

Tectonique et hydrogéologie dans le Jura Neuchâtelais

Autor(en): **Burkhard, Martin / Atteia, Olivier / Sommaruga, Anna**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **91 (1998)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-168416>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Tectonique et hydrogéologie dans le Jura Neuchâtelois

Compte rendu de l'Excursion du samedi 11 octobre 1997 de la Société Géologique Suisse (SGS) en commun avec la Société paléontologique suisse, la Société suisse d'Hydrogéologie, la Commission géotechnique suisse, la Commission géologique suisse et le Service hydrologique et géologique national.

MARTIN BURKHARD, OLIVIER ATTEIA, ANNA SOMMARUGA, STÉPHANE GOGNIAT & DANIEL EVARD

Institut de Géologie et Centre d'Hydrogéologie,
Rue E. Argand 11, CH-2007 Neuchâtel
E-Mail : martin.burkhard@geol.unine.ch

Participant(e)s :

Bonzon, J., Yverdon	Hayoz, P., Berne
Bryda, A., Wien	Jemelin, L., Berne
Claude, B., Neuchâtel	Mariotta, P., Neuchâtel
Delèze, J.Y., Lausanne	Marshall, T., Manchester
Epard, J.L., Lausanne	Moshammer, B., Wien
Föllmi, K., Neuchâtel	Preiswerk, C., Berne
Geister, M., Berne	Rutti, R., Lausanne
Hapka, R., Neuchâtel	Tripet, J.P., Lausanne

ABSTRACT

Reflection seismic data, acquired in 1988 by BP, have brought new insights into the deep structure of the Neuchâtel Jura. Major anticlines are riding above large NW- and minor SE-vergent thrust ramps. This deformation style also documents the existence of a basal décollement within Triassic evaporites below the Jura fold and thrust belt. CS-AMT soundings and high resolution reflection seismics have been used to map the detailed structure within the Vallée des Ponts syncline. This closed basin structure has been studied in detail from the karst-hydrological point of view. New tectonic interpretations and hydrogeologic data are presented in this field trip guide.

Introduction

Après bientôt 200 années de recherches géologiques dans le Jura (v. von Buch 1867), bien des questions fondamentales concernant la structure et la formation de cette chaîne plissée restent d'actualité. La proposition d'un décollement basal de la couverture au niveau des évaporites du Trias et le «Fernschub depuis les Alpes» par Buxtorf (1916) ne fait toujours pas l'unanimité des chercheurs (Pfiffner et al. 1997). La géométrie des plis et leur mode de formation reste également un sujet controversé: pour les uns, les plis sont le résultat d'un flambage («buckling») des couches de compétence différente (Johnson & Fletcher 1994), tandis que d'autres considèrent les plis de couverture comme un effet secondaire purement géométrique, lié au passage des couches sur des rampes de chevauchement (Suppe 1983, Suppe & Medwedeff 1990). Toutes ces questions n'ont pas qu'un intérêt académique! Une meilleure compréhension du mode de formation des plis a des conséquences importantes sur la construction des coupes tectoniques et aide ainsi la prospection pétrolière et hydrogéologique.

En 1988, la British Petroleum, avec les Forces Motrices Neuchâteloises comme partenaire suisse, a conduit une vaste campagne de prospection pétrolière dans le canton de Neuchâtel. Plus de 300 km de lignes sismique réflexion ont alors été acquises. Après l'abandon du permis en 1990, les propriétaires ont eu la générosité de donner accès à l'ensemble de ces données sismiques, ce qui nous a permis d'augmenter considé-

rablement les connaissances de la structure profonde du Jura central (Sommaruga 1997; Sommaruga & Burkhard 1997). Parce que le but de la sismique réflexion des pétroliers était avant tout la visualisation des structures entre 500 et 3000 m de profondeur, la résolution spatiale près de la surface et dans les structures complexes (avec flancs raides et verticaux) laisse souvent à désirer.

Le système hydrogéologique du bassin de la Noiraigue a fait l'objet d'une étude récente dans le cadre des Programmes Prioritaires Environnement (PPE) du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique. Le but de cette recherche était l'établissement de bilans hydrogéologiques et géochimiques d'une part, et une meilleure compréhension des mécanismes de transport des colloïdes dans ce système karstique d'autre part (Atteia et al. 1996, Atteia & Kozel 1997, Atteia 1998). Le système Noiraigue est intéressant à plusieurs titres : 1) La vallée des Ponts représente un bassin fermé avec, comme seul exutoire, la source karstique de la Noiraigue. 2) Presque un tiers du bassin versant (68 km² au total) de cette source est représenté par le fond plat de la vallée des Ponts, occupée par des tourbières. Les sols organiques libèrent une quantité importante de colloïdes dans les eaux de surface qui s'infiltrent dans divers empoisieux sur la bordure de la vallée, mais surtout dans celui du Voisinage, à 4 km au nord de la résurgence de la Noiraigue. 3) Les colloïdes dont le comportement peut

