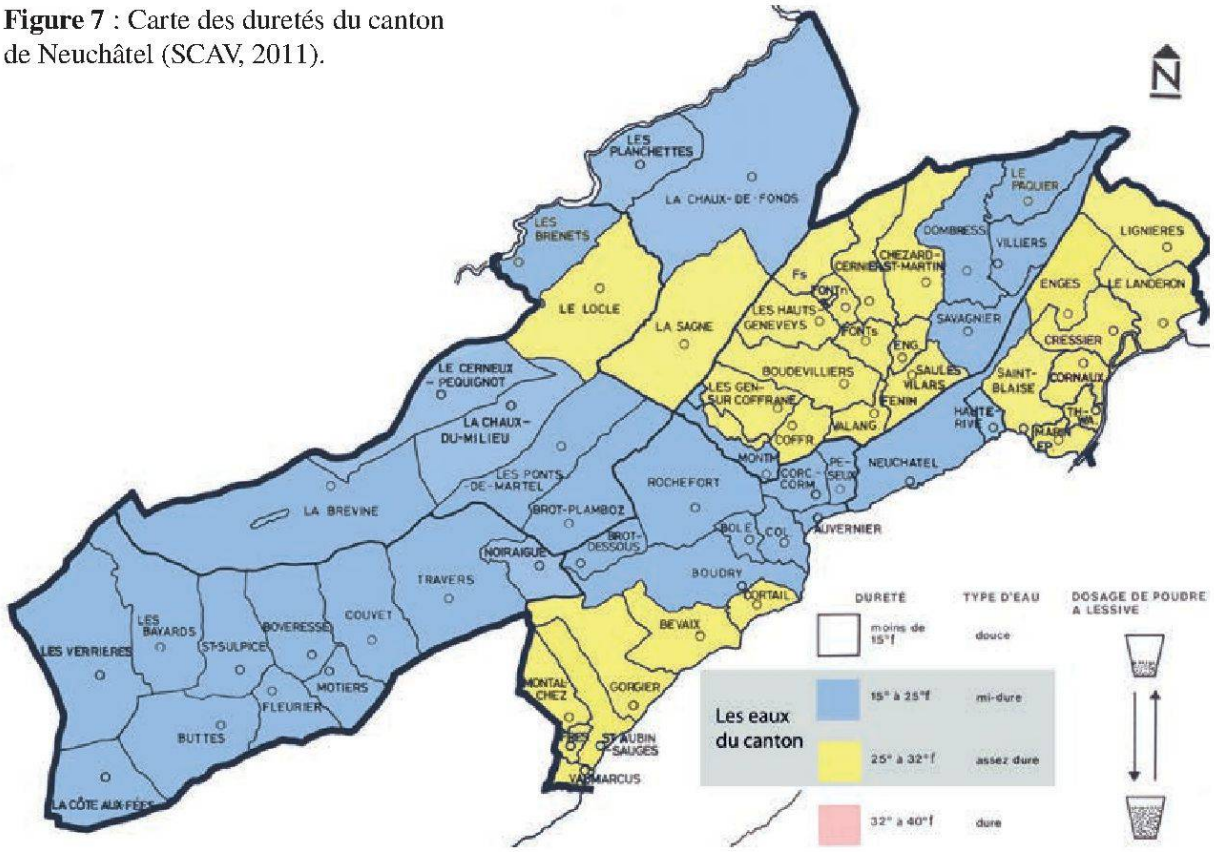


Figure 7 : Carte des duretés du canton de Neuchâtel (SCAV, 2011).

larges croupes des sommets des chaînes anticlinales. On y découvre de nombreuses variétés d'orifices d'infiltration des eaux pluviales (fig. 5), tels les **lapiez** (fissures de dissolution), les **dolines** (entonnoirs fermés dans le sol), les **emposieux** (entonnoirs avec pertes d'eau visibles), et aussi les **poljés** (grands bassins fermés synclinaux, comme les vallées de la Sagne et de la Brévine). Les dolines et les emposieux sont souvent disposés en chaînes le long des contacts calcaires-marnes, mais ils sont parfois difficiles à distinguer du fait du camouflage par la végétation.

Les eaux recueillies dans ces multiples orifices, ainsi que dans les fissures et diaclases, parviennent tout d'abord dans **la zone supérieure de drainage** dite **non saturée**. Au-dessous, les eaux occupent tous les espaces poreux de la **zone saturée** (environ 4,5 ‰, c'est-à-dire 4,5 litres par m^3 de roche selon MATHEY, 1976, dans les calcaires jurassiens). En fait, la perméabilité de ces zones est très hétérogène, car déterminée par des joints très fins dans les blocs calcaires massifs : mesurée par essais d'injection dans les forages, elle est comprise entre 10^{-6} et 10^{-7} m/s. La zone saturée est limitée en profondeur par un **substratum imperméable** comme celui de l'Argovien marneux (200 m d'épaisseur) sous les calcaires du Malm, les autres aquifères étant limités comme nous l'avons vu plus haut, par les marnes de l'Hauterivien inférieur, du Lias, du Dogger, du Purbeckien, ainsi que par certaines formations du Tertiaire.

Dès lors à l'intérieur des massifs, les eaux infiltrées créent d'innombrables et vastes réseaux hydrographiques souterrains, qui réapparaissent à la surface, plus bas et plus loin, au contact d'un niveau de base occupé par une des rares rivières collectrices de surface. Ces rivières sont en général situées

dans des vallées bien entaillées comme l'Areuse et le Doubs. La première draine avec ses affluents le bassin régional du Val-de-Travers, tandis que le second, qui fait frontière avec la France, recueille les eaux des vallées des Montagnes. Les autres cours d'eau ne sont que des ruisseaux le plus souvent temporaires, à l'exception du Seyon qui rassemble les eaux superficielles du Val-de-Ruz. La Serrière et la Noiraigue qui sont de puissantes résurgences, n'ont cependant que des parcours aériens très courts.

Par ailleurs, toute la morphologie karstique jurassienne, surtout sa bordure, a été en plus considérablement influencée et remaniée par les grandes glaciations quaternaires, en particulier celle du Würm, durant laquelle le glacier du Rhône remontait jusque dans le Val-de-Travers et le Val-de-Ruz à son apogée, il y a 20'000 ans. A la même époque, le massif jurassien situé au nord de ces vallées, était recouvert d'une importante calotte glaciaire indépendante du glacier du Rhône qui s'étirait à partir de 1200 m d'altitude environ. Tous ces glaciers ont disparu il y a environ 10'000 ans, non sans avoir laissé d'abondantes traces, telles l'approfondissement des gorges de l'Areuse et du Seyon (torrents sous-glaciaires) ; les immenses dépôts de moraines et de blocs erratiques, en particulier dans la bordure sud du canton ; les creux de glace comme la glacière de Monlési près de la Brévine ; ou encore le pergélisol du fond du cirque du Creux-du-Van. Par le colmatage des hautes vallées, ils ont permis l'apparition de grands marais (vallées de la Sagne et de la Brévine), ou de lacs comme celui du Val-de-Travers (grâce au barrage de la moraine de fond du Creux-du-Van), ou le lac supérieur de la région du Seyon - Pierre-à-Bot au-dessus de Neuchâtel (emprisonné par la moraine latérale du glacier du Rhône). Ces lacs ont disparu il y a quelques milliers d'années suite à l'érosion de ces barrages morainiques.

Enfin, rappelons que l'équilibre hydrologique est encore compliqué par les accidents tectoniques transversaux ou **décrochements** (La Ferrière, La Tourne, Chaumont, comme vu plus haut) qui recoupent et drainent les plis anticlinaux en plusieurs endroits.

2. LES GRANDS BASSINS HYDROLOGIQUES NEUCHÂTELOIS

Dans le canton, les éléments les plus spectaculaires de la morphologie karstique sont les trois grands bassins régionaux qui drainent chacun d'importants réseaux d'eau souterraine. Ces trois grands bassins comprennent chacun un certain nombre de bassins secondaires dits **bassins sectoriels** ou encore **bassins versants** (fig. 8).

Il y a tout d'abord le **bassin régional du Val-de-Travers** à l'ouest, alimenté par d'importantes résurgences karstiques. La plus importante, celle de la Doux-Areuse, draine la vallée de la Brévine et celle des Verrières. Sans oublier le Buttes, tout à l'ouest, affluent de l'Areuse alimenté lui aussi par des résurgences. Plus en aval, la source de la Noiraigue reçoit l'eau de la vallée de la Sagne et des Ponts-de-Martel.

Le **bassin du Val-de-Ruz** au centre, est drainé par la Serrière souterraine et par le Seyon en surface.

