

TROISIÈME PARTIE
LES EAUX DE LA RÉGION DU LOCLE
PAR ANDRÉ BURGER

CHAPITRE 7
**LES SECRETS DE L'EAU AU TRÉFONDS
DES ROCHES CALCAIRES**

Des hauteurs de Som Martel, vers 1300 m d'altitude, les précipitations atmosphériques s'infiltrèrent rapidement et presque totalement dans les calcaires, à travers la mince pellicule de sol qui recouvre le karst, pour ressortir vraisemblablement, au terme d'une dénivelée de 600 m, dans les parages du Lac des Brenets. Plus généralement, l'observation indique que les aires calcaires absorbent, grâce à leur fissuration, une proportion élevée de l'eau atmosphérique. Dans la profondeur des calcaires aquifères jurassiques, il existe ainsi d'abondantes circulations et accumulations d'eau souterraine.

L'eau, rendue agressive par son enrichissement en gaz carbonique au cours de la traversée de l'atmosphère et du sol humique, élargit les fissures par dissolution et crée des réseaux hiérarchisés de fentes et de chenaux d'écoulement souterrains qui s'enfoncent à des centaines de mètres de profondeur pour aboutir, par des troncs communs, à de grandes sources. Le découpage du relief et les structures géologiques déterminent la position de ces dernières.

L'épaisse couche des marnes de l'Argovien introduit, dans la série des calcaires, un cloisonnement hydraulique grâce auquel deux systèmes aquifères se sont individualisés: celui des calcaires sus-jacents du Malm, d'âge très ancien, et celui des calcaires sous-jacents du Dogger, beaucoup plus récent. L'organisation des circulations souterraines dans l'ensemble des deux systèmes a donné naissance à deux groupes de sources émergeant dans le profond sillon d'érosion du Doubs:

Le premier groupe, à l'est de Pouillerel, représente la décharge des circulations interceptées par une zone de drainage souterrain transversale qui donne issue à une dizaine de grandes sources, échelonnées entre La Verrerie et la Combe de Biaufond. Ces sources déchargent les eaux infiltrées, d'une part, dans les portions orientales de Pouillerel et de la vallée de La Chaux-de-Fonds, y compris dans les pertes de La Ronde et, d'autre part, sur une importante partie des Franches Montagnes, en tous cas depuis Le Noirmont.

Le second groupe, à l'ouest de Pouillerel, auquel le présent chapitre est consacré, est lui aussi lié à une zone transversale de drainage souterrain, dont la gorge de La Rançonnière forme l'axe. Il est possible, ici, de distinguer les émissions d'eau de l'aquifère du Malm de celles du Dogger.

Les émissions d'eau du Malm s'épanchent sous la forme de sources sous-lacustres, au fond du Lac des Brenets, entre Chaillexon et le bassin de La Vierge. Au nombre d'une quinzaine, elles ont été exondées à l'automne 1906, lors d'une sécheresse exceptionnelle qui vit le plan d'eau du lac s'abaisser de plus de 15 m. Seule la plus importante, celle du site de L'Arvoux, coulait encore avec un fort débit (photo, p. 175). L'aire collectrice des eaux du Malm s'étend à toute la périphérie de la vallée du Locle, jusqu'à La Chau-du-Milieu, soit sur quelque 22 km². De plus, l'aquifère œningien s'y rattache aussi, par l'entremise du Bied, de la perte du Col des Roches (avant le XVIII^e siècle) et de pertes (actuelles) dans le lit du torrent de La Rançonnière.

Les émissions d'eau du Dogger, quant à elles, se manifestent par des sources jaillissant temporairement au fond de la gorge de La Rançonnière, là où celle-ci recoupe les calcaires aquifères. De fait, ces eaux sont en voie d'être capturées par le réseau sous-jacent, antérieur du Malm, si bien que les sources tarissent en dehors des périodes de crues et que leurs orifices se transforment alors en pertes du Bied. L'aire alimentaire s'étend au Dogger affleurant le long du sommet de Pouillerel ainsi qu'au sud du Locle, dans la région du Torneret et du Basset.

Dans la profondeur des calcaires, l'eau ne se borne pas à circuler mais encore elle s'accumule dans les fentes et chenaux formés par la dissolution, jusqu'à un niveau réglé par l'altitude des sources. Au-dessous de ce niveau la roche est dite saturée: elle contient une nappe d'eau souterraine, constituant un réservoir d'eau d'une contenance relativement élevée. Au début des années soixante, cinq forages profonds ont été effectués aux environs du Locle dans le but de reconnaître les caractéristiques des deux réservoirs du Malm et du Dogger, notamment leurs possibilités d'utilisation. Au sein du Malm, le niveau de la zone saturée, illustré par le plan d'eau dans les forages, fluctue saisonnièrement entre 885 et 975 m aux Eplatures et entre 785 et 850 m au Col des Roches. Dans le Dogger les niveaux sont sensiblement plus élevés.

Les éléments caractéristiques des circulations et des réservoirs profonds fournissent des repères sur l'histoire hydrogéologique de la région. Au cours de la formation de la chaîne du Jura, le Malm commença à affleurer et se prêta à un développement et un approfondissement pour ainsi dire ininterrompus des écoulements souterrains, lesquels se poursuivent encore aujourd'hui. L'aquifère du Malm est donc très avancé en âge. Par contre, les calcaires du Dogger ont été atteints par l'érosion il y a moins d'un million d'années seulement, en particulier au sommet de Pouillerel. Le déve-

loppement des circulations souterraines y présente un caractère beaucoup plus récent et moins évolué dont témoigne l'activité passagère des sources de la gorge de La Rançonnière.

A l'origine des reliefs structuraux, les dépressions synclinales de Morteau et des Brenets devaient être des vallées fermées, à l'image de l'actuelle vallée de La Brévine. Celle de Morteau, en particulier, possédait des cours d'eau locaux modestes et faiblement érosifs qui aboutissaient à des pertes, comme c'est encore le cas du Doubs à Arçon, en aval de Pontarlier. La résurgence de ces pertes avait lieu probablement en tête de la vallée du Dessoubre, au site du Cirque de Consolation. Ce n'est que tardivement que la vallée de Morteau a été atteinte par la puissante érosion régressive qui façonne la profonde gorge du Doubs. Aujourd'hui, cette érosion a gagné la région des Brenets – Villers-le-Lac, précisément à l'endroit où s'est opéré, précocement, le déversement des eaux abondantes du synclinal du Locle dans celui des Brenets.

IDENTIFICATION DES AQUIFÈRES

Les couches calcaires et marneuses du Jurassique moyen et supérieur du synclinal du Locle, respectivement du Dogger et du Malm, exposent de larges surfaces d'affleurement de part et d'autre de la zone centrale de l'Éningien. Elles passent, en forme de gouttières, par-dessous cette dernière et constituent de ce fait, au sein des calcaires rendus perméables par la karstification, des pièges profonds qui recueillent, emmagasinent et transfèrent aux sources l'eau météorique infiltrée sur les aires d'affleurement. La carte hydrogéologique de l'annexe 2, ainsi que les coupes géologiques des figures 3.1, p. 68a et 3.2, p. 71 en illustrent l'extension et la profondeur. En outre, la colonne stratigraphique de la figure 2.2 (p. 29) donne leur succession et leur épaisseur.

Avec une puissance d'environ 800 m, la série des roches jurassiques moyennes et supérieures, à laquelle s'ajoute encore une centaine de mètres de Crétacé inférieur, repose sur une épaisse série marneuse formée par le Lias qui limite définitivement la pénétration des eaux vers le bas. La colonne lithologique simplifiée de la figure 6.2 classe les roches en deux catégories :

- les formations calcaires qui se prêtent au développement des circulations d'eau souterraine par endokarstification,

- les formations marneuses et les alternances de marnes et de marno-calcaires, qui constituent des cloisons faiblement ou non perméables.

Au sein d'une série marneuse, la teneur en argile peut varier d'une couche à l'autre. Lorsqu'elle diminue la roche est dite marno-calcaire. Dans les marnes de l'Argovien, la teneur moyenne en argile atteint 38%. Elle n'est que de 12% dans les « marnes » du Purbeckien et de 14% dans celles du Bathonien, ce qui les range dans la catégorie des marno-calcaires, jouant eux aussi le rôle d'écrans imperméables (Király, 1975).

Conséquences des différences lithologiques et du plissement sur les écoulements souterrains

Tout en possédant une texture rigide (photo A, p. 80 a) les marnes n'ont, comparativement aux calcaires, qu'une résistance mécanique faible, ce qui fait que les déformations dues au plissement s'y exercent d'une manière plus souple, moins cassante que dans ces derniers. Les fissures s'y développent en nombre restreint et demeurent étroitement serrées, impénétrables à l'eau.

Cependant, la faible résistance mécanique des marnes peut être à l'origine d'une réduction de leur épaisseur, notamment par **laminage** en cours de plissement. Ce processus peut aller jusqu'à l'apparition de discontinuités locales dans leur étanchéité.

Quant aux **failles**, elles ne sont pas exprimées seulement par un plan de rupture unique mais, le plus souvent, par une série de cassures qui se relaient et s'accompagnent de fissures accessoires, raison pour laquelle on parle de « zones de failles ou de fractures ». En outre, du point de vue hydrologique, ce sont surtout les fractures à rejet, c'est-à-dire les failles dont les deux lèvres ont subi un déplacement différentiel important dans leur plan, qui sont à considérer. Si le rejet est supérieur à l'épaisseur d'une couche marneuse donnée, une continuité hydraulique s'établit entre les calcaires adjacents mis en présence.

A l'égard des eaux souterraines, les marnes et marno-calcaires introduisent un **cloisonnement hydraulique** dans la succession des calcaires. La probabilité de ruptures d'étanchéité qui résulte de la tectonisation est relativement élevée pour les couches marneuses minces, mais très faible dans l'Argovien dépassant 100 m d'épaisseur. Il convient donc de retenir que dans les intercalations marneuses du Bathonien, du Séquanien, du Purbeckien et de l'Hauterivien, l'imperméabilité n'a de signification hydrologique qu'à l'échelle locale.

L'existence de deux étages aquifères

La figure 6.2 (p. 128) fait ressortir une bipartition significative à l'égard de la circulation des eaux souterraines :

- Une tranche supérieure, formée principalement par la puissante série des calcaires allant du Séquanien au Crétacé inférieur. Elle est interrompue seulement par les intercalations marno-calcaires du Purbeckien et marneuses de l'Hauterivien inférieur, d'une vingtaine de mètres chacune.