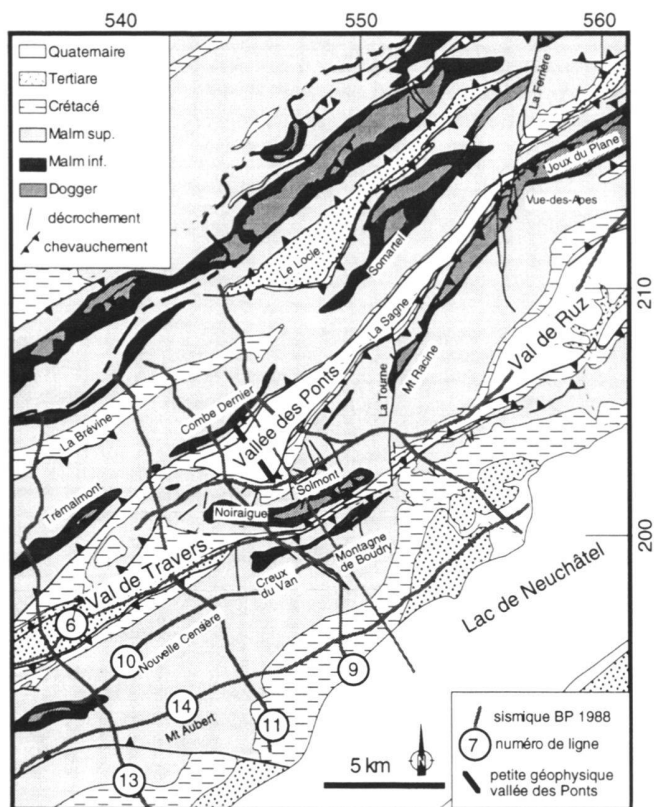


Fig. 1. Esquisse géologique et tectonique du Jura neuchâtelois (modifiée selon Sommaruga 1997). La localisation de quelques lignes sismiques BP 1988 est indiquée pour comparaison avec la Fig. 5.

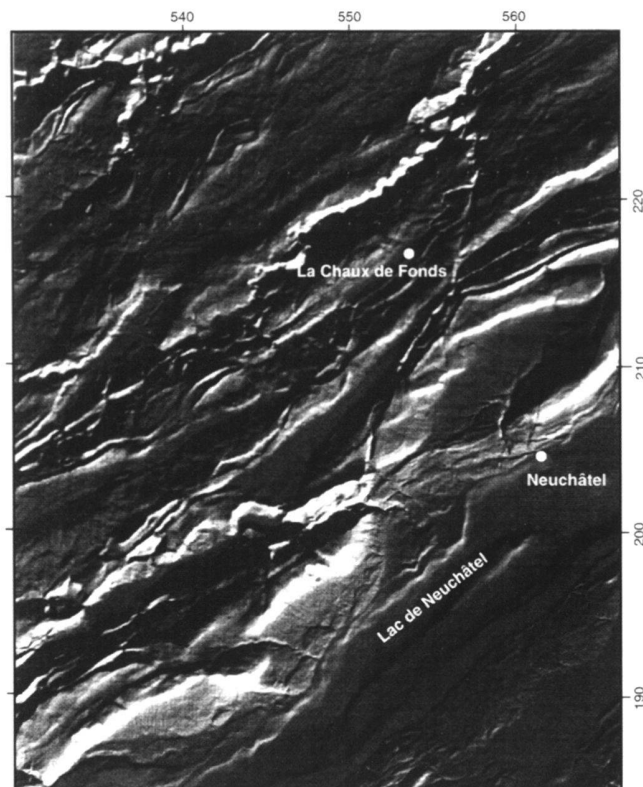


Fig. 2. Modèle numérique d'altitude du Jura neuchâtelois avec une résolution de 30 m. L'illumination rasante depuis le SSE met en évidence les plis (non-cylindriques) ainsi que les zones de décrochement majeur. Traitement numérique réalisé à l'Institut de Géophysique de Lausanne par P. Evard à partir d'une banque de donnée mise au point par le Prof. R. Olivier et le Dr. Ph. Logean.

être assimilé à celui de polluants anthropogéniques, servent de traceurs naturels. Le but de cette étude était une meilleure compréhension du comportement de ces substances dans un aquifère karstique.

L'étude hydrogéologique a rapidement révélé que nos connaissances géologiques de la structure détaillée de cette vallée fermée étaient très sommaires. La fermeture de la vallée des Ponts est liée à la présence d'un anticlinal de direction NNW-SSE, très oblique par rapport à la direction générale NE-SW des structures dans le Jura central. Cette configuration interdit une projection des couches en-dessous du fond de la vallée. En fonction du modèle tectonique et structural et des mécanismes de formation des plis adoptés, des solutions très divergentes pour la structure profonde de cette vallée sont obtenues. Une grande incertitude existait notamment quant à l'épaisseur du remplissage molassique et quaternaire de ce synclinal. Pour l'écoulement karstique, qui se fait obligatoirement dans les calcaires mésozoïques par-dessous les couches relativement imperméables de la Molasse, la géologie structurale de la vallée est d'une importance primordiale.