Enfin, la **vallée du Locle et de La Chaux-de-Fonds** au nord, dont les pertes respectives à l'ouest et à l'est de ce synclinal fermé aboutissent dans le Doubs.

Il faut préciser ici que dans le Jura, les lignes de partage des eaux ne sont pas forcément liées aux crêtes topographiques. En fonction de l'orientation des couches de roches et de leur perméabilité, il n'est pas rare que l'eau qui s'infiltre d'une crête s'écoule à travers les roches vers l'autre versant de la montagne (Hapka, 1997), et que les destinations des eaux changent en fonction des conditions de crues ou d'étiages. Partant de là, on constate que la ligne de partage des eaux entre le Rhône et le Rhin traverse le canton de Neuchâtel. Les bassins du Val-de-Travers et du Val-de-Ruz, par l'intermédiaire de l'Areuse, de la Serrière et du Seyon, se déversent dans la Mer du Nord, via l'Aar et le Rhin, tandis que les eaux infiltrées dans les vallées du Locle et de la Chaux-de-Fonds rejoignent la Méditerranée par le Doubs, la Saône puis le Rhône.

En ce qui concerne les vitesses d'écoulement des eaux souterraines de ces bassins[1], Mathey (1976) signale qu'elles varient de 5 à 300 m à l'heure (mesures de traçages). L'âge moyen de certaines résurgences (en dehors des périodes de crues où l'eau s'infiltre et déborde rapidement) a été mesuré par des analyses isotopiques du tritium. Les résultats ont indiqué 3 mois pour l'Areuse, 6 à 7 mois pour la Serrière et environ 10 ans pour certaines sources des gorges de l'Areuse.

L'une de ces sources dénommée Combe Garot, située à proximité de l'usine du même nom, captée par l'ancien Service des Eaux de Neuchâtel et actuellement exploitée par la Société Viteos, renferme une des plus rares populations de microcrustacés souterrains d'Europe (Moeschler *in* : Hapka *et al*, 1997). On y a découvert en particulier une espèce de crustacé planctonique baptisé *Gelyella monardi*, en l'honneur du zoologue chaux-de-fonnier Albert Monard (voir reconstitution ci-dessous). Cet organisme serait un descendant des faunes marines qui, il y a quelque 20 millions d'années au Miocène, ont colonisé les rivages de la mer tertiaire (molasse marine inférieure) qui s'étendait au front des Alpes, de Vienne à Marseille. Fossile vivant, il a d'abord migré dans les eaux du domaine continental où il a survécu jusqu'à nos jours, après s'être adapté aux conditions particulières du milieu karstique souterrain. Cette découverte témoigne de la complexité des aquifères régionaux.

Gelyella monardi
Dessin : Cédric Marendaz et Pascal Moeschler
© Muséum d'histoire naturelle de la Ville de Genève

1) Dans les calcaires parsemés de multiples fissures et de diaclases, dues à l'origine aux tensions tectoniques, l'écoulement de l'eau souterraine est très variable : il s'effectue par des trajets lents dans les microfissures, avec des vitesses de l'ordre du mètre par mois, voire du mètre par an ; alors que dans les grands réseaux de fractures et de failles (grottes, etc), ces vitesses atteignent le mètre par min, voire le mètre par seconde, comme pour les cours d'eau de surface.

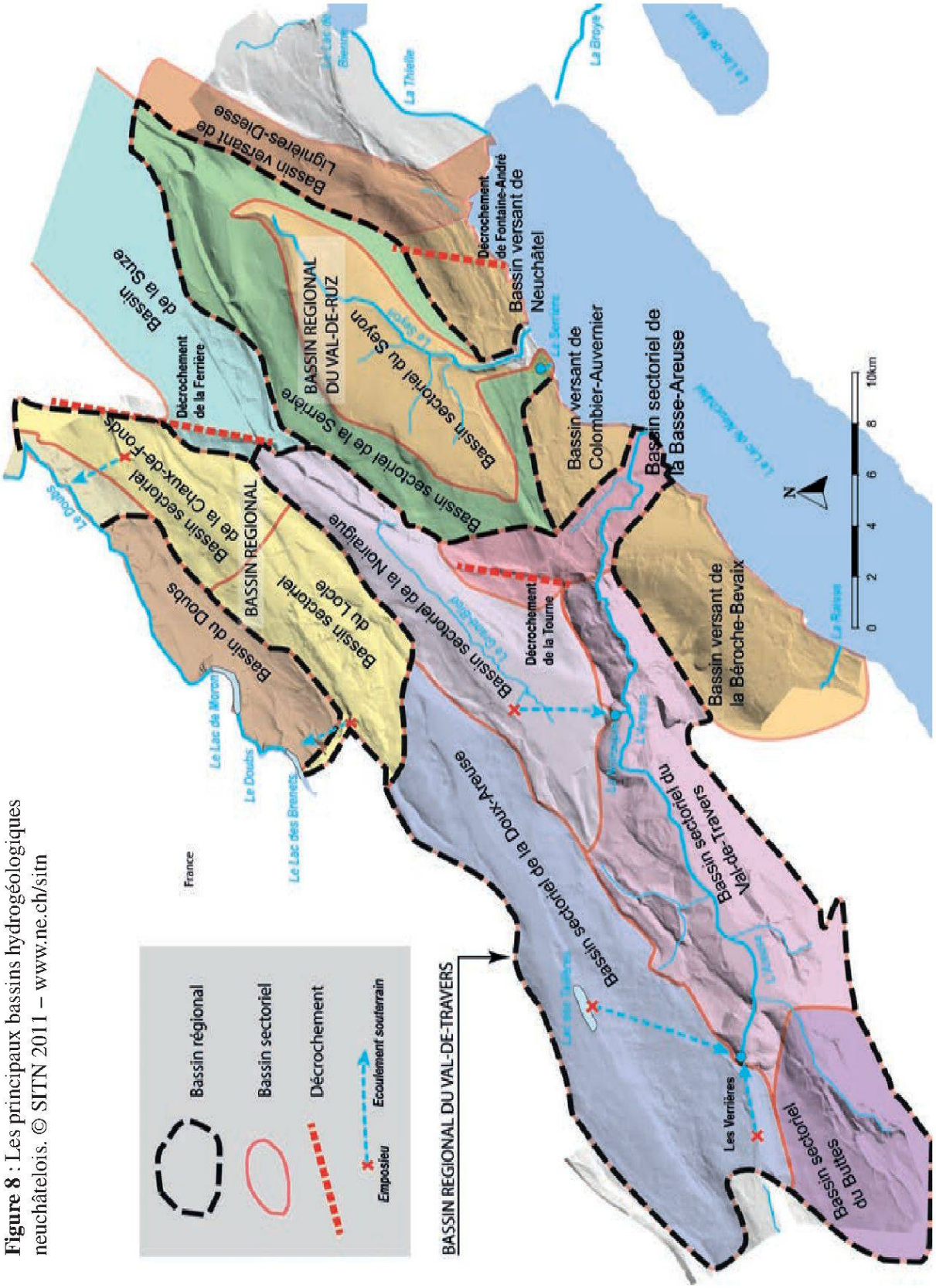


Figure 8 : Les principaux bassins hydrogéologiques neuchâtelois. © SITN 2011 – www.ne.ch/sitn

BASSIN DU VAL-DE-TRAVERS OU BASSIN RÉGIONAL DE LA DOUX-AREUSE

Le bassin de la Doux-Areuse est le plus grand des trois avec 405 km^2 de surface (Burger, 1959). Il draine aussi bien le Val-de-Travers et les chaînes anticlinales bordières, que les bassins locaux des vallées de la Brévine, de la Sagne, des Ponts et des Verrières. L'Areuse à Boudry (rivière de base) y a un débit moyen calculé de 11,8 m^3/s. Un maximum de 170 m^3/s a été mesuré lors de la crue magistrale de 1990 ; le minimum observé est de 0,27 m^3/s.

L'essentiel du réseau hydrographique de ce bassin régional (fig. 9) est souterrain (Burger, 1959). Il regroupe les bassins sectoriels de la Doux-Areuse (128 km^2), de la Noiraigue (72 km^2), du Buttes ou de la Noirvaux (77 km^2), du Val-de-Travers proprement dit (102 km^2) et de la Basse-Areuse (26 km^2). L'Areuse et son lit à ciel ouvert constituent le niveau de base karstique qui recueille l'essentiel des eaux souterraines de ces bassins-versants. Les principaux exutoires jaillissent au-dessus du niveau de l'Argovien, du fait de l'immense développement du Malm (Stettler, 1990). Outre les deux principales résurgences pérennes de l'Areuse et de la Noiraigue qui drainent les bassins synclinaux de La Brévine et La Sagne, on trouve toute une série de sources temporaires le long de la bordure de la chaîne anticlinale nord du Val-de-Travers, dont notamment les sources du Pont-de-la-Roche à Fleurier, la résurgence du Loquiat à Travers, et les sources du Crêt-de-l'Anneau en bordure de route entre Travers et Noiraigue.