Ces quelque 350 à 400 m de calcaires supérieurs, dans lesquels le cloisonnement hydraulique dû aux modestes séquences marneuses séquanienne, purbeckienne et hauterivienne, perd pratiquement son efficacité à l'échelle régionale, participent uniformément à l'emmagasinement et à la circulation de l'eau souterraine. C'est à eux que s'appliquera la distinction d'**aquifère du Jurassique supérieur** ou d'**aquifère du Malm**. Le Malm en constitue effectivement le corps principal.

L'Argovien imperméable, sur lequel repose l'aquifère, possède une épaisseur de 140 m dans l'aile méridionale du synclinal, des Entre deux Monts aux Crossettes. Dans l'anticlinal de Pouillerel, cet Argovien cède progressivement le pas à un faciès calcaire, le Rauracien. Le changement de faciès est cependant encore imparfaitement réalisé dans le flanc méridional de l'anticlinal, où l'Argovien – Oxfordien se présente comme une alternance de marnes, de marno-calcaires et de calcaires constituant une suite pratiquement imperméable d'une bonne centaine de mètres.

- Une section inférieure, comprenant les calcaires des étages callovien, bathonien et bajocien. Elle est caractérisée par la présence de plusieurs intercalations marneuses et marno-calcaires dont l'épaisseur varie entre 5 et 25 m.

Le Callovien et le Bathonien affleurent largement aussi sur les deux ailes du synclinal du Locle, ce qui nous conduira à examiner spécialement leur fonctionnement hydrologique, sous la qualification d'**aquifère du Jurassique moyen** ou d'**aquifère du Dogger**.

L'épaisse succession des marnes argoviennes assure un degré d'indépendance élevé des comportements hydrauliques des deux étages aquifères.

PROPRIÉTÉS AQUIFÈRES DES CALCAIRES JURASSIQUES

La perméabilité

L'observation courante, dans les carrières par exemple, montre que les premiers mètres du calcaire, sous la terre végétale, sont abondamment pourvus de fissures élargies par la dissolution (photo B, p. 80a et photo p. 187). Quoique souvent obstruées par des résidus terreux, ces fissures qui s'entrecroisent offrent une capacité d'infiltration de l'eau météorique – **une perméabilité** – apte à absorber et à transférer en profondeur les débits pluviaux les plus élevés. Cependant,

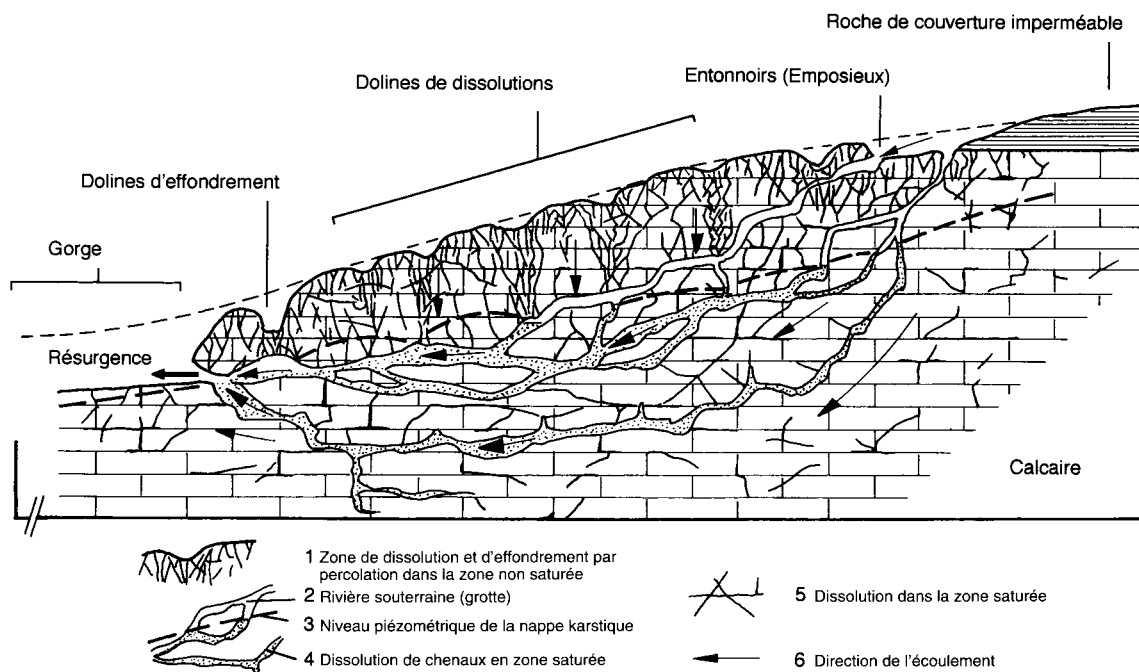


Fig. 7.1 Distribution des cheminements de la dissolution au sein d'un massif de calcaire (d'après Sweeting, 1972, modifié).

au-dessous de quelques dizaines de mètres déjà, la distribution et la densité des voies d'infiltration commencent à changer du fait, notamment, que le nombre des fractures ouvertes diminue. Le style de la perméabilité évolue vers une dissémination et un agrandissement concomitant de plus en plus marqués des conduits actifs.

Ceux-ci s'organisent progressivement en réseaux de chenaux hiérarchisés, à prédominance verticale d'abord puis horizontale, qui débouchent finalement en sources dans les vallées basses (fig. ci-contre). Plus l'endokarstification progresse (en d'autres termes, avance en âge), plus les réseaux souterrains tendent à fusionner et à alimenter des sources plus importantes et espacées les unes des autres. A titre d'illustration, la source de L'Areuse représente l'exutoire quasi unique des eaux d'infiltration d'un territoire de 130 km².

Les chenaux aquifères profonds sont isolés dans des massifs de roche restée non karstifiée par défaut de fissures ouvertes accessibles à l'eau gravitaire, roche dite compacte, hydrologiquement parlant, et pour ainsi dire imperméable. C'est le constat couramment fait dans les ouvrages souterrains tels que les tunnels dans lesquels des irrptions d'eau ponctuelles, parfois violentes, sont séparées par des tronçons de dizaines, voire centaines de mètres, « secs » ou à faibles suintements seulement. Ce fut la leçon retirée aussi des forages de prospection d'eau profonds exécutés au cours des années soixante dans les vallées de La Sagne, de La Brévine et du Locle (Simeoni, 1976). Pratiquement, tous ont traversé du calcaire compact, à très faible perméabilité. La probabilité de recouper des chenaux aquifères (autres que quelques cavités fossiles remplies d'argile) par un forage implanté aléatoirement est très petite.

Pendant, en dépit de la fréquence des masses rocheuses imperméables en profondeur, les sources issues du calcaire témoignent de mouvements d'eau souterraine considérables. Un **phénomène d'échelle** caractérise la perméabilité. Il exprime, numériquement, le fait que la grandeur de la perméabilité doit être associée au volume de roche que l'on considère: très faible à l'échelle de quelques m³ (sauf près de la surface), la perméabilité prend une valeur élevée à l'échelle d'un « échantillon » de l'ordre du km³ (Kiralý, 1975).

La porosité

Les pores interstitiels minuscules des calcaires jurassiques ne se prêtent pas (comme c'est le cas dans l'Éningien) à l'écoulement gravitaire de l'eau souterraine. La **porosité efficace** est, sauf rares exceptions, le fait exclusif des fractures ouvertes et élargies par la dissolution. Pratiquement nulle dans les masses de calcaires compacts décrites ci-dessus, elle atteint 2 à 4‰ à l'échelle d'un massif sourcier tel que celui de la source de L'Areuse, pour lequel le calcul a

été effectué. Disons, pour concrétiser ces valeurs, qu'un km³ de calcaire, soit un milliard de m³, peut emmagasiner de deux à quatre millions de m³ d'eau. Ainsi, dans le synclinal de La Brévine, principal pourvoyeur de la source de L'Areuse, le Malm aquifère contiendrait un volume évaluable à 50 millions de m³ d'eau gravitaire.

L'AQUIFÈRE DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR OU AQUIFÈRE DU MALM

Le synclinal du Locle – La Chaux-de-Fonds abrite le quatrième grand aquifère jurassique du territoire neuchâtelois, aux côtés de ceux du Val de Ruz et des vallées de La Sagne et de La Brévine, dont les drainages unifiés aboutissent respectivement aux sources de La Serrière, de La Noiraigue et de L'Areuse. Contrairement à ces trois derniers, l'aquifère du Locle – La Chaux-de-Fonds n'a jamais fait l'objet d'une étude d'ensemble. La description que nous en donnerons ici, basée sur de nombreuses données éparses, tirées de publications, de rapports internes et d'observations personnelles, ne comblera que partiellement cette lacune, notamment quant à ses limites et à son comportement hydraulique.

Les trois aquifères majeurs du Jura neuchâtelois ayant déjà fait l'objet de recherches approfondies – les bassins des sources de La Serrière, de La Noiraigue et de L'Areuse – ont ceci en commun qu'ils appartiennent pour ainsi dire entièrement à l'étage aquifère supérieur – la série des calcaires du Malm et du Crétacé – et que leur substratum argovien totalise, dans leur cas, 150 à 180 m d'épaisseur.

Au Locle, l'aquifère du Jurassique supérieur leur est semblable. L'Argovien, épais de 120 à 140 m au sud et le complexe rauracien-oxfordien au nord en forment l'enveloppe étanche continue, exception faite d'une discontinuité majeure dans la région du Col des Roches, qui lui sert d'exutoire. Entre ce support imperméable et l'Hauterivien, la série des calcaires aquifères présente son épaisseur normale de 400 m là où elle est entièrement conservée, soit au cœur du synclinal, au-dessous du gisement œningien.

En réalité, l'aquifère s'étend à l'ensemble du synclinal Le Locle – La Chaux-de-Fonds et comporte deux exutoires : celui du Col des Roches déjà mentionné, à l'ouest et celui qui relie la perte de La Ronde au Doubs, à l'est. La limite de partage des domaines d'influence de chacun d'eux est située dans la région des

Eplatures. Sous le nom d'**aquifère de la région locloise**, nous décrivons l'aire alimentaire de l'exutoire du Col des Roches.

Les limites de l'aquifère du Jurassique supérieur dans la région locloise

Nature des limites

Le **choix des limites** d'un système aquifère se distance d'une stricte démarche géologique, en ce qu'il se fonde sur un concept externe, celui du cycle de l'eau: précipitations atmosphériques, écoulements gravitaires en surface et en profondeur, évacuation de l'eau hors du système par des exutoires (les sources). Il transcende en quelque sorte les réalités géologiques qu'il simplifie.