Etant donné que les deux profils sismique réflexion de la campagne BP 1988 à travers cette vallée sont d'une qualité très médiocre dans la partie qui nous intéressait, nous avons entrepris une première campagne de mesures géophysiques par la méthode CS-AMT (Schnegg & Sommaruga 1995) au centre de la vallée des Ponts entre la perte du Voisinage et la résurgence de la Noiraigue. Ces mesures ont révélé une étonnante épaisseur d'environ 300 m d'une couche à faible résistance électrique apparente, assimilable à la Molasse tertiaire. Afin de confirmer cette hypothèse, une nouvelle ligne sismique réflexion de 3 km de longueur a été réalisée au printemps 1996, par l'équipe du Prof. A. Green de l'Institut de Géophysique de l'ETH Zürich, grâce au soutien financier du FN, de la Commission Suisse de Géophysique, et du Service Hydrologique et Géologique National.

Un but de notre excursion était de présenter ces nouvelles données ainsi que de soumettre nos interprétations encore préliminaires à un public élargi de géologues et hydrogéologues.

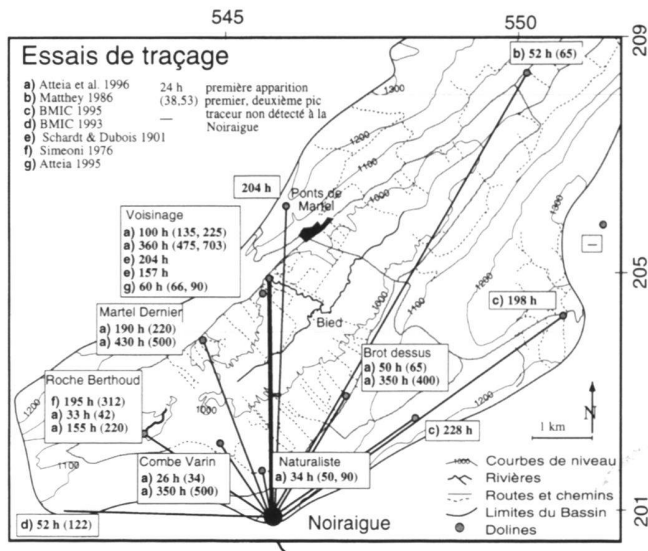


Fig. 3. Esquisse topographique du bassin de la Vallée des Ponts. Les temps de parcours (apparition du premier pic) de différents essais de traçage sont indiqués pour les dolines majeures qui bordent cette vallée. Une seule résurgence est connue à la source de la Noiraigue. Pour plus de détails et citations exactes voir Atteia et al. (1996).

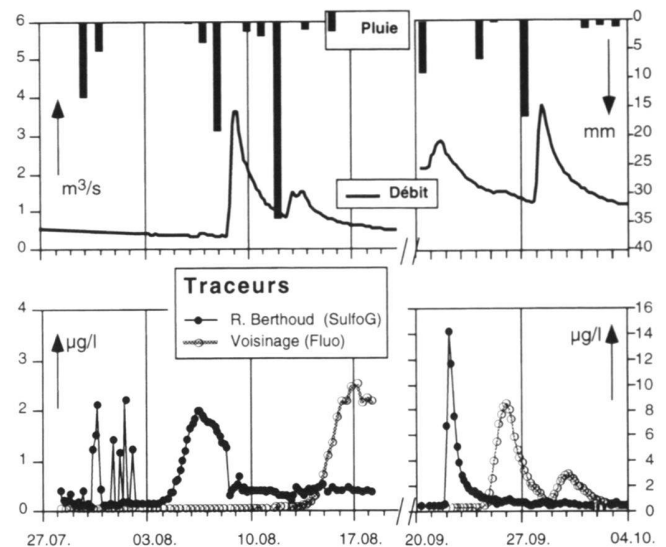


Fig. 4. Quatre essais de traçages pour deux dolines de la vallée des Ponts, par régime d'étiage (à gauche) et par régime moyen (à droite). Les graphiques du haut indiquent les pluies et le débit de la Noiraigue. Les graphiques du bas donnent les courbes de restitution des traceurs mesurée à la source de la Noiraigue (modifié selon Atteia et al. 1996, fig. 7).

Stop 1. Panorama sur la vallée des Ponts (coord. 545.2/205.8)

Dans cette partie centrale du Jura plissé (Fig. 1), la morphologie «conforme» reflète de manière assez fidèle les grandes lignes structurales de la chaîne. La Fig. 2 est un modèle numérique de terrain qui fait ressortir les anticlinaux ainsi que les failles décrochantes majeures. La vallée des Ponts est entourée de trois grands anticlinaux de directions sensiblement différentes, limitant un bassin fermé en forme triangulaire (Fig. 3). L'anticlinal des Combes Dernier du côté nord de la vallée, de par sa structure asymétrique, est interprété comme un pli de rampe à vergence SE. L'anticlinorium du côté SE de la vallée est une structure plus complexe (Fig. 2). La vergence des plis change de NW dans la partie supérieure de la vallée (Mont Racine) à SE dans la chaîne du Solmont. L'anticlinal sans nom qui limite la partie SW de la vallée est relativement symétrique; il n'est pas aisé de déterminer sa vergence. La structure interne du synclinal de la vallée des Ponts est largement inconnue car elle est en majeure partie recouverte par des dépôts quaternaires et seuls quelques petits affleurements marginaux révèlent la présence d'une molasse marine (grès glauconieux). Par rapport au synclinal du Val de Travers ou encore celui du Val de Ruz, l'altitude moyenne de 1000 m est surélevée d'environ 400 m. En supposant la présence d'une couverture mésozoïque normale sous les synclinaux les plus profonds ainsi qu'un niveau de décollement basal lisse, les 400 m de différence d'altitude nécessitent un certain épaissement des couvertures par chevauchements, même sous les synclinaux surélevés

(vallées des Ponts, de la Brévine et de La Chaux de Fonds). Ces épaissements ont pu être mis en évidence ailleurs (Sommaruga & Burkhard 1997), mais sous la vallée des Ponts, la qualité des lignes BP 1988 est très médiocre.