Le principal affluent de l'Areuse, la Noiraigue, draine en amont par voie de surface la vallée marécageuse de la Sagne et des Ponts sous le nom de Bied des Ponts, lequel disparaît dans l'impressionnant emposieu du Voisinage à Martel-Dernier, pour rejoindre l'Areuse à Noiraigue, après un parcours souterrain de 4 km, et un petit parcours aérien de 400 m. Elle a un débit moyen de 2 à 3 m^3/s. Son maximum, tout-à-fait exceptionnel, qui a été mesuré lors de la grande crue de 1990, atteint 13,9 m^3/s et son minimum seulement 0,17 m^3/s.

L'origine des grandes résurgences souterraines du Val-de-Travers est connue depuis le 18ème siècle (Schaer, 2009) et a été prouvée par les essais de traçages de Schardt au début de ce siècle (sources de l'Areuse et de la Noiraigue). L'Areuse est originaire de la vallée de la Brévine (pertes principales du lac des Taillères, du Moulinet et de l'Anéta) et du vallon des Verrières (fig. 9 et fig. 10c). La Noiraigue provient du drainage de la vallée de la Sagne et des Ponts (fig. 10b). Ces vallées marécageuses permettent une importante rétention de l'eau, ce qui favorise un écoulement relativement régulier durant toute l'année au niveau des sources de base. Ce phénomène était bien plus marqué avant les drainages réalisés par les améliorations foncières, il y a une cinquantaine d'années. Selon la pluviométrie, l'Areuse souterraine met de 12 heures à environ 3 jours pour s'écouler de la Brévine à la source de la Doux (6,5 km); et la Noiraigue souterraine, environ 8 heures jusqu'à 24 heures, depuis les Ponts-de-Martel à la source (4 km).

Le bassin sectoriel du Buttes tout en amont, est alimenté au départ par les sources issues du noyau molassique de l'Auberson (Burger, 1959). Il reçoit en cours de route l'apport de résurgences importantes issues des synclinaux du Val-de-Travers et de la Côte-aux-Fées. Il s'agit des sources pérennes des Raies et de la résurgence temporaire de la Baume de Longeaigue, laquelle assure le trop-plein des sources des Raies en cas de crues. La Baume de Longeaigue, qui est par ailleurs la plus longue cavité explorée du canton de Neuchâtel (Gigon, 1976) avec un développement de plus de 2,2 km, est une source de débordement typique sur l'Argovien imperméable. Son débit en crue peut dépasser 5 m^3/s.

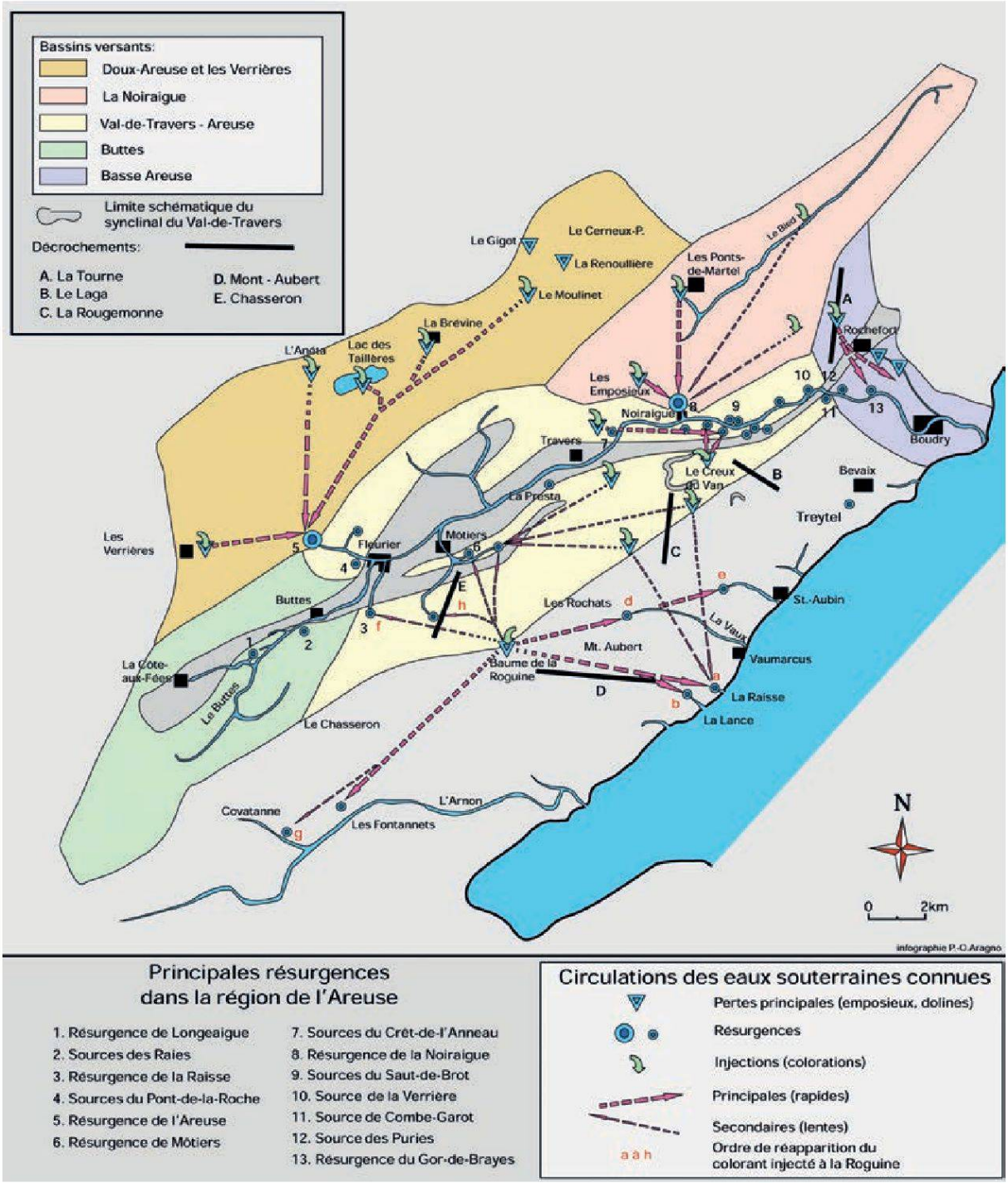


Figure 9 : Principales circulations des eaux souterraines dans la région de l'Areuse.