Dans les régions calcaires, les limites affleurantes des formations géologiques qui recueillent les eaux d'infiltration et les dirigent vers les sources, ne coïncident généralement pas avec les limites des bassins-versants superficiels. L'aquifère du Malm du synclinal du Locle n'échappe pas à la règle: son aire alimentaire ne correspond pas à celle du bassin-versant morphologique défini au chapitre 4 (annexe 1).

Alors que sur les reliefs, les lignes de crêtes constituent des limites univoques, à l'intérieur du milieu karstique, les lignes de partage des écoulements sont soit géologiques soit hydrauliques.

La culmination des couches marneuses étanches au cœur d'un anticlinal ou leur émergence le long d'un versant érodé peut être considérée comme une ligne de partage sûre; elle est donc une limite géologique. Sa position ne coïncide généralement pas avec les lignes de faite topographiques (fig. 3.2, p. 71).

Ailleurs, et principalement aux limites recoupant les plis, le partage des écoulements souterrains est de nature hydraulique, du fait qu'il n'existe généralement pas, dans le sens longitudinal, de saillies marneuses accusées qui le déterminent. Le sens qu'y adoptent les écoulements dépend des gradients hydrauliques régionaux et la non-concordance entre les partages superficiel et souterrain y est la règle. Tel est le cas, déjà rencontré plus haut, de l'aquifère cœningien dont la limite orientale se situe à 1,5 km au-delà de la culmination topographique du Crêt-du-Locle. En outre, les limites sont labiles, en ce sens que les pentes hydrauliques peuvent localement s'inverser entre les hautes et les basses eaux, entraînant des déplacements temporaires de leur position. Plus généralement, on observe, aux limites, un phénomène de **difffluence** par lequel l'eau infiltrée se partage entre deux ou plusieurs bassins adjacents, ainsi que l'attestent de nombreux essais de coloration.

Position des limites

Schématiquement, l'aquifère comprend toute la série rocheuse superposée à l'Argovien, ployée en auge synclinale, qui est comprise entre les anticlinaux méridional et septentrional. En réalité, la délimitation, initialement donnée par la structure plissée, doit être corrigée par la prise en compte des facteurs topographiques et hydrauliques qui interfèrent avec elle.

Limite inférieure

Elle est formée par les marnes argoviennes dans toute l'aire de l'aquifère. Cependant, au sein des calcaires aquifères superposés à ces marnes, la fissuration ouverte et l'élargissement par dissolution se réduisent progressivement avec la profondeur, d'où résulte une forte diminution de leur perméabilité vers le bas, dès 300 à 500 m de profondeur, selon les observations faites dans le Jura. Le déplacement de l'eau finit par s'y résumer à de minimes filets dispersés, sans commune mesure avec le potentiel d'écoulement et d'emménagement qui règne dans la zone supérieure de l'aquifère. Par conséquent, la limite inférieure des écoulements peut être considérée comme **géologique**, c'est-à-dire formée par l'Argovien, dans les parties de l'aquifère où l'érosion a laissé subsister moins de quelques centaines de mètres de calcaire. Elle devient **hydraulique**, caractérisée par la raréfaction des écoulements au sein du calcaire lui-même, là où l'épaisseur de celui-ci dépasse 300 m, voire plus. C'est sans doute le cas au cœur du synclinal du Locle, où la série aquifère au complet, sous l'œningien, possède sa puissance intégrale de 400 m.

Limites latérales

La limite méridionale est de nature typiquement géologique. Elle est arrêtée le long de la ligne de contact de l'Argovien et des calcaires du Malm retombant en direction de la vallée de La Sagne (fig. 3.2, p. 71). Elle enveloppe donc la totalité des replats et vallons argoviens réfractaires à l'infiltration, dont les ruisselements sont ramenés vers l'intérieur du synclinal et convoyés dans les calcaires du Malm par des emposieux. (Seules quelques pertes volumétriquement négligeables ont lieu dans l'aquifère sous-jacent du Dogger.)

La limite nord, elle aussi géologique, est fixée aux lignes de contact de l'ensemble marneux et calcaire argovien-rauracien, globalement imperméable, avec

les calcaires adjacents, soit supérieurs soit inférieurs, qui courent sur le flanc sud de Pouillerel. L'aire des marnes et calcaires est extérieure au bassin dans l'ensemble de la Combe de Monterban, dont les eaux superficielles échappent au synclinal. En revanche, elle y est englobée plus à l'est, à partir de l'endroit où ses ruissellements, suivant la pente naturelle, convergent nettement vers ce dernier.

Ce rebord imperméable a été érodé jusqu'à la cote de 830 m au travers de la gorge de La Rançonnière où il forme, de ce fait, une échancrure par laquelle l'eau du Malm pourrait déborder sous la forme d'une source. Il n'en est rien actuellement et l'on en verra plus loin la raison.

La limite nord-orientale est, elle, hydraulique et géomorphologique. Dans la région médiane du synclinal aucun indice ne permet de fixer le site du partage des écoulements souterrains entre l'est et l'ouest. La limite est arrêtée arbitrairement à celle, dûment reconnue, qui règne dans l'Éningien. Au travers du large dos disséqué de l'anticlinal méridional, c'est le relief des paliers et combes argoviens imperméables qui règle pour l'essentiel l'écoulement de l'eau, aussi la limite du bassin-versant superficiel est-elle retenue ici (annexe 1).

La limite sud-occidentale, exclusivement hydraulique, avait été tracée hypothétiquement sur la carte hydrogéologique de 1975, le long de la ride de relais oblique des synclinaux de La Brévine et du Locle. Un récent essai de coloration (Thierrin et al., 1990) a conduit à la reculer jusqu'à Béthod et au Cerneux-Péquignot. Cette importante et imprévisible extension de l'aquifère attire une fois de plus l'attention sur la fréquence des lointaines captures d'eau souterraines, parallèlement aux plis. Elle n'est d'ailleurs pas une surprise puisque, dans la région de Béthod précisément, les deux synclinaux sont reliés par un col structural le long duquel l'Argovien s'abaisse à 800 m, c'est-à-dire à 180 m **au-dessous** du niveau piézométrique du Malm reconnu au nord de La Chaux-du-Milieu (annexe 2). Ce col sert de déversoir souterrain dans le synclinal du Locle pour la frange nord-orientale de la nappe de la vallée de La Brévine, déversoir qui est cause d'une dénivelée de 980 m (Béthod) à 800 m (Col des Roches).

Les dimensions de l'aquifère du Malm

Ainsi délimité, l'aquifère du Malm et ses composants peuvent être caractérisés par des grandeurs chiffrées :

L'épaisseur des calcaires, là où la série en est partiellement érodée, ainsi que leur profondeur peuvent se lire à partir des courbes de niveau du sommet

de l'Argovien représentées sur l'annexe 2. On y observe en particulier qu'au centre de la cuvette du Locle, la base du Séquanien calcaire marque un léger bas-fond au-dessous de la cote de 300 m.

L'étendue des aires d'affleurement des roches comprises dans l'aquifère est donnée dans le tableau suivant :

| | | |
|----------------------------|----------------------|--------|
| Aire totale | 39 km ² | 100 % |
| – de l'aquifère œningien | 8,9 km ² | 23 % |
| – des calcaires du Malm | 22,5 km ² | 58 % |
| – des marnes de l'Argovien | 7,0 km ² | 17,4 % |
| – des couches du Dogger | 1,0 km ² | 1,6 % |

L'eau alimentaire de l'aquifère est recueillie, d'une part, par les calcaires du Malm sur lesquels l'infiltration est dispersée et totale et, d'autre part, par les aires marneuses dont les ruissellements concentrés s'écoulent dans des pertes, au profit des mêmes calcaires. Les aires réceptrices du Dogger, soit le 1,6% seulement de la surface, échappent en revanche à l'aquifère du Malm, alors que celles de l'œningien – constituant dans cet ensemble un sous-aquifère superposé – lui sont acquises in extremis par la perte du Col des Roches.

L'AQUIFÈRE DU JURASSIQUE INFÉRIEUR OU AQUIFÈRE DU DOGGER

Dans tout le Haut-Jura neuchâtelais, la série des roches du Dogger est conservée et recouverte en très grande partie encore par la chape marneuse imperméable de l'Argovien.

Durant la majeure partie de l'histoire jurassienne, ces roches sont restées enfouies, entièrement soustraites à l'influence directe des eaux météoriques. Elles ont été, et restent encore en grande partie, un **aquifère en devenir**. Ce n'est que tardivement qu'elles ont été découvertes progressivement par l'érosion, le long du faite des deux anticlinaux limitrophes de la vallée du Locle (annexe 2). Elles y affleurent actuellement en **bouttonnières** sur une dizaine de kilomètres carrés, où elles sont seules exposées à l'eau météorique et au développement progressif de « poches » d'endokarstification isolées.

Ainsi, dans l'environnement particulier de la vallée du Locle, le Dogger fournit une bonne illustration de la naissance d'un aquifère karstique par des foyers d'induction, les bouttonnières d'érosion, qui commencent par être séparés les uns des autres.

Le milieu rocheux

La figure 6.2 (p. 128) résume la succession des faciès qui composent la série rocheuse du Dogger. Les calcaires y prédominent, mais plusieurs intercalations marno-calcaires les subdivisent. Ces dernières ont une épaisseur modeste, à l'exception de celle du Callovien inférieur qui atteint 25 m.

Entre les limites imperméables majeures du Lias à la base et de l'Argovien au sommet, le Dogger réunit les éléments constitutifs d'un aquifère autonome, caractérisé par une structure **cloisonnée**. Cela signifie que les circulations d'eau souterraine, induites par des exutoires à basse altitude, s'y développent principalement dans le sens longitudinal, parallèlement aux couches, comme nous l'avons déjà observé dans l'œningien. Cependant, la tectonisation aura eu raison en maints endroits de l'étanchéité précaire des couches marneuses, créant de ce fait, autant d'interconnexions hydrauliques entre les voies d'écoulement longitudinales.

Les circulations souterraines

Le long du faite de Pouillerel, à l'est de la gorge de La Rançonnière, la bande de Callovien et de Bathonien découverts, longue de 11 km et large de 0,6 à 1 km recueille, sur ses quelque 8 km², un important volume d'eau météorique qui s'infiltré en totalité dans les calcaires cloisonnés. Un endokarst y est en voie de développement.

Au cœur de l'anticlinal, le Lias imperméable se trouve porté, selon les coupes géologiques de J. Favre (fig. 3.1, p. 68 a), à l'altitude de 1000 m environ, entre Le Locle et La Chaux-de-Fonds. Il se peut qu'il subdivise les écoulements longitudinaux, les cantonnant dans chacun des flancs sud et nord du pli.