Stop 2. Bordure nord de la Vallée des Ponts

(coord. 546.56/205.74)

La bordure nord de la vallée des Ponts est caractérisée par des couches généralement très raides, souvent verticales, localement renversées. Près de la nouvelle fromagerie du village des Ponts de Martel, des calcaires à gros rudistes (*Pachytraga tubiconcha*), conservés en position de vie, montrent clairement la position renversée des couches (310/50). Ces calcaires de lithofaciès «Urgonien jaune», sont en contact direct avec des grès glauconieux. Les premiers seraient d'âge hauterivien supérieur ou barrémien (M.C. Blanc-Alétru, communication écrite 1996), tandis que les deuxièmes sont très probablement d'âge Miocène précoce (Molasse marine supérieure), avec toutefois la possibilité d'un remaniement important de grès glauconieux d'âge Aptien.

Stop 3. Dolines au Voisinage (coord. 545.69/204.9)

Le fond plat de la vallée des Ponts est occupé par des tourbières bombées, aujourd'hui en majeure partie exploitées. Ces tourbières se sont installées sur une couche imperméable dont

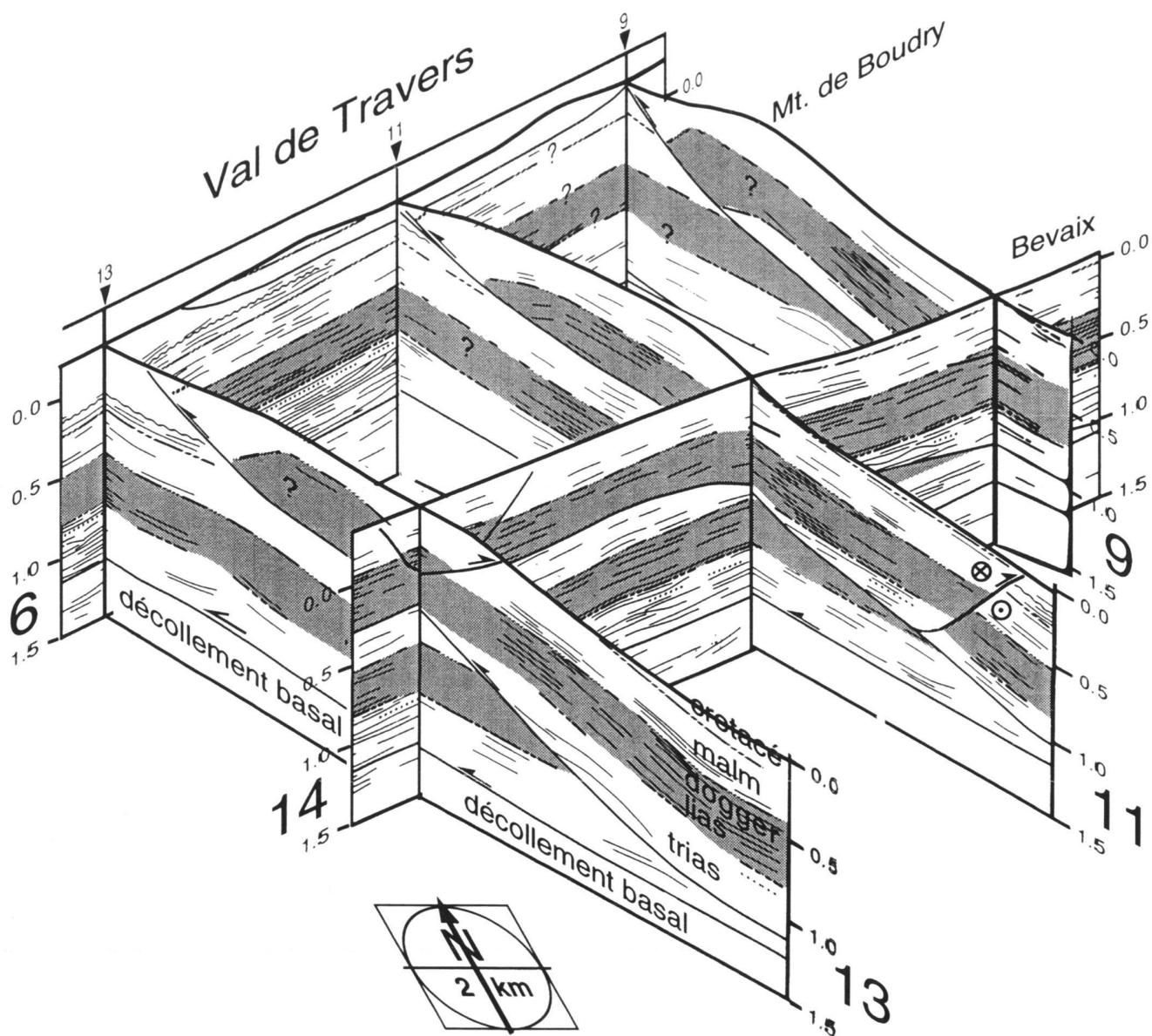


Fig. 5. Bloc-diagramme de la structure anticlinale «Nouvelle Censière - Creux du Van - Montagne de Boudry». Des «line-drawings» selon les lignes sismiques de la BP 1988 (localisation voir Fig. 1) ont été arrangés de manière à donner une impression 3-D de cette grille de lignes sismiques. Les échelles horizontales sont indiquées dans la rosace à gauche, l'échelle verticale est en secondes, temps double. Pour plus de clarté, une des lignes longitudinales (no. 10) a été omise de cette figure. L'intervall «Lias-Dogger», est souligné en grisé. Line drawings sont modifiés selon Sommaruga (1997, panels 1, 2, 3).

l'origine est très probablement syn- voire post-glaciaire. Les eaux de surface de cette vallée fermée s'écoulent dans le Bied qui se perd dans une grande doline/ouvala au lieu dit «Voisina-gue», dans des calcaires redressés de la Pierre Jaune d'Haute-ri-ve. Le Bied, à l'approche de cette doline, entaille un petit cañon de 10 à 12 m de profondeur dans le fond plat de la val-lée. Sur quelques deux cent mètres au sud de la perte, les talus

de ce cañon révèlent la présence de Molasse marine gréseuse, glauconieuse, dont on peut deviner un pendage redressé. Les matériaux érodés de ce cañon ont dû être évacués à travers le système karstique. Le fond de la doline/ouvala est colmaté par des limons et argiles. Par temps de crue, p.ex. après la fonte des neiges au printemps, il n'est pas rare de voir un petit lac se former dont la côte atteint facilement 990 m et plus.

Stop 4. Station de jaugeage sur le Bied (coord. 546.15, 204.0)