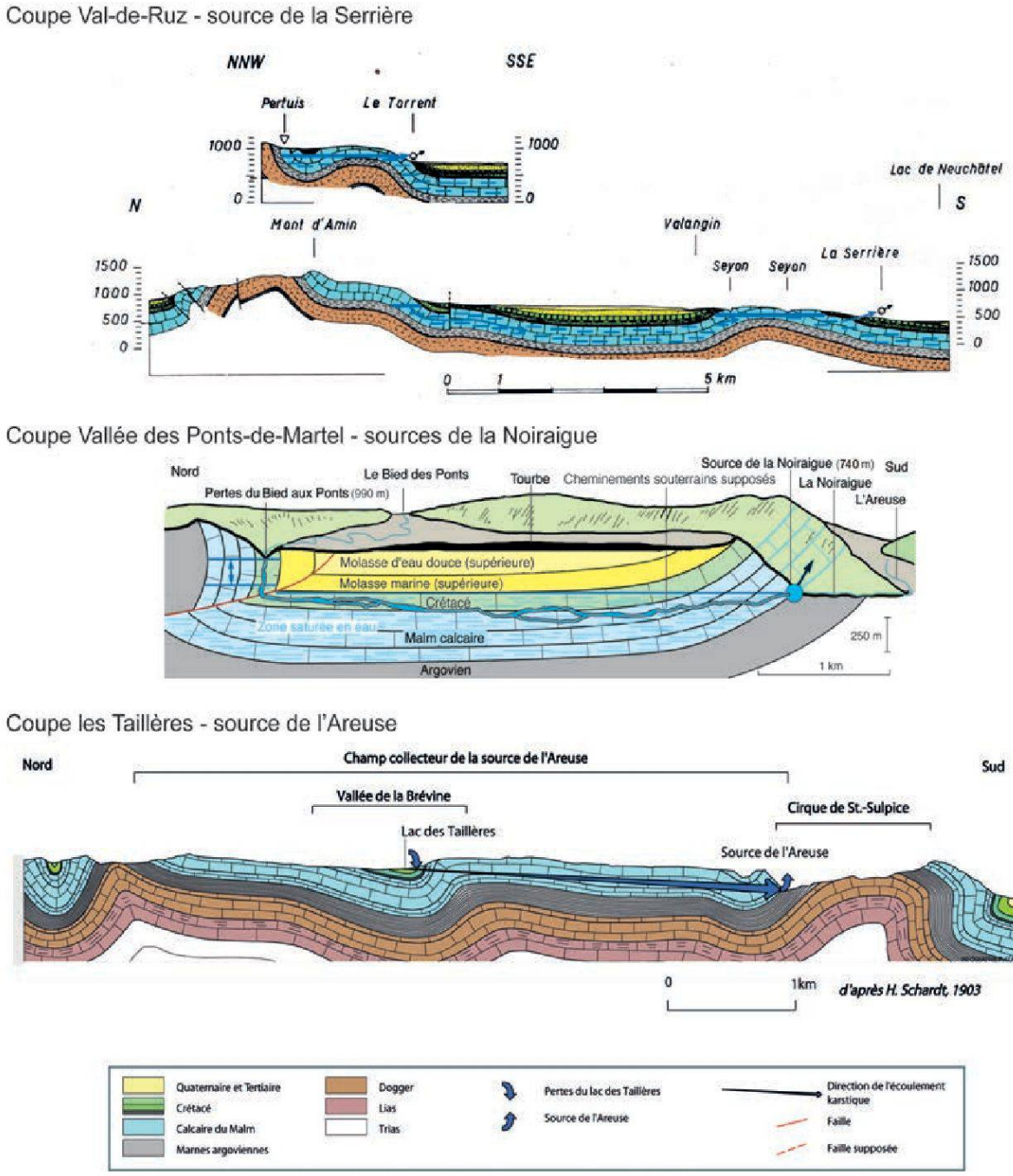


Figure 10 : Coupes géologiques schématiques des trois principales résurgences du canton :
a) Source de la Serrière – Val-de-Ruz – Mt d'Amin (d'après MATHEY, 1976).
b) Source de la Noiraigue – Le Bied des Ponts (d'après HAPKA *et al,* 1997).
c) Source de l'Areuse – Lac des Taillères (d'après RICKENBACH, 1925).

Sur la rive droite de l'Areuse, la zone sommitale de la Montagne de Boudry, à l'ouest du Creux-du-Van (fig. 9), présente une hydrologie complexe (Jeannin & Wacker, 1987 et Isska, 2011). Elle fonctionne comme zone de partage sommitale où 80 % des eaux d'infiltration s'écoulent en direction du lac de Neuchâtel vers les résurgences de la Lance et de la Raisse près de Vaumarcus, avec un temps de parcours moyen qui varie de 4 à 14 jours. Les 20 % restants sont évacués pour une part plus à l'amont jusqu'à la Covatanne en-dessous de Ste-Croix, et pour le reste, vers le Val-de-Travers à Môtiers (le Riau) et à Fleurier (la Raisse). Là, les temps de parcours sont plus longs et dépassent 25 jours.

Les très nombreuses sources des gorges de l'Areuse situées en aval de Noiraigue convergent sur les deux rives de la vallée de Champ-du-Moulin (Stettler, 1990). Ce sont leurs eaux qui fournissent l'eau de boisson des villes de Neuchâtel et de La Chaux-de-Fonds, ainsi que celle de Boudry. Par leur position en aval du système hydrologique du bassin du Val-de-Travers (Burger, 1986), qui s'étend en gros de Travers à Champ-du-Moulin, et par leur abondance, ces sources justifient la dénomination de «**zone d'appel d'eau**» de cette région. En tant que sources pérennes, elles représentent les décharges d'une succession d'aquifères souterrains, étagés du Dogger au Quaternaire, situés soit dans des calcaires plus ou moins fissurés, soit dans des terrains meubles (moraines, alluvions et éboulis). Les résurgences les plus importantes ont un rayon d'alimentation dépassant largement la région des gorges, pouvant même remonter jusqu'à La Presta (Burger, 1987). Issues des aquifères du Malm, limitées par l'important niveau imperméable de l'Argovien, elles assurent 60 % des débits des sources des Gorges de l'Areuse. Dans cette optique, les résurgences temporaires du flanc nord du Val-de-Travers, comme le Loquiat et les sources du Crêt-de-l'Anneau, originaires de la Vallée des Ponts, fonctionneraient également, selon Bürger, en tant que sites de débordement des aquifères du Malm en cas de crues. Elles constitueraient à ces périodes, le trop-plein des sources des Gorges de l'Areuse.

A l'extrémité est du bassin régional de l'Areuse, il convient en outre de signaler l'emplacement du petit bassin sectoriel de Rochefort - Basse-Areuse (fig. 11), qui présente sur un minuscule territoire, avec le Merdasson[1], un ruisseau temporaire affluent de l'Areuse, un exemple particulièrement démonstratif de la complexité du karst souterrain neuchâtelois (Stettler, 1990). Situé en partie à l'emplacement du décrochement de La Tourne et de la remontée axiale de l'anticlinal de la Montagne de Boudry et de son pli-faille, le Merdasson, qui jaillit au-dessous de Rochefort (750 m) en période de pluie, se perd un peu plus bas (680 m) dans les calcaires du Portlandien à proximité de la ligne CFF La Chaux-de-Fonds-Neuchâtel. Il réapparait à deux endroits opposés : d'une part à la source des Puries (530 m) sur la rive gauche de l'Areuse dans le secteur de Combe-Garot ; d'autre part sur l'Hauterivien imperméable (590 m) plus en aval dans la gorge du Merdasson. De là, le ruisseau se perd une nouvelle fois au niveau des calcaires valanginiens (560 m), pour réapparaître encore, mais cette fois de manière pérenne, sur la molasse Oligocène (540 m) bordière de la chaîne jurassienne. De plus le tout est compliqué par la présence d'un autre cours d'eau souterrain temporaire, issu des pertes de la Grande Sagneule, derrière le Mont Racine, et qui réapparait à la résurgence du Gor-de-Braye (500 m), au-dessous de Combe Garot sur la rive gauche du cañon de l'Areuse. Cette eau souterraine suit un parcours induit par le décrochement, qui se situe au-dessous de celui du Merdasson et qui croise le tracé de l'eau qui s'écoule vers les Puries. C'est dire la complexité de ce système qui n'est d'ailleurs pas encore totalement élucidé.

Enfin, en dehors des principaux aquifères du Malm, le Val-de-Travers renferme aussi des nappes phréatiques dans les terrains quaternaires, ainsi que d'autres gisements d'eau dans le Tertiaire, le Crétacé et

1) Le Merdasson : terme péjoratif utilisé par les habitants du lieu pour désigner ce ruisseau receveur de tous les déchets du village de Rochefort, matières fécales et autres résidus, y compris ceux de la décharge régionale située en contrebas en bordure du lit du cours d'eau ; ceci antérieurement à l'implantation de la STEP locale dans les années 1970. Si la plupart des cours d'eau étaient dans le même état catastrophique à l'époque, c'est le seul qui se soit vu attribuer ce nom bien caractéristique !