Dans le flanc nord, la transition des marnes argoviennes aux calcaires rauraciens est probablement parachevée. Le cloisonnement hydraulique entre le Malm et le Dogger, assuré seulement par 30 à 40 m de marnes oxfordiennes, y devient problématique.

Comme ceux de l'aquifère du Malm, ces écoulements se dirigent vers les deux axes de décharge transversaux ouest et est, ceux du Col des Roches et de la perte de La Ronde, de part et d'autre d'une ligne de partage hydraulique probablement labile qui doit se situer à mi-distance, au nord des Eplatures.

Un troisième site de décharge adventice et temporaire de l'aquifère du Dogger existe près du fond du cirque de Moron, en un endroit où Le Doubs, dans sa large inflexion vers le sud, entame latéralement l'anticlinal de Pouillerel jusqu'au Callovien (fig. 3.1, c, p. 68 a). Par temps pluvieux, deux petites grottes distantes de 30 m l'une de l'autre et sises respectivement aux altitudes de 720 et 716 m, émettent un débit qualifié d'important par Gigon (1976). Actuellement, en temps normal, elles sont submergées par le lac artificiel de Moron, ce qui ne les empêche pas de rester temporairement émissives.

L'altitude de ces trois émissaires règle la hauteur (non connue) de la surface piézométrique dans le système aquifère. Celle-ci présente un relief complexe, caractérisé par une pente en direction de chacun des exutoires.

C'est vraisemblablement aussi vers l'émissaire du Col des Roches que s'écoulent (au-dessous de l'Argovien?) les eaux recueillies par les deux grandes boutonnières de Dogger dégagées au faite de l'anticlinal de Som Martel, celles du Torneret et du Basset qui totalisent près de 2 km².

La question reste posée de l'existence d'éventuelles brèves décharges en surface de ce Dogger au cours des périodes très pluvieuses. Une telle hypothèse n'est pas dénuée de fondement lorsque l'on observe qu'en tête de la semi-cluse des Enfers, le torrent arrivant de la branche gauche de la combe attenante, fournit un débit considérablement plus volumineux (émanant partiellement du Dogger ou du Malm?) que celui de la branche droite.

LE NIVEAU DE L'EAU SOUTERRAINE ET SES VARIATIONS

L'eau souterraine, qu'elle soit hypodermique, interstitielle, fissurale ou karstique ne peut s'écouler que sous l'effet de différences spatiales de niveau. En l'occurrence, ces différences déterminent des gradients hydrauliques, lesquels sont matérialisés par la pente de la surface piézométrique (cf. lexique).

Fort heureusement, il existe quelques points de mesure du niveau de l'eau souterraine des deux aquifères jurassiques, dont les données valident les hypothèses faites à propos de l'hydrodynamique régionale. Ce sont des forages profonds, au nombre de cinq, qui ont été réalisés en 1965 par les villes du Locle et de La Chaux-de-Fonds, avec le concours financier du canton et de la Confédéra-



Photo A Crue à la sortie de la semi-cluse des Enfers (15.2.90).

Photo B Emission des sources temporaires du Dogger de La Rançonnière.





Photo A Crue du Bied à l'issue de la gorge de La Rançonnière; au centre, une lentille d'alluvions graveleuses fraîchement déposées.

Photo B Une des sources temporaires du Malm, au même endroit (19.2.90).



tion. Ils se voulaient être une première reconnaissance de ces aquifères, particulièrement en ce qui concerne la perméabilité des calcaires et la position des niveaux piézométriques. Leurs éléments caractéristiques sont rassemblés au tableau suivant :

| Lieu | Coordonnées | Arrêt | Niveau du terrain (m) | Profondeur totale (m) | Altitude du niveau d'eau | | | Battement (m) |
|--|-----------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--------------------------|----------|----------|---------------|
| | | | | | Moyen (m) | Max. (m) | Min. (m) | |
| Eplatures | 551.200/215.225 | Séquanien inférieur | 1025 | 349 | 913,80 | 976,50 | 885,50 | 91 |
| Col des Roches inférieur | 545.950/211.325 | Kimméridgien | 919 | 450 | 801,13 | 849,50 | 786,50 | 63 |
| Col des Roches supérieur | 545.950/211.325 | Valanginien inférieur | 919 | 51 | 907,16 | 914,50 | 893,50 | 21 |
| Enfers* | 550.300/212.675 | Bathonien calcaire | 1019 | 289 | 971,50 | 998,00 | 968,25 | 29,75 |
| Rançonnière | 545.050/211.575 | Bajocien inf. marneux | 823 | 60 | 818,11 | 821,50 | 813,00 | 8,50 |
| *Niveaux observés seulement de mai à septembre 1965. | | | | | | | | |

Tableau 1 Caractéristiques des forages profonds effectués en 1965 et des niveaux d'eau, durant l'année 1972 (d'après : de Bosset, 1965 et les mesures des Services industriels du Locle).

Ils n'ont tous traversé que de la roche qualifiée de compacte, c'est-à-dire pratiquement dépourvue de veines aquifères, à l'exception de celui des Eplatures qui a recoupé du calcaire modérément perméable dans la tranche de variation du niveau de l'eau souterraine.

Durant quatorze ans, de 1965 à 1978, ils ont fait l'objet de mesures de niveau hebdomadaires. A partir de ces observations d'une valeur unique, encore que non exploitées scientifiquement, nous avons extrait les données synthétiques du tableau ci-dessus ainsi que les courbes de la figure 7.2 (p. 170) illustrant la variation des niveaux, au cours de l'année 1972, année moyenne, bien représentative de l'évolution annuelle typique : une période d'eaux moyennes à basses durant l'hiver, suivie d'un épisode de remontée dû à la fonte de la neige au début d'avril ; une lente décroissance estivale et automnale qu'interrompt brusquement un fort relèvement sous l'effet de pluies abondantes en novembre.

Quant aux altitudes moyennes et à l'amplitude des fluctuations des niveaux rassemblées au tableau ci-dessus, pour l'année 1972, elles sont fort instructives :

Le forage dit du Col des Roches inférieur donne la position du niveau d'eau dans l'aquifère des calcaires du Malm, à 500 m à l'est du gouffre du Col. Placé dans la zone d'appel directe de cet émissaire, il illustre la grande profondeur sous la vallée – entre 70 et 130 m – de la circulation endokarstique par laquelle l'aquifère se décharge vers Le Doubs. Le minimum observé, à 786 m, n'est

Niveau d'eau dans les forages en 1972

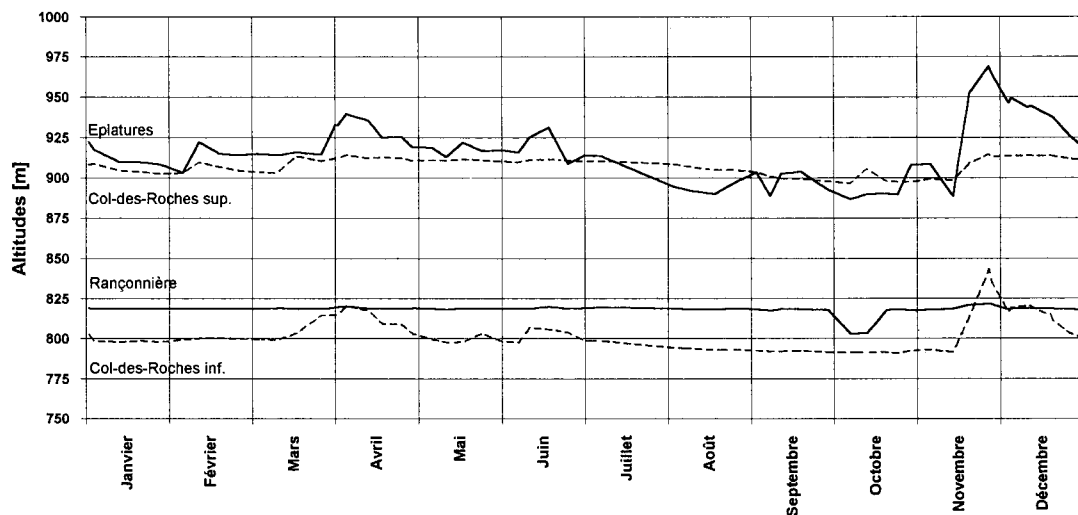


Fig. 7.2 Graphes de la variation du niveau d'eau dans les forages profonds, durant l'année 1972.

supérieur que de 37 m au plan d'eau moyen du Lac des Brenets. Quant au maximum, à 849 m, il dépasse de 24 m la profondeur extrême (825 m) atteinte à ce jour par l'exploration du gouffre du Col.

Le forage des Eplatures est situé dans le Malm du même flanc nord du synclinal, à environ 7 km au nord-est du Col des Roches. Le niveau moyen de l'eau souterraine s'y trouve à 914 m, c'est-à-dire à 112 m au-dessus de celui du Col. L'amplitude des variations de niveaux est considérable: elle a été de 110 m au cours de la période de 1965 à 1978. Les réactions aux alimentations par les eaux météoriques y sont vives. Ces particularités étayent l'hypothèse formulée plus haut que Les Eplatures représentent bien la région de partage des écoulements souterrains du Malm vers l'est et vers l'ouest, de part et d'autre d'une limite probablement labile.

Le forage de La Rançonnière est implanté dans le Dogger du cœur de l'anticlinal de Pouillerel (fig. 7.3, p. 183). Bien que situé dans la région sourcière, il n'a traversé que de la roche compacte, sans recouper une seule veine aquifère notable. Il affiche un niveau d'eau remarquablement stable, proche de celui du lit du Bied. Les fluctuations en sont nivelées, vers le haut, par la décharge aux

sources des eaux de crues de l'aquifère et vers le bas, par l'infiltration du Bied dans les exutoires, transformés en pertes, qui entretient un niveau élevé et stable. Ce n'est qu'en temps de grand déficit d'eau qu'il s'abaisse temporairement, comme au mois d'octobre 1972, durant lequel il a fléchi d'une quinzaine de mètres.

L'originalité de ce niveau piézométrique réside dans son altitude supérieure à celle qui règne dans l'aquifère du Malm illustrée par la courbe du forage du Col inférieur. Cette particularité met en lumière le cloisonnement de l'aquifère du Dogger du flanc sud de l'anticlinal, isolé par l'Argovien-Oxfordien de celui du Malm. Son endokarstification tardive (cf. p. 185) n'a développé qu'un lien encore restreint, formant vraisemblablement un étranglement, avec le réseau d'écoulement principal sous-jacent à la gorge.