Dans le cadre d'une récente étude hydrogéologique (Atteia et al. 1996), une station de mesure en continu a été installée dans la branche SW du Bied, à environ 1.5 km avant sa perte au Voisinage. Ces mesures ont été complétées avec celles de deux campagnes de jaugeage effectuées sur 8 points du bassin par basses et par moyennes eaux, respectivement le 30.8. et le 20.9. 1995. Ensemble, ces jaugeages ont permis de préciser le régime du Bied. Le débit de base est estimé à 0.03 m³/s, le débit moyen serait de 0.18 m³/s tandis que le débit de crue annuelle est de 4.5 m³/s (Atteia et al. 1996). Le régime hydrologique du Bied est fortement influencé par les drainages artificiels qui ont été construits afin de rendre les fonds tourbeux des anciennes tourbières cultivables.

Stop 5. Haut marais du Bois des Lattes et son fond marneux (coord. 544.1/202.5)

Dans la partie sud-ouest de la vallée, il existe encore une petite partie relativement intacte de l'ancien haut marais, qui occupait jadis une majeure partie du synclinal. Aujourd'hui sous protection, ces restes des tourbières bombées sont menacés par une eutrophisation liée à la proximité des champs cultivés. Une visite dans les canaux de drainage permet de «toucher» la couche imperméable qui a permis l'installation de ce marais. Dans les champs, c'est-à-dire là où une importante couche de tourbe a été déjà exploitée, les marnes sont généralement à environ 0.5 à 2 m de profondeur, facilement atteignables à la tarière à travers des sols organiques tourbeux. Il s'agit de marnes argileuses grises, dont la granulométrie fine et très bien triée à 4 µm suggère une origine lacustre (Barsch 1967). La présence occasionnelle d'horizons limoneux – sableux à graveleux, mal triés pourrait s'expliquer par des événements orageux où l'assèchement de cet ancien lac. Des analyses polliniques (Schoellammer 1996) indiquent un âge Dryas récent à Préboréal (11 à 9'000 ans BP). Des analyses minéralogiques de ces matériaux ont été faites par Th. Adatte (publié dans Atteia et al. 1996). Les matériaux grossiers sont dominés par du calcaire, des éléments alpins, du quartz, feldspaths, chlorite et serpentine. Ces matériaux proviennent de l'érosion des reliefs du Jura d'une part, ainsi que de la redistribution de moraines rhodaniennes d'autre part. L'analyse des marnes a révélée, en dehors des micas dominants, calcite et quartz, la présence surprenante de quantités considérables de kaolinite, dont l'origine reste énigmatique. Il pourrait s'agir soit d'une origine détritique p.ex. à partir de l'érosion de certaines couches crétacées, soit d'une pédogenèse avancée sur le bassin versant. Vu le contexte périglaciaire et l'âge très jeune post-glaciaire de ces dépôts, la dernière hypothèse paraît difficile à admettre.