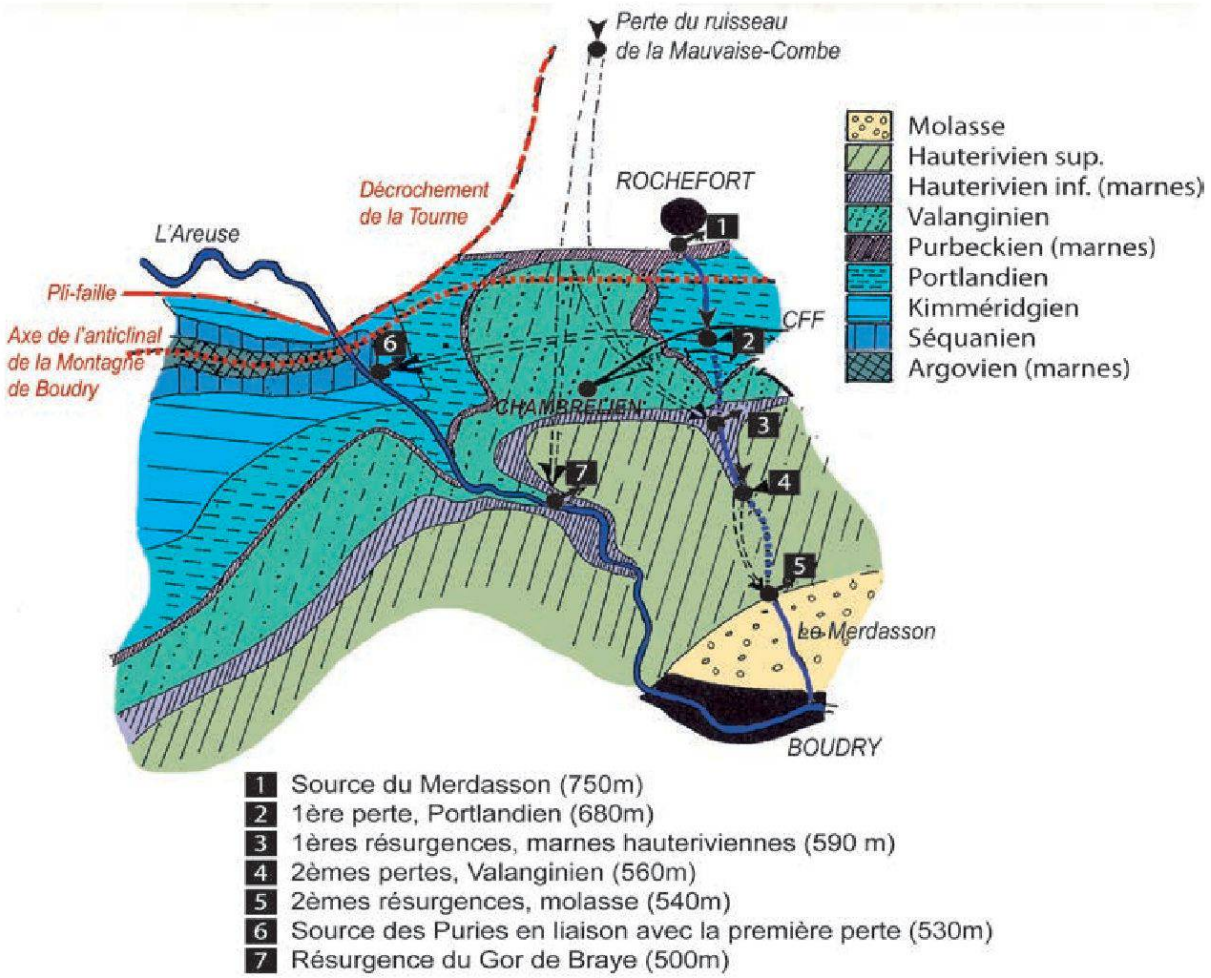


Figure 11 : Circulations d'eaux souterraines complexes du secteur du Merdasson-Rochefort (STETTLER, 1990)

le Dogger (Gorges de l'Areuse). Il convient à cet égard de citer l'eau d'exhaure[1] des anciennes mines d'asphalte de la Presta qui pourrait provenir du Malm sous-jacent. Il ne faut pas omettre non plus les affluents superficiels de l'Areuse, qui sont toutefois de peu d'importance. Selon BURGER (1959), quelques-uns d'entre eux, au régime très variable, prennent naissance dans des combes argoviennes latérales (Deneyriaz, Bied de Môtiers, Sucre de Couvet). D'autres évacuent les eaux de petits synclinaux et de fractions du Crétacé : ruisseau des Riaux, sources des Chénées, etc, sur le flanc méridional du Val-de-Travers ; sources du Mt de Couvet, du Loquiat, etc, sur son flanc septentrional. D'autres forment des chenaux conduisant à l'Areuse, comme ceux des principales résurgences (La Raisse à Fleurier, La Noiraigue, le Merdasson dans la Basse-Areuse). D'autres encore recueillent les eaux des nappes phréatiques du fond de la vallée (Bied de Boveresse, canal du Pré-Monsieur, etc).

En résumé, dans tout le Val-de-Travers, les calcaires du Malm, épais de plus de 300 m, permettent l'accumulation de volumes d'eau considérables. Ils conditionnent les principales résurgences du flanc nord du bassin de l'Areuse, en amont des gorges, à savoir la source de l'Areuse, celle de la Noiraigue et les sources des Gorges de l'Areuse qui ne tarissent jamais.

1) Exhaure : eaux issues de mines ou de carrières, évacuées artificiellement ou naturellement.

BASSIN RÉGIONAL DU VAL-DE-RUZ

Cette zone (fig. 12), comprend les bassins sectoriels de la Serrière et du Seyon (MATHEY, 1976). Ces deux rivières provenant du Val-de-Ruz sont étroitement liées du point de vue hydrogéologique. Elles résultent de spectaculaires phénomènes de dissolution des terrains calcaires régionaux. Mais elles diffèrent l'une de l'autre par leur position et par leurs aquifères. Les terrains karstiques du Val-de-Ruz sont perméables à l'eau, mais une partie du sous-sol du centre de la vallée est constituée d'épaisses couches imperméables continues, formées de molasse marneuse tertiaire, recouvertes par des dépôts marneux et graveleux abandonnés par le glacier du Rhône il y a environ 10'000 ans. Cela fait que cette large vallée comprend deux bassins superposés séparés par ces couches imperméables, celui de la Serrière en profondeur et celui du Seyon en surface. Celui de la Serrière a une surface de 88 km^2, et celui du Seyon de 40 km^2.

Avec le Seyon en surface, et la Serrière en profondeur, c'est toute la région du Val-de-Ruz au sens large, qui est drainée. La Serrière a un débit moyen calculé de 2,5 m^3/s (minimum 0,02 m^3/s en 1988, et maximum de 11,3 m^3/s en 1982). Le Seyon, rivière de surface, a un débit moyen de 1,52 m^3/s (minimum de 0,02 m^3/s en 1985 et maximum de 34,5 m^3/s en 1983). Les travaux de MATHEY (1976) ont permis d'obtenir une très bonne représentation de la structure complexe de ces deux bassins superposés, qui constituent un remarquable phénomène karstique (coupe fig. 10a et fig. 12).

Le bassin de la Serrière

Le bassin alimentaire de la source de la Serrière à Neuchâtel est compris entre les deux premières chaînes du Jura plissé : anticlinal de Chaumont au sud et anticlinal du Mont Racine - Tête-de-Ran - Mont d'Amin au nord (l'altitude de ces massifs est comprise entre 1100 et 1400 m). La limite du bassin se prolonge même à l'est jusqu'à la Joux-du-Plâne et se termine aux Bugnenets et à la Combe-Biosse. L'Argovien, marneux en profondeur, constitue la limite imperméable de ces structures, au niveau des contacts Callovien - Argovien - Séquanien. Différentes pertes situées autour du large synclinal du Val-de-Ruz, alimentent l'aquifère de la Serrière, notamment les pertes de la Combe-des-Aux dans le Dogger de l'anticlinal du Mont Racine, la perte du ruisseau de Pertuis dérivée artificiellement dans le gouffre du même nom (-150 m), les pertes du ruisseau des Bugnenets et des marais des Pontins entre autre.

Toutes ces eaux s'écoulent en profondeur dans les calcaires du Malm et rejaillissent à la source pérenne de la Serrière à Neuchâtel, dans le Crétacé, à la base des calcaires de l'Hauterivien supérieur, au fond d'une reculée, située à 475 m d'altitude. Les essais de traçage effectués par B. MATHEY de 1967 à 1971 ont permis de mesurer le temps de parcours de la Serrière souterraine entre Pertuis et Neuchâtel, qui est particulièrement rapide, soit 66 heures (environ 3 jours) en période normale (188 m/h) et 38 heures en période de crue (305 m/h). La résurgence est située à 700 m du lac et à 45 m au-dessus de son niveau. Ce petit parcours a été largement utilisé autrefois comme source d'énergie par des moulins et de nombreuses industries, dont les papeteries de Serrières pendant 500 ans et la fabrique de chocolat Suchard pendant 170 ans (de 1826 à 1996).

Par ailleurs, l'aquifère de la Serrière possède un trop-plein en cas de crues importantes : il s'agit de la résurgence du Torrent, située entre St Martin et Dombresson. Elle débite quelques jours par an lors de grandes pluies, ce qui permet d'évacuer le surplus d'eau de la Serrière dans le Seyon. Un groupe de spéléologues l'a explorée et dégagée récemment en profondeur.