Le forage de la Combe des Enfers devait illustrer les conditions hydrodynamiques régnant dans le Dogger du flanc méridional du synclinal. Malheureusement, le niveau n'y a été mesuré que durant les cinq mois de mai à septembre 1965. Pendant cette brève période, il s'est maintenu à la hauteur moyenne de 968 m, avec une fluctuation de 30 m. Relativement proche de la surface, il reste accroché à quelque 180 m au-dessus du site de décharge présumé de La Rançonnière et à 50 m au-dessus de la basse ville du Locle. Il donne à entendre, par là, que le transit de l'eau, depuis les poches d'endokarstification associées aux boutonnières d'érosion du Torneret et du Basset jusqu'au Col des Roches, s'opère au travers d'un milieu encore fort peu perméable, fort peu karstifié.

Le forage dit du Col des Roches supérieur, implanté dans le calcaire valanginien du flanc nord du synclinal du Locle, révèle l'existence d'un niveau d'eau souterraine relativement peu profond, élevé d'une centaine de mètres au-dessus de celui de l'aquifère du Malm, tel que l'illustre le forage tout proche du Col inférieur. Le Valanginien serait donc le siège d'un aquifère cloisonné, hydrauliquement indépendant de l'aquifère principal. A la vérité, il est bien peu plausible que la vingtaine de mètres des marno-calcaires du Purbeckien qui les sépare, possède l'étanchéité régionale nécessaire à ce cloisonnement. Il est plus vraisemblable d'admettre que la cavité du forage, foncée dans du « calcaire pratiquement imperméable » (de Bosset, 1965), fasse office de piège, de « citerne », pour de l'eau arrivant depuis les couches sus-jacentes, notamment 9 m d'éboulis. Cependant, à défaut d'analyse comparative des séries de mesure, la question reste ouverte.

Antérieurement, en 1945, un premier forage placé au bas de la Combe Girard (pt. 548570 / 212450) avait perforé, sous la série œningienne, le Portlandien du flanc méridional du synclinal. Mornod (1962) ne rapporte qu'une seule

mesure de niveau, non datée, faite sur l'eau de ce Portlandien: 92 m de profondeur, correspondant à la cote de 838 m.

LA DÉCHARGE DES AQUIFÈRES DU JURASSIQUE

Toutes les eaux recueillies par les aquifères du Malm et du Dogger sont dérivées dans la vallée du Doubs par deux zones de drainage transversales qui offrent entre elles plusieurs analogies découlant de conditions géologiques comparables.

La zone de décharge occidentale

La descente axiale que subit l'anticlinal de Pouillerel, de part et d'autre de la gorge de La Rançonnière, a pour conséquence que les couches qui en constituent le faite se trouvent passagèrement rabaissées de quelque 300 m, et cela sur une longueur d'au moins deux km. La culmination de la voûte argovienne, déprimée jusque vers 1150 m, y représente le seuil structural virtuel par lequel les eaux souterraines du Malm peuvent communiquer, latéralement, avec le synclinal des Brenets (cf. les coupes géologiques de la fig. 3.1, p. 68 a). L'abaissement se répercute aussi sur la voussure des marnes du Lias, qui forme un plancher à 700 m environ, c'est-à-dire à un niveau suffisamment profond pour ne plus constituer un obstacle aux écoulements à travers le Dogger. En outre, la portion abaissée de l'anticlinal est affectée de plusieurs grandes fractures verticales (photo, p. 97) et de failles subtransversales.

La figure 4.2 (p. 96) et la coupe b, fig. 3.1 (p. 68 a) illustrent la disposition géologique singulière de ce tronçon anticlinal. La descente axiale s'accompagne d'au moins deux failles reconnues, l'une oblique par rapport au pli, l'autre perpendiculaire, orientée dans l'alignement de la semi-cluse (partiellement alluvionnée) des Goudebas. Les tronçons successifs diversement dirigés de la gorge de La Rançonnière ainsi que quelques ravins transversaux accessoires sont, sans doute, solidaires d'autres zones fortement tectonisées.

Le tronçon structurellement abaissé ouvre en fait un **couloir d'échappement transversal**, à la fois **superficiel** et **souterrain**, des eaux du Locle vers Le Doubs. Celles-ci utilisent actuellement la gorge de La Rançonnière à ciel ouvert ainsi

qu'un réseau de chenaux endokarstiques qui, ayant perforé les séries marneuses au travers des deux flancs de l'anticlinal, emprunte les calcaires du Dogger puis traverse le synclinal des Brenets pour aboutir à des sources situées au fond du Lac des Brenets. Ce dernier est, rappelons-le, encaissé dans le Malm étalé du flanc nord dudit synclinal. La figure 7.3 (p. 183) illustre le parcours géologique de cette percée endokarstique.

A l'occasion d'épisodes très pluvieux, la capacité de débit de l'endokarst devient momentanément insuffisante. C'est alors qu'un écoulement éphémère ravive le torrent de La Rançonnière, généralement pour quelques jours, voire une à deux semaines. L'eau émane de sources temporaires qui évacuent au fond de la gorge les flux d'eau excédentaire. Leur débit atteint fréquemment 3 à 5 m³/s (photos B, p. 168 a et B, p. 168 b).

Ce mécanisme naturel de décharge a été notablement corrigé par l'homme au début du siècle dernier. Durant les millénaires passés, les crues du Bied du Locle, privées d'échappement superficiel dans La Rançonnière, ont compensé les insuffisances des pertes du Col des Roches, en inondant périodiquement la plaine du Marais. En l'année mémorable 1805, Le Bied a été définitivement détourné du gouffre au moyen d'un tunnel de dérivation qui conduit actuellement l'eau à l'usine hydro-électrique de La Rançonnière (chapitre 9).

Par basses eaux, des pertes situées au fond du lit, peu après l'usine électrique, absorbent l'eau turbinée jusqu'à hauteur de 0,2 à 0,3 m³/s. Lorsque le volume du Bied est supérieur, un excédent s'écoule dans la gorge, qui peut atteindre 8 à 10 m³/s, auquel s'ajoute encore l'apport des sources temporaires. Cette double alimentation confère alors aux pointes des crues une puissance et un pouvoir d'érosion et de transport d'alluvions considérables, pour la durée de quelques heures ou quelques jours, qu'illustre bien la photo A, p. 168 b.

La zone de décharge orientale

A l'autre extrémité de la chaîne de Pouillerel, le mécanisme des pertes de La Ronde reproduit, à quelques différences près, celui du Col des Roches. Un fort abaissement axial, associé à une incurvation vers le sud, affecte l'anticlinal, à partir de La Sombaille en direction de l'est. Ces déformations structurent, comme au Locle, un **couloir d'échappement transversal** fortement tectonisé, qui a déterminé la dérivation dans Le Doubs des eaux karstiques de la région de La Chaux-de-Fonds, de l'extrémité orientale de Pouillerel et d'une importante partie des

Franches Montagnes. Ce couloir structural est profondément échancré par la «vallée sèche» de La Ronde (Bourquin, 1946), formée par les tronçons longitudinaux et transversaux des Combes de Biaufond, de La Ferrière et du Valanvron. Les nombreux essais de coloration qui ont été effectués dans les deux pertes de La Ronde ainsi que dans les combes ont tous illustré l'existence de liaisons souterraines à débits importants, perforant au besoin les marnes de l'Argovien et du Dogger, avec un front de dix grandes sources jaillissant en bordure du Doubs, sur 4,5 km de longueur, depuis La Verrerie jusqu'à la Combe de Biaufond, entre 620 et 607 m d'altitude (Mages, 1993).

Durant les périodes très pluvieuses ou à la fonte des neiges, le ruisseau canalisé de La Ronde à La Chaux-de-Fonds, fortement renforcé par les ruissellements urbains, parcourt la Combe du Valanvron (au fond de laquelle existent des pertes) puis vient s'accumuler dans le lac temporaire du Cul des Prés. Celui-ci se vide «assez rapidement» selon Bourquin, par deux emposieux. Il faut des événements hydrologiques tout à fait exceptionnels pour que le lac déborde par-dessus son barrage naturel, mais alors, un torrent ravageur déboule, l'espace de quelques heures, dans la Combe de Biaufond en y déposant de puissantes couches d'alluvions grossières.

L'analogie des gorges de La Ronde avec celle de La Rançonnière se complète encore par la présence de sources de trop-plein temporaires évacuant les excédents d'eau occasionnels des réseaux endokarstiques. La plus frappante est celle du Fief, un puissant surgeon qui sourd des alluvions remplissant le début de l'auge du lac du Cul des Prés, à l'altitude de 830 m. D'autres émergences temporaires entrent en action dans le tronçon inférieur de la Combe de Biaufond.

LES SOURCES DU COULOIR D'ÉCHAPPEMENT DU COL DES ROCHES

Les sources du Lac des Brenets

L'extraordinaire baisse du Lac des Brenets, durant l'automne 1906, a exondé un large front de sources sous-lacustres d'importances diverses, jaillissant sur une longueur de 2,5 km. Schardt (1910a) les a minutieusement décrites. Au nombre

d'une quinzaine, elles émergeaient d'entonnoirs ouverts dans la boue très fluente du fond du lit. Elles tarirent successivement, d'amont en aval, au fur et à mesure du retrait du lac, à l'exception d'une seule, celle du site de L'Arvoux (ci-dessous). Elles constituent les exutoires de nombreux chenaux endokarstiques débouchant du Malm sur les deux berges du lac.



Source de L'Arvoux découverte par l'abaissement du Lac des Brenets en octobre 1906 (Schardt, 1910a).

Au site de L'Arvoux un groupe de quatre entonnoirs évasés a été exondé, dont seul le quatrième, en direction de l'aval, mesurant 30 m de diamètre et 8 m de profondeur, est resté émissif tant qu'a duré la sécheresse. Un deuxième entonnoir de dimensions comparables, situé à 70 m en amont, s'est réduit à un étang d'eau stagnante, de même que les troisième et quatrième, plus petits.

Parmi les autres groupes d'exutoires décrits, celui de Chaillexon mérite une mention particulière. Situé à proximité de la rive française à 1 km en amont de celui de L'Arvoux, au débouché d'un petit ravin d'érosion, il atteste de son importance par la dimension de l'un de ses entonnoirs: 32 m de diamètre et 9 m de profondeur, et par le lobe d'eau libre qu'il maintient ouvert sur le front d'alluvionnement du lac.

A l'aval, la série des sources sous-lacustres s'achève par deux cavités, toujours en forme d'entonnoir, proches de la rive suisse, dans le bassin de La Vierge.