Stop 6. Doline de la Roche Berthoud (coord. 543.6/102.26)

La Roche Berthoud représente la terminaison SW de la Vallée des Ponts. Cette fermeture est due à un anticlinal très

oblique, d'orientation NW-SE. La perte d'un petit ruisseau de surface s'observe très bien dans les calcaires du Crétacé. Les résultats des traçages effectués dans les différentes dolines sur le pourtour de la vallée sont résumés dans la Fig.3 et 4. Les temps de parcours entre injection et détection d'un traqueur à la source de la Noiraigue ne sont pas seulement dépendants de la distance mais sont aussi fortement influencés par le régime hydrodynamique et les conditions locales. Ces fortes variations sont interprétées comme des effets de percolation dans la zone non-noyée. En période d'étiage, cette première partie du parcours des eaux s'étend sur près de 230 m à la verticale (basé sur les niveaux piézométriques mesurés dans deux puits au nord de la vallée.

Stop 7. Brot Dessus : forages et structure interne du synclinal (coord. 556. 8/202.5)

Un ancien forage hydrogéologique à Brot Dessus (Matthey & Simeoni 1971), d'une profondeur d'environ 250 m, a traversé les calcaires du Crétacé et du Malm, faiblement inclinés vers le NW. Les variations piézométriques dans ce forage ont montré un niveau de base à 740 m, très proche de celui de la source de la Noiraigue (env. 735 m). En comparaison, deux forages situés sur le flanc nord de la vallée (Petit Martel, La Sagne) montrent des niveaux de base légèrement plus élevés de 10 à 20 m (Atteia et al. 1996), tandis qu'un troisième forage à Martel Dernier a un niveau piézométrique de base 100 m plus haut à 835 m. Ces différences s'expliquent plus facilement par des complexités dans les drains karstiques que par la structure générale du synclinal (voir Fig. 6 agrandissement).

Deux campagnes géophysiques ont été conduites dans la vallée des Ponts afin de déterminer la profondeur du remplissage quaternaire et tertiaire. La méthode CS-AMT (Schneegg & Sommaruga 1995) donnait une indication pour une couche épaisse de 300 m en moyenne, dont la faible résistivité apparente de 5 et 80 Ωm exclut la présence de carbonates mésozoïques. Afin de préciser la structure interne de ce remplissage étonnamment épais, une campagne de sismique réflexion a été conduite au printemps 1996 par l'équipe du Prof. A. Green de l'ETH-Zürich. Ces sondages ont confirmé la forte épaisseur de sédiments lités dont la vitesse sismique est inférieure à 2200 m/s. La structure générale montre un faible pendage des couches vers le NW, conforme avec les couches mésozoïques qui affleurent sur la bordure sud du synclinal. La continuité latérale des couches près de la surface est cependant perturbée par une petite structure synclinale et chevauchante. Une interprétation préliminaire de ces résultats est présentée à la Fig. 6B.

Cette nouvelle interprétation apporte des contraintes importantes aux modèles hydrogéologiques du système Vallée des Ponts – Noiraigue. L'inclinaison générale des couches et la forte épaisseur du remplissage molassique de cette vallée font que les écoulements karstiques depuis le flanc nord de la vallée adoptent un profil en long particulier : la dénivellation principale entre les dolines et le niveau de la source est effectuée sur