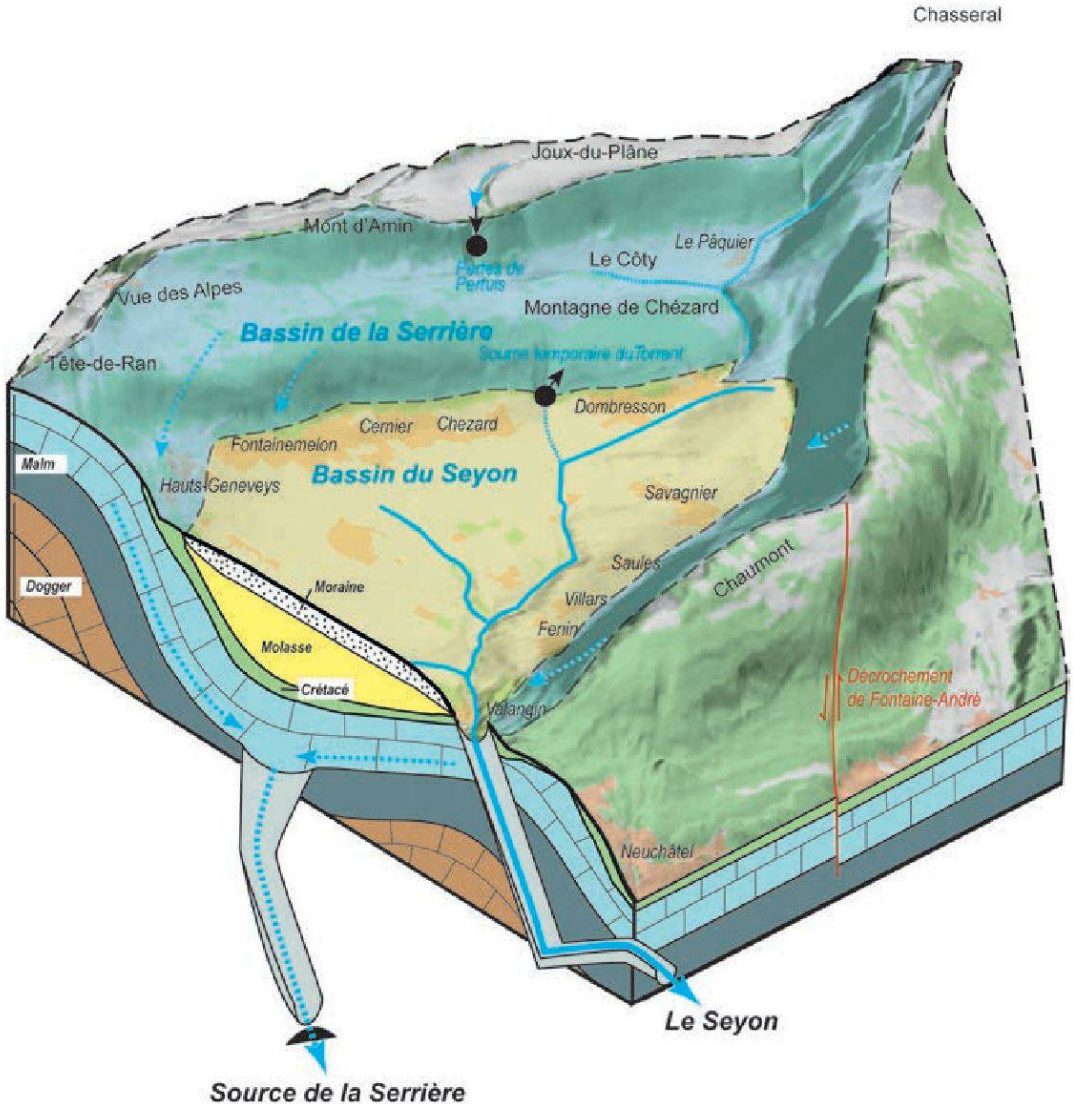


Figure 12 : Schéma des bassins hydrogéologiques superposés du Val-de-Ruz.

Le bassin d'alimentation du Seyon

Il est délimité par la couverture tertiaire et quaternaire du synclinal du Val-de-Ruz (fig. 12). La surface alimentaire de cette rivière recouvre entièrement le bassin souterrain de la Serrière. Le Seyon prend sa source au sud-est de Villiers (source pérenne de 300 à 400 l/min), au pied de l'anticlinal de Chaumont. En période de crue, il reçoit en partie les eaux qui ruissellent sur les marno-calcaires de l'Argovien des Combes Mauley, Berthière et Biosse, dont les débits ne sont pas totalement absorbés par la Serrière sous-jacente par l'intermédiaire des pertes dans les calcaires. Il reçoit également les eaux des sources temporaires du Torrent. Il s'y ajoute le trop-plein des nappes phréatiques des Prés-Royers. Ces dernières, exploitées actuellement pour les eaux de boisson, sont situées dans des formations graveleuses quaternaires des cônes de déjections imbriqués du Torrent et du Seyon. L'épaisseur de ces formations qui contiennent plusieurs aquifères est de l'ordre de 40 à 60 m.

Le Seyon a encore d'autres affluents : la Sorge à Valangin et différents ruisseaux et drainages dans le Val-de-Ruz. Son débit moyen, nous l'avons vu, est d'environ 1,5 m^3/s. à Valangin, mais en crue il peut monter en quelques heures jusqu'à 30 à 40 m^3/s (crues décenales); en 1901, il est même monté à 50 m^3/s (crue centenaire). Ce régime torrentiel est dû au fait que le Seyon constitue l'exutoire des eaux de surface du Val-de-Ruz; alors que la Serrière plus calme, est alimentée par les eaux d'infiltration profondes des montagnes environnantes.

Autrefois, le Seyon traversait la basse-ville de Neuchâtel, établie partiellement sur son delta. Mais il inondait périodiquement ses quartiers. Deux crues catastrophiques avec destruction d'immeubles et de nombreuses victimes ont eu lieu durant les automnes 1579 et 1750. En 1843, à cause des craintes qu'elle suscitait, la rivière fut détournée peu après la sortie des gorges de Vauseyon et évacuée dans un canal de dérivation de 250 m, percé à travers la colline du Château, par lequel elle rejoint le lac à proximité de l'Ecole de droguerie.

Par ailleurs, MEIA (1981), a démontré qu'à Neuchâtel, le Seyon préglaciaire s'écoulait tout droit dans le lac par une cluse hauterivienne, dans le sillon Maillefer - Grise-Pierre. Mais la moraine du glacier du Rhône aurait obstrué ce passage (4 à 5 m de moraine) et dévié le cours du Seyon vers l'est sur plus de 1500 m, le faisant passer au travers de la semi-cluse de l'Ecluse préexistante. En fait, le Seyon a déblayé tous les dépôts morainiques qu'il a trouvés sur son cours et qui sont déposés maintenant dans son ancien delta sur lequel s'est établie la basse-ville de Neuchâtel. Il a franchi en cluse l'anticlinal de Chaumont dans son point bas, creusé un canyon et façonné une chute au niveau du Gor de Vauseyon. Il franchissait plus en aval les roches de Prébarreau - l'Ecluse par une cascade, avant la correction du Seyon en 1843. Des essais de traçages récents effectués par le Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN) ont montré qu'une partie de son eau s'infiltre toujours par voie souterraine en amont de Vauseyon, et rejoint la Serrière, vraisemblablement sur la trace de son ancien cours.

BASSIN RÉGIONAL DE LA CHAUX-DE-FONDS ET DU LOCLE

Ce bassin régional (fig. 13) est séparé en deux unités hydrologiques, soit le bassin sectoriel de La Chaux-de-Fonds (env. 10 km^2) et le bassin sectoriel du Locle (8,9 km^2). La limite de ces deux bassins karstiques passe par une ligne de partage située aux Eplatures à 1020 m d'altitude. Les eaux de drainage de ces vallées, en partie souterraines, rejoignent le Doubs par des pertes situées aux extrémités opposées des deux vallées : Le Col-des-Roches - Les Brenets pour le Locle ; la Rasse-Biaufond pour La Chaux-de-Fonds. La perte du Bied du Locle a un débit moyen de 0,35 m^3/s (minimum 0,19 m^3/s en 1972, maximum de 11m^3/s). Les pertes de la Ronde à La Chaux-de-Fonds sont estimées entre 0,2 à 0,5 m^3/s, en fonction des apports des eaux usées épurées, et de la source locale de la Ronde. Le Doubs, rivière de base dans laquelle se déversent ces exutoires, a un débit beaucoup plus important que celui de l'Areuse, puisqu'il draine une partie de la Franche-Comté, avant de jouxter le nord du canton de Neuchâtel. De ce fait, cette rivière subit des variations beaucoup plus marquées entre les étiages et les crues. Son débit moyen, mesuré aux Brenets, est de 29,1 m^3/s (minimum de 0 m^3/s en 1962 et maximum de 360 m^3/s lors de la grande crue de 1990 !).