Le tarissement successif des sources avec l'abaissement de niveau du lac permet d'inférer que les entonnoirs sont communicants et cela, d'une rive à l'autre, et que leurs seuils de débordement décroissent logiquement en altitude vers l'aval. Celui de L'Arvoux, inférieur de 4 m à celui de Chaillexon, apparaît être le plus bas. Durant les périodes où les sources sont submergées, elles se trouvent toutes sous le même niveau de charge représenté par le plan d'eau du lac. Elles sont donc toutes en activité, se partageant les importants flux d'eau souterraine qui émanent des deux rives.

La grotte de la Toffière

Elle s'ouvre à la base d'une falaise de Kimméridgien sur la rive droite du lac, presque au niveau de l'eau, soit à 750 m. Elle commence par suivre un tracé rectiligne orienté approximativement nord-sud tout en descendant légèrement puis, vers 115 m, elle oblique vers l'ouest. Elle est ennoyée à partir d'un niveau correspondant au plan d'eau variable du lac.

Structuralement parlant, elle se situe dans le prolongement nord de la faille oblique traversant l'ensellement de La Rançonnière et en tête du segment lacustre de La Vierge, lui-même d'orientation générale sud-nord.

Lors d'une période de très basses eaux passée, elle a pu être explorée sur une distance de 240 m. A l'occasion d'un fort abaissement du lac en 1962, une source normalement sous-lacustre, située à une douzaine de mètres au-dessous du porche, débitait 400-500 l/min (Gigon, 1976). Elle ne coulait plus lors de l'extraordinaire abaissement de 1906 décrit par Schardt. En périodes de hautes eaux extrêmes, un débit élevé sort de la grotte. Celle-ci fonctionne donc comme un trop-plein de crues tout à fait exceptionnel, ce qui n'est pas le cas des sources temporaires suivantes.

Les sources temporaires de la gorge de La Rançonnière

Des sorties d'eau souterraine très abondantes se produisent en deux endroits particuliers de la gorge, à chaque période de pluie ou de fonte de neige. Les plus volumineuses émanent de la rive suisse, c'est-à-dire de la chaîne de Pouillerel.

En aval de l'usine électrique de La Rançonnière, elles se succèdent sur une bonne centaine de mètres, entre les altitudes de 825 à 820 m, soit à 70 m au-dessus du niveau du Lac des Brenets. Elles sourdent à travers les alluvions du fond du lit ainsi qu'à la base des éboulis, depuis les calcaires bathoniens supérieurs du cœur de l'anticlinal, débordant, en partie au moins, au contact des marnes contiguës. On ne peut cependant exclure que le Dogger inférieur participe lui aussi à la décharge (photo B, p. 168 a).

Dès le moment où elles tarissent, successivement d'amont en aval, elles se transforment en pertes qui transfèrent dans l'endokarst sous-jacent à la gorge une part importante du débit du Bied, et même la totalité durant les périodes de basses eaux.

Au débouché de la gorge dans la plaine des Goudebas, le Portlandien du flanc nord de l'anticlinal, hydrologiquement barré par le Purbeckien contigu, et redressé en éperon sur la rive gauche, dégorge de fortes quantités d'eau à chaque période pluvieuse. Ce sont les trop-pleins, en provenance de l'est, des circulations longitudinales qui règnent dans le Malm. Il se pourrait que celui-ci soit lui-même sous-alimenté, au travers d'une percée du complexe oxfordien-rauracien, par les écoulements propres au Dogger du flanc nord de Pouillerel.

En sus de celles qui jaillissent directement du calcaire, de nombreuses et abondantes venues d'eau ascendantes sourdent des alluvions adjacentes jusqu'à une dizaine de mètres du pan rocheux. L'altitude est ici de 760 m, soit un peu supérieure à celle du Bied qui coule, au large, dans son lit d'alluvions limono-graveleuses imperméables. Même au plus fort de ses crues, le torrent n'atteint donc pas le niveau des sources qui, de ce fait, restent à l'écart des réinfiltrations. En phase de décrue, la durée de fonctionnement de cet ensemble sourcier karstique est plus longue que celle des sources de l'usine de La Rançonnière.

Le forage des Goudebas

En 1992, sous l'impulsion de M. Francis Jaquet, alors directeur des Services industriels du Locle, un forage de reconnaissance a été effectué dans les alluvions, là où émergent les sources ascendantes. Il a traversé une vingtaine de mètres de sable très fin plus ou moins graveleux, mais totalement dépourvu de fraction limoneuse, puis encore 10 m de sable argileux, sans toucher le fond rocheux. Un essai de pompage a permis d'extraire du tubage de 15 cm de diamètre un débit de 800 l/min, qui atteste l'existence d'une perméabilité élevée dans la

formation sableuse supérieure, ainsi que d'une ressource en eau souterraine importante (Burger, 1992b).

Durant les périodes d'eaux moyennes et basses, alors que les sources tarissent, le calcaire encaissant continue de sous-alimenter les alluvions et le forage, dans lequel le niveau d'eau suit, à une cote un peu surélevée, les fluctuations du Lac des Brenets. De surcroît, il se greffe sur cette variation de caractère régional des fluctuations journalières de quelques décimètres qui confèrent une allure sinusoïdale à l'enregistrement du niveau de l'eau dans le forage. Ces dernières coïncident avec le régime d'exploitation de l'usine de La Rançonnière: les lâchures de l'usine s'infiltrent dans les orifices taris des sources proches. Les mises en charge cycliques du réseau endokarstique qui en résultent se répercutent rapidement, par des chenaux eux-mêmes en charge, d'une manière perceptible jusqu'à l'issue de la gorge, et sans doute jusqu'aux sources sous-lacustres, dont les débits subissent les mêmes fluctuations.

L'emplacement du forage a été déterminé au moyen d'une prospection géophysique ultrasensible effectuée sur l'épandage d'alluvions étalé au sortir de la gorge, par M. Imré Müller de l'Université de Neuchâtel. Celle-ci a pu localiser, au sein d'un milieu généralement limono-graveleux et faiblement perméable, une étroite bande **transversale** de terrain nettement perméable, appuyée contre l'éperon portlandien. C'est dans son voisinage qu'émergent les sources ascendantes et c'est elle qui constitue la couche finement sableuse rencontrée par le forage. La singularité de ce gisement – son étroitesse et sa disposition transversale – est interprétée de la manière suivante: l'eau en charge dans une barre de calcaire sous-jacent remonte d'une manière filonienne à travers la trentaine de mètres d'alluvions qui la recouvrent, en lessivant toute la fraction limoneuse, ce qui en accroît fortement la perméabilité. Ce processus serait toujours en cours.

Débit et chimisme des sources

Une seule mesure de débit existe, celle de la source de L'Arvoux durant la sécheresse de 1906: 0,423 m³/s, le 19 septembre. Il est très élevé (et même douteux) si l'on songe à celui de la source de L'Areuse qui descend à 0,27 m³/s en temps de basses eaux.

Quant aux sources temporaires de la gorge de La Rançonnière, les deux groupes amont et aval atteignent chacun un ordre de grandeur estimé à 2 m³/s en régime de hautes eaux. Lorsque les sources amont se muent en pertes, leur capacité d'absorption avoisine 0,2 à 0,3 m³/s, selon Mornod (1962).

Quelques analyses **chimiques** isolées existent sur les sources de La Rançonnière et des Goudebas. Les température et minéralisation des deux groupes se révèlent être très voisines, une particularité significative qu'il convient cependant de renoncer à interpréter en l'absence d'une investigation plus approfondie.

ÉLÉMENTS DE L'HYDRODYNAMIQUE PASSÉE ET PRÉSENTE DU COULOIR D'ÉCHAPPEMENT DU COL DES ROCHES

L'échappement des eaux du synclinal du Locle dans celui des Brenets – dans le flanc nord duquel est encaissé Le Doubs (fig. 3.1, p. 68 a) – s'opère, on l'a vu, par voies **superficielle et souterraine**: la gorge de La Rançonnière et un réseau très développé de chenaux endokarstiques.

En ce qui concerne les **eaux souterraines**, l'organisation des sources décrites, avec l'effet de vases communicants qui la caractérise, tant sur la rive française que sur la rive suisse, suggère qu'elle résulte d'une succession d'étapes évolutives dont trois au moins peuvent être distinguées. Elles sont, par ordre d'antécédance:

1. une liaison souterraine initiale, précoce, entre le Col des Roches et la vallée du Doubs, liée aux écoulements du Malm;
2. la mise en place ultérieure de l'endokarst du Dogger;
3. le relèvement postglaciaire du niveau du Doubs, sous la forme du Lac des Brenets.

Esquisse d'une histoire hydrogéologique des écoulements souterrains vers Le Doubs

Le niveau de base de la vallée du Doubs

Les dépressions synclinales **originellement fermées** de Morteau et des Brenets, étalées et élargies en leurs sections médianes, ont été, comme il est de règle pour de semblables structures géologiques, peu approfondies par l'érosion.

Avant la capture des eaux de la région de Pontarlier, la vallée de Morteau dut être parcourue par un cours d'eau modeste en provenance de la section amont

du synclinal, soit la région de Grand'Combe – Châteleu: un ruisseau (toujours présent) au pouvoir d'érosion médiocre, à l'instar de ceux qui existent encore dans les vallées fermées avoisinantes. Ce cours d'eau qui n'avait pas de liaison superficielle avec Le Doubs, encore distant, aboutissait sans doute à des pertes karstiques. La région de l'actuelle cluse qui, recoupant l'anticlinal du Bois du Geay, réunit les deux vallées, pourrait avoir été un site privilégié de pertes des écoulements locaux arrivant de l'ouest.

Dans la prolongation orientale du synclinal de Pontarlier, à Arçon, la perte du Doubs, directement au fond de son lit rocheux, fournit une indication suggestive. En périodes d'étiage, la totalité du débit y est absorbée et l'eau réapparaît à la surface au vaste porche de la source de La Loue, au terme d'un trajet souterrain de 9 km à vol d'oiseau.

Les pertes supputées de la région de Morteau aveuglées, maintenant en tous cas, par la sédimentation fluvio-lacustre récente, avaient comme possibilité de ressurgir en tête de la vallée du Dessoubre, à l'endroit de l'actuel cirque de Consolation-Maisonnettes, à environ 11,5 km au nord.

L'ample cirque de Consolation dont le fond a la particularité d'être bifide, excave les calcaires jurassiques supérieurs dans le prolongement de ceux du Lac des Brenets, jusqu'au niveau de 500 m. Il constitue un point de convergence d'écoulements souterrains pluridirectionnels étendus. Des sources permanentes et temporaires s'y déchargent entre 510 et 600 m d'altitude (grotte du Lançot). Les crues de certaines d'entre elles atteignent des débits considérables.