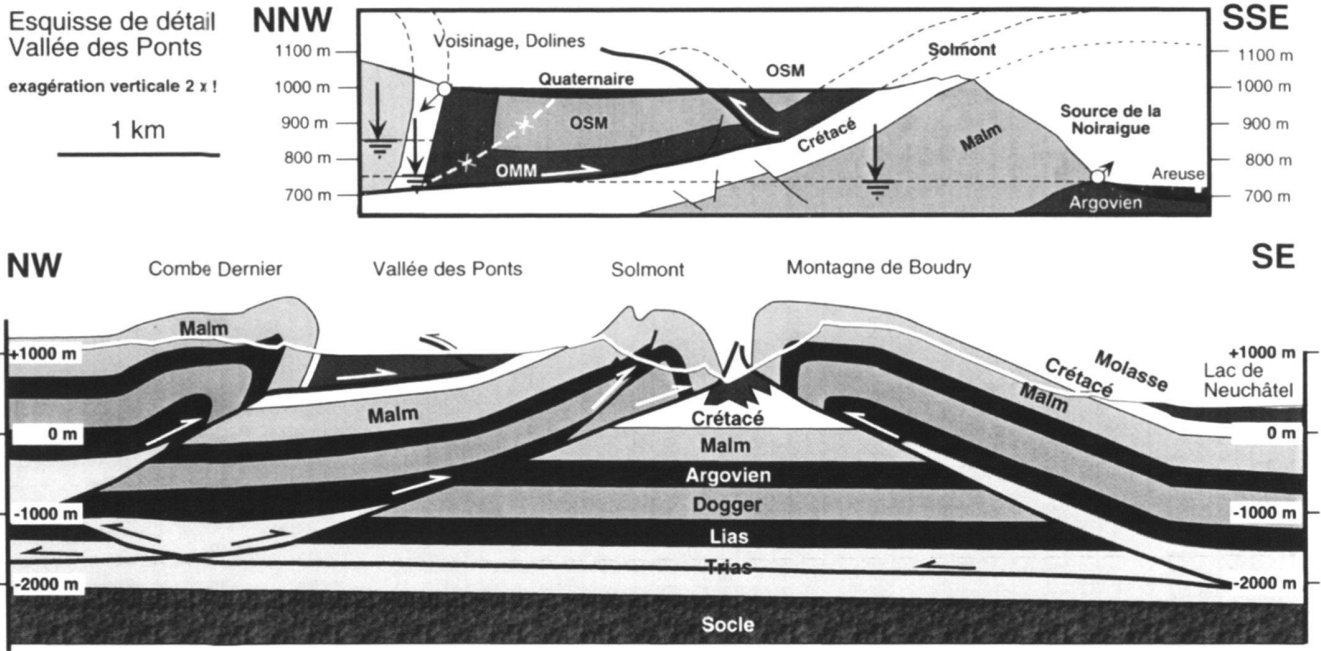


Fig. 6. Interprétation schématique des relations structurales sur une coupe à travers les deux premières chaînes anticlinales du Jura neuchâtois à la hauteur de la Montagne de Boudry - Vallée des Ponts. Pour la localisation de cette coupe, voir Fig. 1. La structure détaillée de la vallée des Ponts est interprétée selon des données de petite sismique réflexion et de sondages CS-AMT (publication en préparation). Cette coupe de détail est exagérée verticalement par un facteur 2 afin de mieux visualiser les faibles différences des niveaux piézométriques de base du côté nord et sud de ce synclinal, déterminés dans des forages (selon Atteia et al. 1996).

un tronçon quasi vertical de quelques 250 m, tandis que le gros de la distance horizontale de 4 km se fait soit avec une très faible pente vers le sud, soit, dépendant de la profondeur exacte du remplissage (250 à 300 m), sur une pente inverse, en «remontant» vers la source (comparer avec la Fig. 6B).

Stop 8. Source de la Noiraigue (coord. 545.7/200.95)

La source de la Noiraigue représente la principale résurgence des eaux du bassin de la vallée des Ponts. Les résultats de divers essais de traçages sont résumés dans la Fig. 3. Deux courbes de la restitution des traceurs à basses et moyennes eaux, illustrés à la Fig. 4 (Atteia et al. 1996). On remarque une réaction rapide (12 à 24h) de la source entre la mise en charge et l'augmentation du débit à la source. Le temps de transit entre les pertes du Voisinage et celle de la Roche Berthoud, sont cependant fortement dépendant du régime hydrodynamique (Fig. 3 et 4). Le pic bifide de l'arrivée de la fluorescéine depuis le Voisinage (Fig. 4) est interprété comme le résultat d'une diffluence dans les drains karstiques. Cette interprétation donne lieu à quelques discussions intéressantes, où sont évoquées le rôle de la zone non-noyée d'une part et de la porosité / perméabilité de matrice vs. celle des drains karstiques d'autre part. Tandis que l'interprétation première (diffluence) est généralement acceptée comme la plus probable,

quelques participants insistent sur le fait qu'une restitution ralentie à partir de la matrice moins perméable pourrait également donner lieu à ce type de comportement.

Stop 9. Creux du Van, Panorama et Structure profonde du Jura neuchâtois

Le Creux du Van, visité en fin d'après midi, nous offrait une vue magnifique sur les Alpes et le Plateau. C'était une occasion de considérer «à l'échelle naturelle» l'idée d'un «Fernschub» pour expliquer la formation des plis du Jura. Selon la théorie généralement reconnue du «critical taper» (Dahlen 1990), il faut admettre une pente topographique régulière entre les Alpes et le Jura lors de l'activité principale de ce chevauchement basal. Or, depuis cette période tardi-Miocène, une tranche importante (1 à 2 km) de roches tendres du Bassin Molassique a dû être érodée pour expliquer la forme actuelle en cuvette.

Un regard «en arrière» nous a aussi permis de revoir l'ensemble du synclinal fermé de la Vallée des Ponts en particulier et la structure non-cylindrique de cette partie du Jura neuchâtois en général (Fig. 2). Sur le sommet du Creux du Van, à 1465 m d'altitude, on se trouve dans des couches subhorizontales du Malm supérieur (Portlandien), qui surplombent de quelques 250 m le fameux cirque du Creux du Van, creusé