Dans le détail, la vallée synclinale du Locle et de La Chaux-de-Fonds, située entre 900 et 1000 m d'altitude, est bordée au sud par l'anticlinal de Sommartel – Mont Cornu (1300 - 1180 m d'altitude) et au nord par

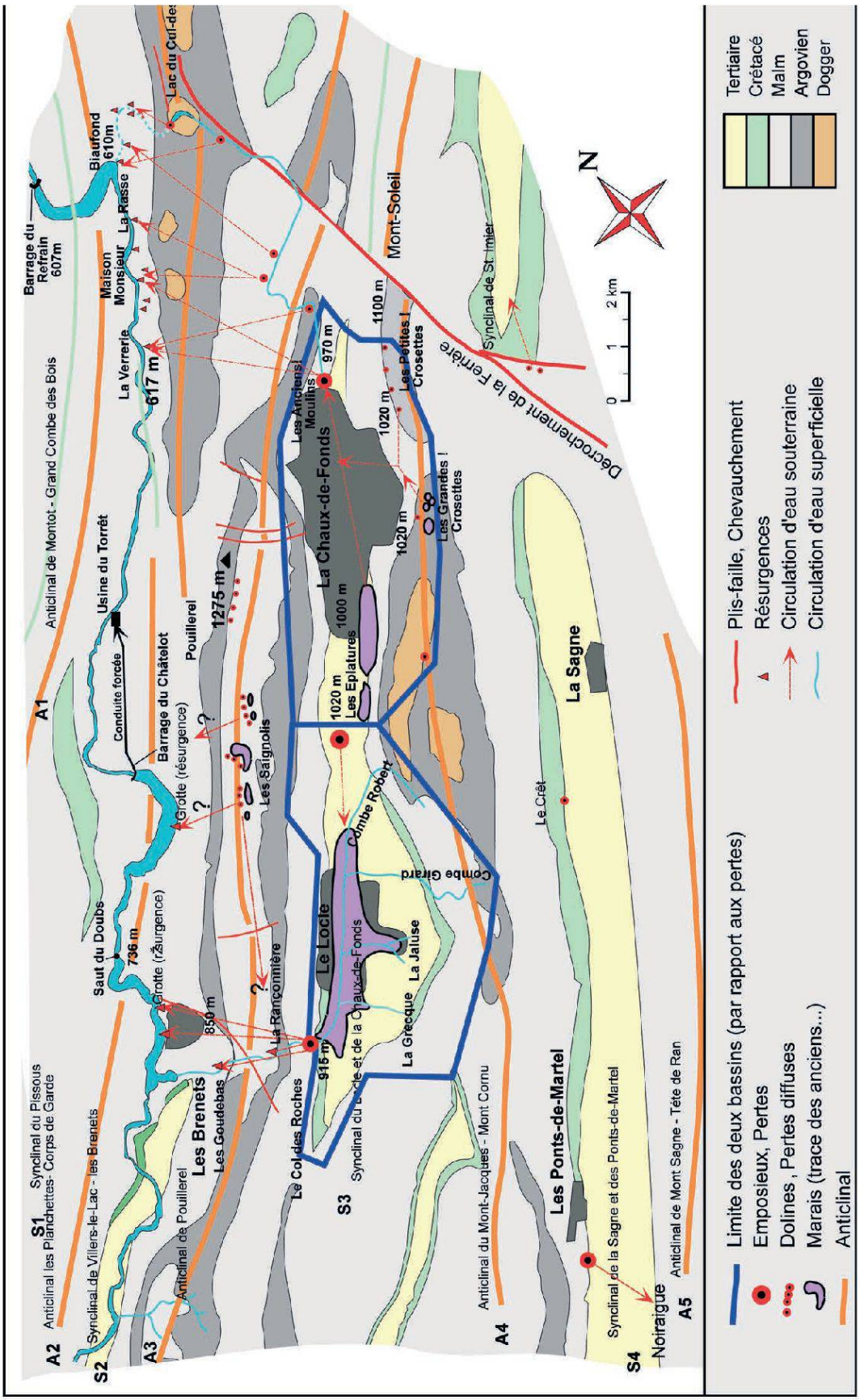


Figure 13 : Esquisse hydrogéologique simplifiée de la vallée du Locle et de La Chaux-de-Fonds.

l'anticlinal de Larmont - Pouillerel (1100 - 1270 m d'altitude). Ce dernier est parallèle à la vallée du Doubs. A l'ouest, la rivière coule dans la vallée synclinale des Brenets - Morteau (env. 750 m d'altitude). Durant le Quaternaire, des éboulements de la rive droite ont obstrué le Doubs et formé le barrage du Saut du Doubs, créant un lac d'accumulation qui s'étend presque jusqu'à Morteau (SCHARDT, 1903). Après cet obstacle, il poursuit son chemin dans un profond canyon taillé dans le cœur de l'anticlinal Les Planchettes - Corps de Garde, pour continuer son cours à l'est dans le synclinal du Pissoux jusqu'à Biaufond (607 m d'altitude) sur une distance d'environ 20 km. Les roches calcaires de ces régions se succèdent du Jurassique moyen au Quaternaire, en passant par le Crétacé et la Molasse tertiaire supérieure.

Du point de vue hydrogéologique, les vallées du Locle et de la Chaux-de-Fonds occupent le même synclinal, constitué de deux bassins versants séparés à la hauteur des Eplatures, qui collectent les eaux superficielles et souterraines (BURGER, 1996). La vallée du Locle représente le bassin occidental de ce système. Elle est drainée par le Bied qui s'écoulait antérieurement par l'échancrure en V du Col-des-Roches qu'il a contribué à creuser. L'écoulement s'est poursuivi ensuite par voie souterraine dans l'actuel émissaire qui a constitué le gouffre du Col-des-Roches (915 m) à l'emplacement des moulins souterrains du même nom. Cet enfoncement souterrain a probablement été favorisé par un glacier local qui recouvrait la vallée du Locle et celle de la Brévine (BURGER & SCHAER, 1996). La vallée de La Chaux-de-Fonds constitue le bassin oriental du synclinal, qui a pour émissaire souterrain les pertes de l'ancien moulin de la Ronde (970 m) et en surface les gorges de la Ronde au Valanvron. Les nombreux écoulements de ce secteur oriental sont influencés par le décrochement géologique (cassure transversale) de la Ferrière.

En résumé, les dolines et emposieux de la vallée du Locle et de La Chaux-de-Fonds sont tous branchés sur des voies d'écoulements souterraines reliées aux exutoires situés aux extrémités opposées des vallées.

Dans la vallée de La Chaux-de-Fonds, la zone où se produisent les pertes de la Ronde est séparée du Doubs par l'anticlinal érodé des Côtes du Doubs. Toutefois, des essais de traçages (MONTANDON *et al.*, 1995 et 2004) ont montré que les circulations d'eau avaient traversé l'anticlinal, probablement par l'effet du décrochement de la Ferrière qui est contigu, et qui sépare le plateau des Franches-Montagnes de celui du Haut Jura neuchâtelois, ainsi que par un chevauchement de l'ensemble « anticlinal de Pouillerel - synclinal de la Combe du Valanvron ». De ce fait, il existe plusieurs résurgences importantes en contrebas, sur la rive droite du Doubs, en particulier celles de la Verrerie, de la Rasse, ainsi que celles de la Ronde supérieure et inférieure à Biaufond, conditionnées pour la plupart par des marnes et des marno-calcaires de l'Oxfordien (GOGNIAT *et al,* 1996). Actuellement à La Chaux-de-Fonds, l'ancienne source de la Ronde, captée, s'écoule dans une canalisation le long de la Combe des Moulins où se déversent aussi les eaux usées de la Ville, jusqu'à la STEP. Au-delà, les eaux épurées s'écoulent à l'air libre dans les gorges de la Ronde par la Combe du Valanvron, pour s'infiltrer progressivement dans le sous-sol, et rejoindre, après un trajet souterrain d'un peu plus de 2 km, les sources du bord du Doubs, principalement celles de la Verrerie et de la Rasse. Un projet de microturbinage des eaux épurées, étudié par VITEOS, devrait dans le futur modifier ces rejets qui deviendraient entièrement souterrains.

Dans la vallée du Locle, la région du Col-des-Roches a de tout temps constitué la zone de drainage des anciens lacs et des eaux de la vallée. C'est un couloir transversal recoupant l'anticlinal de Pouillerel et qui

s'est transformé progressivement en cluse. Il conduit les eaux du Locle vers le Doubs, niveau de base régional des écoulements karstiques, soit à ciel ouvert dans la gorge de la Rançonnière, soit par des écoulements souterrains. Une partie de ceux-ci emprunte les calcaires du Dogger pour aboutir aux sources de l'Arvoux au fond du lac des Brenets ; l'autre partie traverse les calcaires du Malm pour rejaillir à la grotte de la Toffière surnommée grotte du roi de Prusse, plus en aval dans le lac des Brenets. La perte du Col-des-Roches dans le Malm a été utilisée au 17ème siècle pour y construire les célèbres moulins souterrains. Depuis 1805, un tunnel artificiel conduit l'eau du Bied vers le Doubs par la Rançonnière, où elle est turbinée et exploitée par la société VITEOS.