Le synclinal des Brenets, quant à lui, pourrait avoir connu une évolution plus dynamique que celui de Morteau, du fait qu'il a accueilli précocement les afflux d'eau importants émanant du Locle. L'ampleur de la gorge de La Rançonnière, ainsi que le vaste orifice de la grotte de la Toffière, en portent témoignage. Comme cette dernière se trouve placée en tête du tronçon de vallée orienté sud-nord qu'occupe présentement le bassin de La Vierge, il n'est pas déraisonnable de supposer que ce tronçon coïncide avec un chenal d'échappement primitif des eaux du Locle. En poussant l'hypothèse, ce dernier pourrait être assimilé à un segment préparatoire du Doubs à venir.

Ultérieurement, les deux vallées synclinales ont été rejointes par la puissante érosion régressive du Doubs qui façonnait sa gorge, un véritable canyon, à un rythme accéléré, le long de la bordure septentrionale de Pouillerel. Ce canyon, actuellement ennoyé depuis le Saut du Doubs par des sédiments lacustres récents, remonte jusqu'à Morteau (et au-delà).

La puissance érosive du Doubs s'autorégénère par la capture des écoulements endokarstiques que dégage son enfoncement, principalement en rive droite. A l'amont de la douzaine de grandes sources déjà citées entre Biaufond et La Verrerie, une mention particulière revient à la puissante source temporaire du Torret, proche de l'usine du Châtelot, ainsi qu'aux émissions d'eau de la région du Locle et de Chaillexon. Ces dernières coïncident apparemment avec une accentuation du canyon concrétisée par le précoce bassin de La Vierge. En effet, les murailles rocheuses qui encerclent le lac et qui descendent au-dessous de son plan d'eau, s'atténuent et s'enfouissent progressivement, entre Les Brenets et Chaillexon, pour céder la place à des versants normalement inclinés. En tous cas, l'érosion régressive n'a pas atteint la région des pertes d'Arçon.

Quelques auteurs ont considéré la dépression synclinale allongée entre 920 et 850 m qui sépare le Mont Châtelard du village du Pissoux, au nord du Lac de Moron, comme le vestige d'une ancienne vallée fluviale (contemporaine de celle des Brenets?). Le méandre du cirque de Moron lui aurait valu d'échapper à l'érosion régressive du Doubs. De fait, elle est parcourue en profondeur par des chenaux endokarstiques qui évacuent des pertes de 200 à 300 l/s, localisées au début de la retenue de Moron, vers une résurgence située à l'aval du barrage du Châtelot.

La gorge de La Rançonnière

On a vu plus haut que l'érosion régressive remontant du Doubs par Grand'Combe – Châteleu, en direction de la vallée de La Brévine, pourrait préfigurer le processus d'amorçage d'une capture comparable à celui de La Rançonnière.

A une étape donnée du développement de la gorge de La Rançonnière, le volumineux Bied du Locle a débordé par-dessus le rebord calcaire jurassique de la région du Col des Roches. Ses fréquentes et volumineuses **crués**, qui peuvent atteindre actuellement 10 m³/s, excédaient l'infiltration possible dans les calcaires du seuil et approfondissaient le lit qui les amenait dans le synclinal des Brenets. Au regard de l'ampleur de la gorge, ainsi que de celle des témoins de terrasses jurassiques, au Locle et à La Chaux-de-Fonds, ce processus pourrait avoir longuement perduré. De leur côté, les glaciers quaternaires ont apporté une contribution érosive ultérieure qui a pu, notamment, approfondir le gradin de confluence en tête de la gorge. En s'approfondissant dans la structure anticlinale de Pouillerel, celle-ci a intercepté les circulations d'eau karstiques longitudinales dont les apports ont, à leur tour, renforcé le pouvoir érosif du torrent.

Aujourd'hui, la frêle muraille du Col des Roches, fragilisée, comme l'est sans doute l'ensemble du site de la gorge, par une fracturation et une karstification importantes, est vouée à une désagrégation prochaine. Alors, les crues du Bied, retrouvant un cours superficiel, parachèveront la cluse. Divers scénarios peuvent être imaginés sur ce qu'il adviendra dès lors au Locle mais trop d'inconnues, en particulier sur le plan climatique, subsistent pour privilégier l'un d'eux. Deux éléments d'appréciation doivent être gardés en mémoire: d'une part, le développement des pertes des semi-cluses de la Combe des Enfers et de La Baume va contribuer à affaiblir les crues du Bied et, d'autre part, celui-ci réutilisera ses anciennes pertes du Col en abaissant leur seuil, si bien que les eaux de crues excédant la capacité de ces pertes, des eaux principalement limoneuses, n'exerceront qu'une modeste érosion sur le seuil calcaire recréé au Col des Roches. Souvenons-nous que l'Éningien résiste moins à l'ablation que son entourage de calcaire jurassique.

Les écoulements souterrains du Col des Roches vers Le Doubs

Rappelons que la percée des écoulements du synclinal du Locle vers celui des Brenets et Le Doubs résulte de la conjonction de deux particularités géologiques, dont l'existence remonte à l'époque même du plissement de la chaîne jurassienne:

- une particularité structurale, celle de la forte descente axiale de Pouillerel à La Rançonnière, d'où résulte un abaissement correspondant de la barrière hydraulique souterraine formée par la culmination des marnes de l'Argovien et du Lias;
- une particularité sédimentaire qui est l'insignifiance des sédiments tertiaires dans le synclinal des Brenets, alors même que l'élévation structurale en est voisine de celle du synclinal du Locle. L'interface Argovien-Séquanien y forme un bas-fond un peu inférieur à 400 m sous la région des Brenets. La zone axiale du synclinal a constitué, de ce fait, durant toute l'histoire ultérieure au plissement, un chenal longitudinal **inférieur** en altitude à la surface éningienne du Locle. Ce chenal a constitué le **niveau de base des écoulements de toute la région du Locle**.

De semblables conditions géologiques ne pouvaient qu'inciter à un développement d'écoulements superficiels et souterrains interactifs, développement particulièrement dynamique dans son régime et ses effets, en raison de l'importance de l'apport d'eau de l'Éningien du Locle.

L'endokarst du Malm

Au sein du réseau endokarstique qui assume actuellement l'essentiel du transfert de l'eau du Locle dans Le Doubs, le degré d'unification et la profondeur qui caractérisent son état présent dans le Malm du synclinal du Locle (fig. ci-dessous) attestent une continuité historique que rien ne s'oppose à faire remonter jusqu'à l'époque de la fin du plissement jurassien. Tout au long de son développement régressif, il a été assujéti à l'évolution paresseuse du niveau de base de la vallée entre Morteau et Les Brenets.

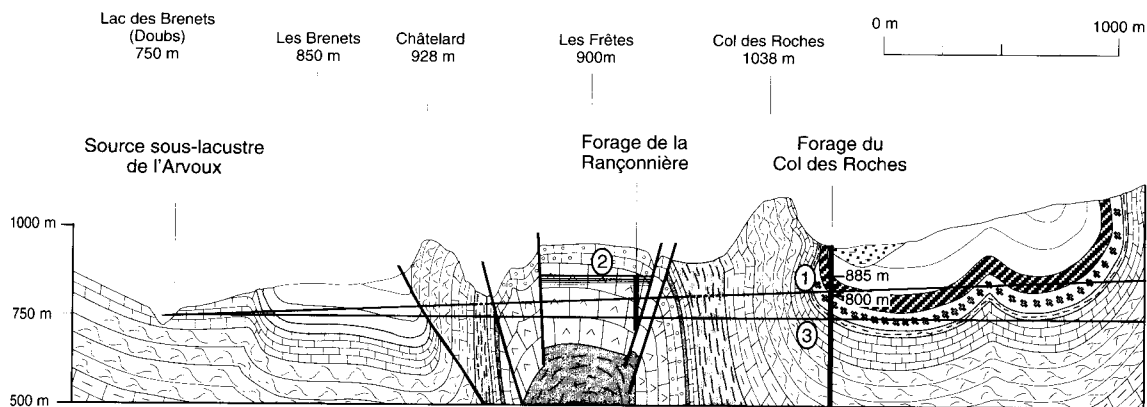


Fig. 7.3 Niveau moyen de la nappe karstique dans les aquifères du Malm (1) et du Dogger (2) par rapport à celui du Lac des Brenets (3). Niveaux extrêmes dans le forage du Col. L'échelle des hauteurs est exagérée.

Une question primordiale surgit ici : l'eau souterraine du Malm a-t-elle, à un moment donné, formé une volumineuse source de débordement au contact des calcaires et des marnes argoviennes, dans une première échancrure transversale pré-Rançonnière, à l'instar des sources de La Noiraigue et de L'Areuse ? Cette source, résurgence de la perte du Col des Roches en même temps qu'exutoire de l'aquifère du Malm, aurait alors fortement accéléré l'approfondissement érosif de ce qui devait devenir la cluse. Cette hypothèse n'est pas dénuée de vraisemblance, à défaut d'indices matériels irrécusables, tels qu'une rupture de pente de la gorge ou la trace d'un cirque d'érosion semblable à ceux de Saint-Sulpice et de Noiraigue. La poursuite de l'exploration du gouffre du Col pourrait d'ailleurs éclairer la question.

Au cours du temps et du fait de la stabilité du niveau de base de la zone synclinale conjecturée plus haut, le chenal endokarstique transversal conduisant à cette source originelle se serait lui-même enfoncé dans le couloir d'échappement fortement tectonisé, en opérant progressivement la capture de celle-ci, au profit d'un nouvel exutoire de niveau inférieur: la grotte de la Toffière. Cette grotte, par sa grande section, sa direction et son parcours ascendant, vient à l'appui de l'hypothèse d'une longue période de stabilité au cours de laquelle s'est confortée la liaison hydraulique souterraine directe entre la perte du Col des Roches et le synclinal des Brenets. Il est plausible d'attribuer à l'effet conducteur de la faille qui traverse obliquement le couloir d'échappement (fig. 4.2, p. 96), le décalage de l'orifice de la grotte 1 km à l'est de l'axe de La Rançonnière.

C'est durant cette période de stabilité que des réseaux adventices de chenaux karstiques ont pu se développer dans toute la largeur du couloir d'échappement, et cela dans les deux flancs du synclinal des Brenets, de part et d'autre d'une zone basse qu'occupe maintenant Le Doubs. Les nombreuses sources sous-lacustres décrites par Schardt, entre Chaillexon et le bassin de La Vierge, représentent des exutoires locaux et interconnectés de ces réseaux.