dans les marnes argoviennes. Les lignes sismiques BP 1988 ont apporté une réponse claire quant à la structure interne et le mode de formation de cet anticlinal. En effet, une grille de plusieurs lignes sismiques longitudinales (no. 6, 10, 14) et transversales (9, 11, 13) a permis de documenter un redoublement de la série mésozoïque sous cet anticlinal (Fig. 1 et Fig. 6). L'identification des reflecteurs est fortement facilitée par les corrélations latérales (lignes no. 6, 10 et 14). La ligne longitudinale no. 14 révèle aussi la présence d'une rampe latérale, structure qui est certainement responsable pour la terminaison abrupte de cet anticlinal en direction est. Ensemble, ces lignes mettent en évidence un chevauchement majeur d'environ 4 km vers le NW. L'intersection de ce chevauchement avec la surface est généralement cachée sous des dépôts quaternaires et molassiques sur le flanc droit du Val de Travers et seules des considérations d'équilibrage de coupe auraient laissé supposer un chevauchement de cette ampleur. Postulé depuis longtemps (Buxtorf 1916, Laubscher 1965), ce genre de chevauchement n'a encore jamais pu être visualisé avec autant de clarté dans les rares lignes sismiques disponibles pour le Jura (Winnock et al. 1967, Naef & Diebold 1990). Les résultats obtenus dans le Jura neuchâtelois sont ainsi très intéressants à comparer avec les modèles et hypothèses sur la formation de la chaîne du Jura. En France (Guellec et al. 1990, fig. 10) et pour la chaîne de Chasseral en Suisse (Pfiffner et al. 1997, fig. 8–15), le fort relief de la «haute chaîne» la plus interne du Jura a été interprété comme étant dû, au moins partiellement, à une implication du socle. Une telle interprétation de tectonique d'inversion ou de tectonique «thick skinned» peut être exclue dans le cas de l'Anticlinal de la Nouvelle Censière – Creux du Van – Montagne de Boudry. Le fort relief de cette chaîne est le résultat d'un redoublement de la couverture mésozoïque à la faveur d'un chevauchement majeur à vergence NW. La longue descente d'environ 900 m de dénivellation jusqu'au lac de Neuchâtel donne une bonne impression de la pente structurale qui correspond au flanc arrière («back limb») de cet anticlinal de rampe.

REFERENCES

- ATTEIA, O. 1998: Factors controlling colloidal transport in a karst aquifer. *Physics and Chemistry of the Earth*, (in press).
- ATTEIA, O. 1998: voir aussi : <http://www-chyn.unine.ch/recherche.html>
- ATTEIA, O., GOGNIAT, S. & KOZEL, R. 1996: Apport de l'hydrologie, de la géophysique et des essais de traçage à la connaissance de l'acquifère karstique de la Noiraigue (Jura neuchâtelois, Suisse). *Bulletin d'Hydrogéologie*, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel 15, 33–61.
- ATTEIA, O. & KOZEL, R. 1997: Particle size distributions in waters from a karstic aquifer: from particles to colloids. *Journal of Hydrology* 201, 102–119.
- BARSCHE, D. 1967: Periglaziale Seen in den Karstwannen des Schweizer Juras – mit geomorphologischer Kartenskizze 1:50'000 Vallée des Ponts. *Regio Basiliensis* 9(1), 115–134.
- BUXTORF, A. 1916: Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grencherberg-tunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Jura gebirges. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel* 27, 184–205.
- DAHLEN, F. A. 1990: Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 18, 55–99.
- GUELLEC, S., MUGNIER, J. L., TARDY, M. & ROURE, F. 1990: Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross sections. In: *Deep structure of the Alps* (edited by ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.) 1. *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 165–184.
- JOHNSON, A. M. & FLETCHER, R. C. 1994: *Folding of Viscous Layers. Mechanical Analysis and Interpretation of Structures in Deformed Rock*. Columbia University Press, New York.
- LAUBSCHER, H. P. 1965: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Eclogae geologicae Helveticae* 58(1), 232–318.
- MATTHEY, B. & SIMEONI, G. P. 1971: Estimation de la perméabilité en terrains calcaires par essais d'injection d'eau. In: *Hydrogéologie en Pays Calcaire*. Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel, Besançon.
- NAEF, H. & DIEBOLD, P. 1990: Interprétation géologique de la sismique réflexion. *Cébra informe* 2, 16–28.
- PFIFFNER, O. A., ERARD, P. F. & STÄUBLE, M. 1997: Two cross sections through the Swiss Molasse Basin (lines E4-E6, W1, W7-W10). In: *Deep Structure of the Swiss Alps, results of NRP 20* (edited by PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A.), Birkhäuser, Basel, 64–72.
- SCHNEGG, P.-A. & SOMMARUGA, A. 1995: Constraining seismic parameters with a controlled-source audio magnetotelluric method (CSAMT). *Geophysical Journal International* 122, 152–160.
- SCHÖELLAMMER, P. 1996: Rapport sur les analyses polliniques de la Vallée des Ponts-de-Martel (Neuchâtel, Suisse). *Laboratoire de Chrono-Ecologie*, Besançon, France.
- SOMMARUGA, A. 1997: Geology of the central Jura and the Molasse Basin: new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Mémoires de la Société des Sciences naturelles de Neuchâtel* 12, 145.
- SOMMARUGA, A. & BURKHARD, M. 1997: Interpretation of seismic lines across the rhomb shaped Val-de-Ruz Basin (internal folded Jura). In: *Deep Structure of the Swiss Alps, results of NRP 20* (edited by PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A.), Birkhäuser, Basel, 45–53.
- SUPPE, J. 1983: Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283, 684–721.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. 1990: Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geologicae Helveticae* 83(3), 409–454.
- VON BUCH, L. 1867: *Gesammelte Schriften*. Georg Reimer, Berlin.
- WINNOCK, E., BARTHE, A. & GOTTIS, C. 1967: Résultats des forages pétroliers français effectués dans la région voisine de la frontière suisse. *Bulletin der Vereinigung Schweizerischen Petroleum-Geologen und -Ingenieure* 33(84), 7–22.