Du fait de la différence d'altitude (modeste toutefois : 55 m) de leurs émissaires, les deux bassins versants ont des pertes contrastées : le relief est très marqué au Locle, alors qu'il est beaucoup plus adouci dans la vallée de La Chaux-de-Fonds. Cela est dû au fait que la vallée du Locle est rattrapée par l'évolution régressive du Doubs, alors que la région de La Chaux-de-Fonds, comme celle de la Brévine d'ailleurs, subit une évolution tranquille, dans laquelle toutefois la profonde combe du Valanvron amorce progressivement une timide ouverture.

AUTRES BASSINS

Le long du pied du Jura le réseau karstique est beaucoup moins unifié (MATHEY, 1976). Le réservoir du Malm s'enfonce sous le Crétacé et le Tertiaire et la nappe généralement captive qu'il contient se décharge soit par débordement, soit directement au travers du Crétacé, par quelques dizaines de sources d'importance variable. C'est ainsi qu'au sud des crêtes du Chasseron - Mont Aubert - Montagne de Boudry, on distingue les bassins versants de la Béroche, Gorgier et Bevaix, jouxtant le bassin versant de l'Arnon plus à l'ouest, et celui de la Basse-Areuse à l'est. On rencontre dans ces bassins les résurgences de la Diaz et de la Raisse à Concise, du Petit-Bois à St-Aubin, des Tannes à Gorgier, du Biaud à Bevaix, du Merdasson à Bôle (Basse-Areuse). Citons également le bassin versant du flanc sud de Chaumont avec les sources de l'Ecluse à Neuchâtel (rattachées au bassin du Seyon) et le ruisseau de Monruz qui sourd à l'extrémité inférieure du décrochement de Fontaine-André. Plus à l'est, la région de l'Entre-deux-Lacs, entre St-Blaise et Le Landeron, est alimentée par la Combe d'Enges et la vallée synclinale de Lignières-Diesse. Les principales sources issues de ces bassins versants sont celles du Vigner et du Ruau à St-Blaise, de la Prévauté à Cornaux, du Ruhaut à Cressier et de la Baume au Landeron.

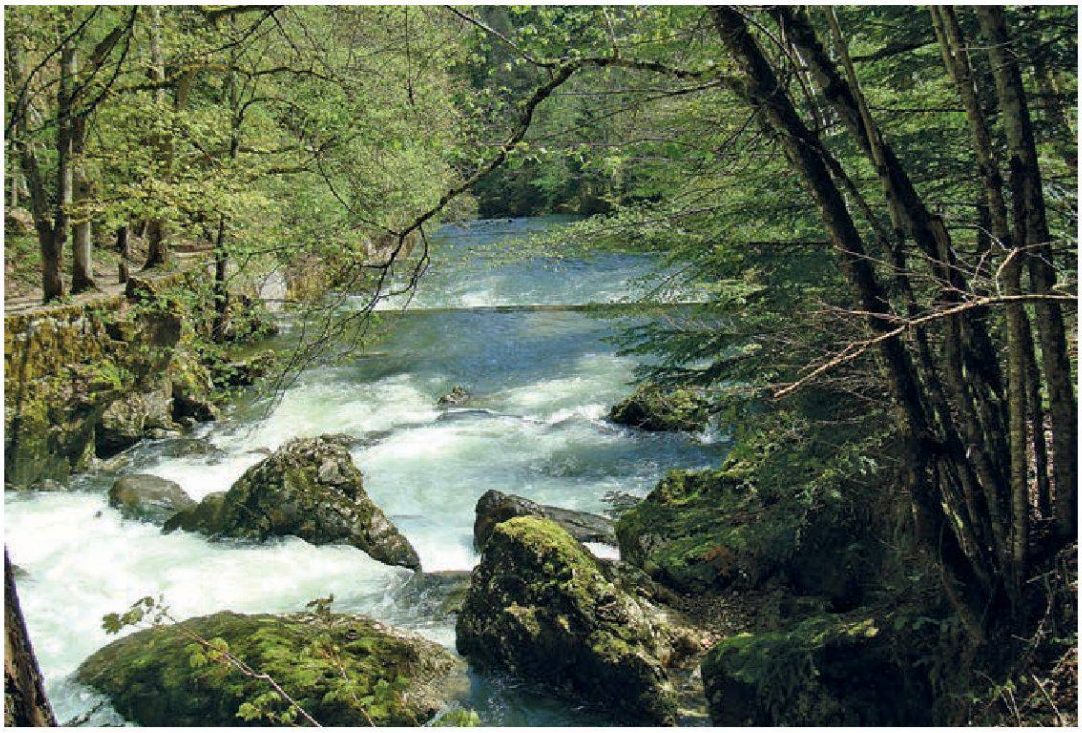
Enfin, il faut noter le départ du bassin limitrophe de la Suze - St-Imier, intercalé entre les bassins de La Chaux-de-Fonds et du Val-de-Ruz, et qui remonte jusque dans la vallée des Convers.

Planche 1 : Quelques sites riches en eau du canton de Neuchâtel

Vue sur les Gorges de l'Areuse depuis le Creux-du-Van, avec à gauche la vallée perchée de la Sagne, et au fond le Val-de-Ruz

La vallée de Champ-du-Moulin au pied du Creux-du-Van

Planche 2 : Quelques sites riches en eau du canton de Neuchâtel (suite)

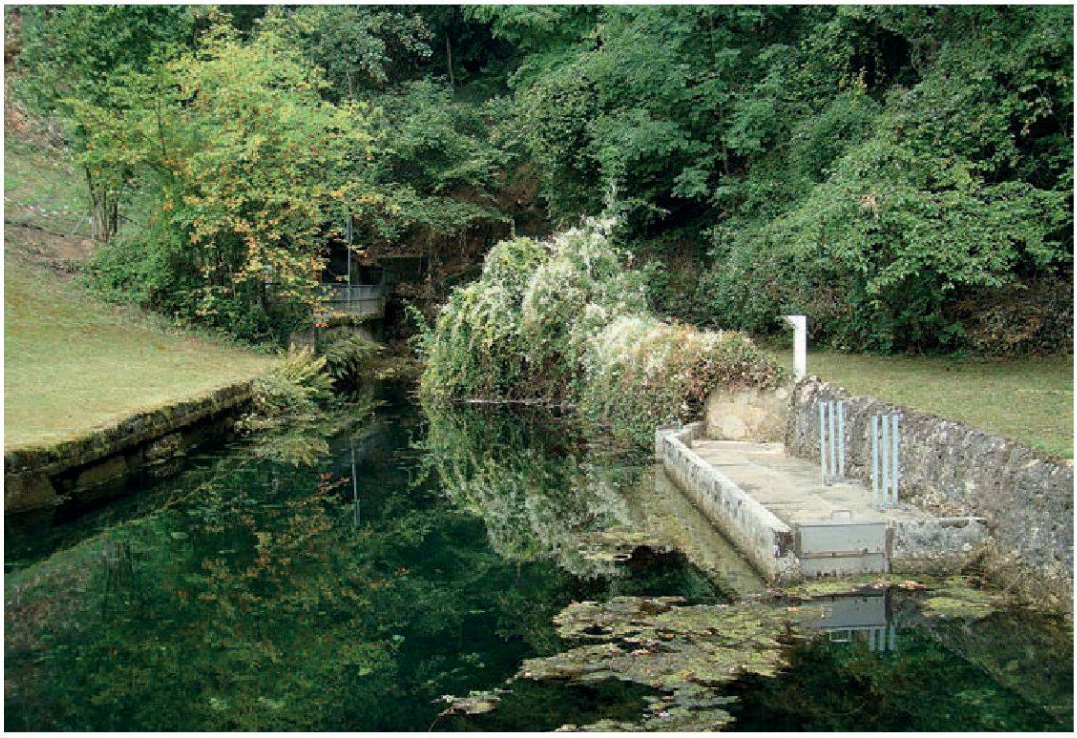


L'Areuse en aval de Champ-du-Moulin, en bordure de captages de sources, sur la rive gauche

Jaillissement d'eau karstique au fond du captage de la source de la Dalle nacrée aux Moyats

Planche 3 : Quelques sites riches en eau du canton de Neuchâtel (suite et fin)

Source de la Noiraigue en crue (janvier 2009)



Source de la Serrière (été 2011)