Il se pourrait que le forage effectué en 1975 au centre de la plaine des Goubebas (pt. 543890 / 212680), par les soins de la commune des Brenets, ait recoupé l'un de ces chenaux. Entre 48 et 60 m de profondeur, il a traversé le Valanginien supérieur et inférieur, le second présumé karstifié et très productif en eau (communication de M. Jean Meia, géologue cantonal).

A un moment donné, le lit rocheux du Doubs aurait été atteint par une recrudescence du recul régressif de la rivière qui lui aurait imprimé un abaissement d'une cinquantaine de mètres au site de L'Arvoux (Campy et al., 1994), abaissement conjointement suivi par l'endokarst. La source de L'Arvoux s'est substituée maintenant à la grotte. Celle-ci ne retrouve une activité fugitive qu'au moment des crues extraordinaires, lorsque la capacité des conduits de dérivation vers les sources de substitution sous-lacustres se trouve dépassée.

Un essai de coloration effectué dans la perte du Col des Roches, en régime d'eaux moyennes, appuie ces hypothèses. Le colorant est ressorti rapidement, soit 40 h après l'injection, à la source de L'Arvoux. Dix heures plus tard, il était décelé dans la nappe d'eau du fond de la grotte de la Toffière (Evard, 1982).

En conclusion, l'âge reculé de l'endokarst du Malm des synclinaux du Locle et des Brenets est attesté par plusieurs faits concomitants qui témoignent de son caractère **régional**:

- sa grande profondeur, en amont de la perte du Col des Roches, illustrée par les forages du Col inférieur et de la Combe Girard;
- la faible dénivellation existant entre le niveau de l'eau en ces forages et le Lac des Brenets; en basses eaux, la pente moyenne de l'écoulement souterrain est de l'ordre de grandeur de 2 à 3% (fig. 7.3, p. 183);
- la source de L'Arvoux, qui est l'émissaire permanent d'un réseau de drainage superficiel et souterrain unifié, couvrant près de 40 km² de Malm.

Les eaux du Dogger de Pouillerel

Entre le Col des Roches et Le Doubs, le drainage endokarstique régional était déjà largement développé au moment où le Dogger, tardivement mis à découvert, a commencé à y décharger ses circulations longitudinales qui convergent actuellement vers les deux versants de la gorge de La Rançonnière.

Sur les anticlinaux adjacents, le Dogger est découvert jusqu'au Bathonien, ce qui signifie que l'érosion en a éliminé environ 60 à 70 m d'épaisseur. A supposer que la corrosion chimique ait été le seul moteur de la dénudation, à raison de 1 m par dix mille ans, le début de l'exposition du Dogger remonterait à environ sept cent mille ans, soit au mi-Quaternaire. Il se pourrait que le phénomène ait été encore plus tardif, du fait de l'érosion normale qu'auraient exercée les glaciers qui ont déferlé depuis les Alpes par-dessus le Jura.

Les écoulements souterrains du flanc méridional de l'anticlinal de Pouillerel s'épanchèrent en de modestes exutoires isolés, peut-être d'abord à la périphérie des affleurements du Callovien, puis perchés dans le flanc de la gorge, en obéissant à l'enfoncement de l'endokarstification locale et au développement prépondérant des circulations longitudinales. Présentement, ils alimentent la série des sources échelonnées le long du Bied sur plus de 100 m, à l'altitude actuelle de 820 à 825 m. Mais déjà ces sources sont l'objet d'une capture au profit du réseau sous-jacent du système régional du Malm. Preuve en est le fonctionnement alterné en sources (de trop-pleins) et en pertes des bouches ouvertes dans le lit du Bied à La Rançonnière. L'eau qu'elles laissent échapper lors des crues ne représente plus la seule production du Dogger, mais un mélange de celle-ci et de celle de l'endokarst régional.

En 1962, les Services industriels du Locle ont introduit 10 kg de fluorescéine dans les orifices fonctionnant alors en pertes, en dessous de l'usine hydro-électrique. Le colorant a réapparu après 60 h dans la source sous-lacustre de L'Arvoux et après 100 h, en une petite source du rivage proche de la Toffière (Gigon, 1976). La liaison des écoulements du Dogger avec le réseau endokarstique régional se trouvait ainsi vérifiée. Elle fut ultérieurement confirmée par les oscillations journalières du niveau de l'eau observées dans le forage des Goudebas (cf. p. 178).

Le Dogger du flanc nord de Pouillerel est recoupé par la gorge de La Rançonnière dans la région du méandre des Combolles, aux alentours de 780 m. De mémoire de témoins oculaires, aucune source n'y a jamais été observée. Il ne semble pas non plus qu'il existe des pertes du Bied dans le fond de son lit, en cet endroit, des pertes qui utiliseraient d'anciens orifices sourciers aujourd'hui taris.

Les circulations longitudinales propres au Dogger de ce flanc anticlinal fusionnent sans doute avec celles du Malm, du fait de la disparition de l'Argovien marneux et de son remplacement par les calcaires rauraciens. Il en résulte que les eaux de l'ensemble du Jurassique du flanc septentrional aura pu utiliser l'endokarst régional ancien, quitte à dégorger occasionnellement aux émissaires de crue à l'issue de la gorge.

Le relèvement postglaciaire du plan d'eau du Doubs: le Lac des Brenets

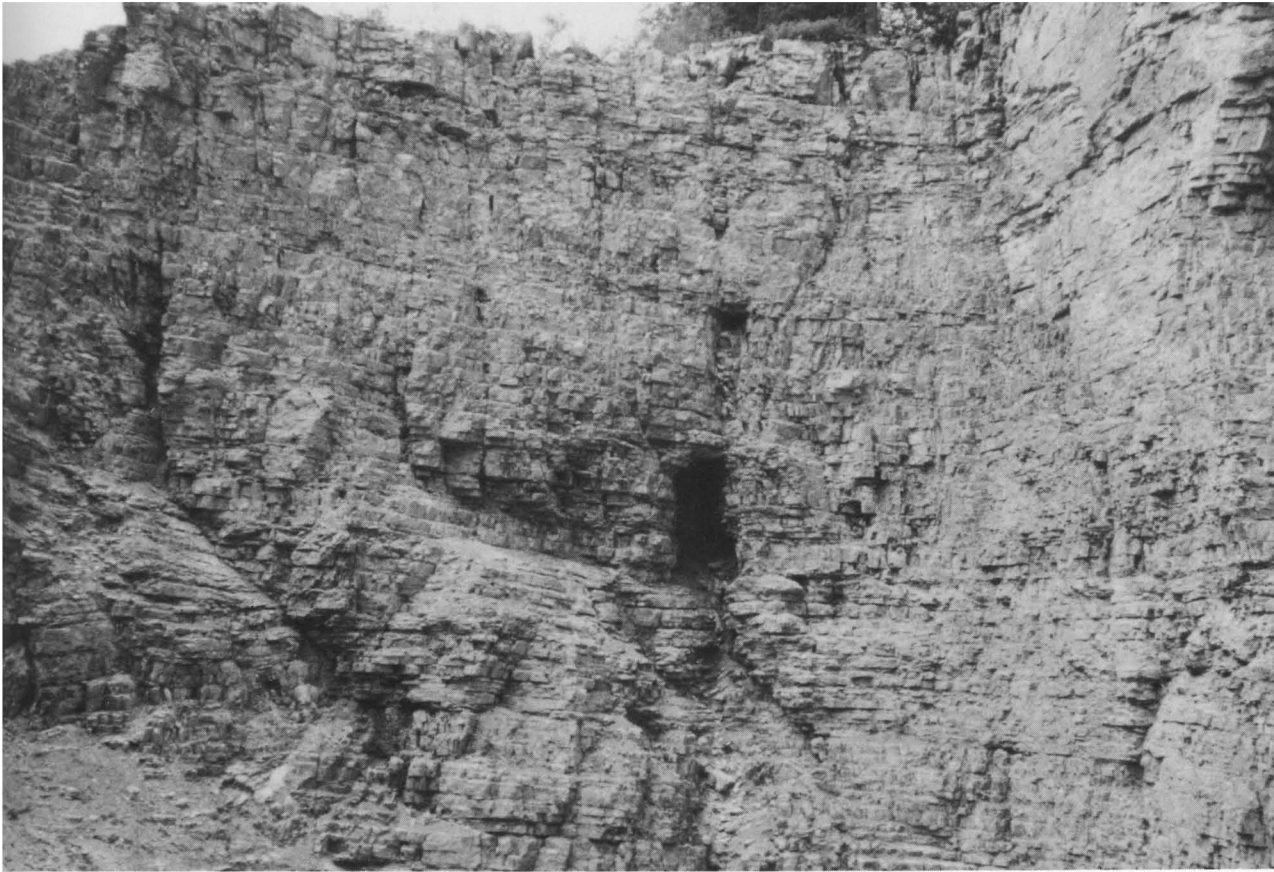
Les deux étapes évolutives décrites ci-dessus ne peuvent être datées avec précision. En revanche, la formation du Lac des Brenets est, elle, tardi-würmienne. Schardt (1903) montre qu'elle est due à un barrage provoqué par l'effondrement et l'éboulement des versants de la vallée au site du Saut du Doubs. Il y a douze mille ans environ, ce barrage releva subitement le plan d'eau de la rivière d'au moins 50 m au-dessus du lit rocheux (Campy et al., 1994). Les décharges de l'endokarst régional se sont trouvées assujetties à un niveau de charge remonté d'autant: celui du lac. Deux conséquences au moins en ont découlé:

- Les chenaux endokarstiques antérieurs ont été ennoyés jusqu'à une distance éloignée des deux rives, vu les faibles gradients hydrauliques reconnus. Et comme ils sont essentiellement filoniens, ils ont continué à émettre par leurs exutoires existants, désormais sous-lacustres. En raison du plan de charge uniforme

du lac, tous sont restés fonctionnels, ce que matérialisent les quatorze entonniers décrits par Schardt;

- L'endokarst régional de la plaine des Goudebas fut ennoyé lui aussi: la forte diminution des gradients hydrauliques qui en résultèrent permirent aux sources du Malm du début de la plaine, de retrouver une activité temporaire accrue sinon renouvelée.

Paroi recoupant la Dalle nacrée dans une carrière des Endroits. A noter: la densité élevée des fissures élargies par dissolution sous la surface du sol; à mi-hauteur, une caverne très ancienne excavée par l'eau souterraine, à l'intersection d'une fracture verticale majeure et de fractures obliques.





Ravin sec de la Combe du Stand. Sa physionomie actuelle reflète l'action érosive de langues de glace et de torrents fluvioglaciaires würmiens qui ont définitivement tari, il y a 12000 ans.