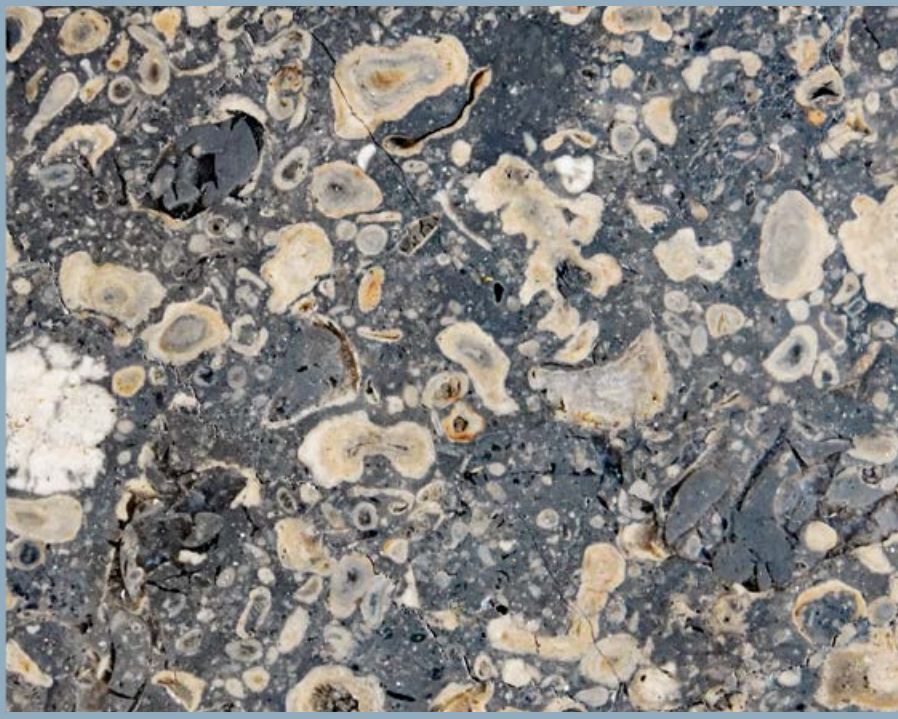
155 | 1:25 000 | Service géologique national

1125 Chasseral

Notice explicative

JÜRG AUFRANC, PETER JORDAN, ALAIN PIQUEREZ,
BEDA HOFMANN, BRIGITTE ANDRES et RETO BURKHALTER

Atlas géologique de la Suisse



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo
www.swisstopo.ch

2017

155

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1125 Chasseral

Notice explicative

27 figures, 1 tableau et 2 planches hors texte

par
JÜRG AUFRANC, PETER JORDAN, ALAIN PIQUEREZ,
BEDA HOFMANN, BRIGITTE ANDRES et RETO BURKHALTER

traduction par
DANIEL HÊCHE

2017

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

Recommandation pour la citation en bibliographie

Carte
AUFRANC, J. & BURKHALTER, R. (2017): Feuille 1125 Chasseral. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Carte *155*.

Notice explicative
AUFRANC, J., JORDAN, P., PIQUEREZ, A., HOFMANN, B., ANDRES, B. & BURKHALTER, R. (2017): Feuille 1125 Chasseral. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Notice expl. *155*.

Illustrations de couverture

Jaquette
La limite Dogger/Malm dans la carrière de la Tscharner. Le Membre de Bollement (Formation d'Ifenthal) à stratification oblique est surmonté par la bande sombre du Membre à Renggeri (Formation de Bärschwil) d'épaisseur très réduite, puis par les calcaires bien lités de la Formation du Pichoux. Photo R. Burkhalter, 2016.

Carte
Drapage de l'esquisse tectonique simplifiée de la feuille Chasseral sur le modèle altimétrique numérique swissALTI^{3D}.

Notice explicative
Section polie d'un échantillon du Grüne Mumienbank (Membre de Röschenz, Formation de Vellerat); échelle approx. 2:1. Carrière de la Tscharner, coord. env. 2583.285/1225.360. Photo A. Georgy, 2017.

Editeur

©2017, Office fédéral de topographie, CH-3084 Wabern. – Tous droits réservés. Toutes traductions ou reproductions de ce document ou partie de celui-ci, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (analogique ou numérique), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisés qu'avec l'accord de l'éditeur.

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40081-5

MIXTE
Issu de sources responsables
FSC® C030149
FSC www.fsc.org

TABLE DES MATIÈRES

Préface 4

Résumé 6
Zusammenfassung 7
Riassunto 8
Summary 9

Introduction 11
Levés antérieurs 15

Stratigraphie 17
- Jurassique 17
  - Dogger 17
  - Malm 27
- Crétacé 51
- Paléogène–Néogène 58
  - Eocène 58
  - Oligocène–Miocène 59
- Quaternaire 72
  - Pléistocène 72
  - Pléistocène ou Holocène 85
  - Holocène 90

Tectonique 94
- Généralités 94
- Coupes équilibrées 94
- Configuration tectonique au nord du Vallon de St-Imier 96
- Anticlinaux situés au sud du Vallon de St-Imier (nappe du Chasseral) 103
- Plateau Suisse 115
- Autres interprétations de la géométrie et de la cinématique tectoniques régionales 115

Hydrogéologie 121

Morphologie 129

Matériaux exploitables 131

La météorite du Twannberg 135

Archéologie 139

Bibliographie 144

Cartes géologiques 154

Annexe 157

Documents annexés 160

PRÉFACE

Avec la feuille nº 155 Chasseral, le Jura bernois est désormais couvert dans son ensemble par l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000.

Sur mandat de la Commission géologique suisse (CGS), Jürg Aufranc, domicilié à Bienne, a cartographié le territoire de la feuille Chasseral entre 1987 et 2000. Il a bénéficié également de nombreuses indications du biennois Max Antenen. Jürg Aufranc a procédé entre 2014 et 2015 à une refonte partielle et à une actualisation de sa cartographie. Reto Burkhalter, du Service géologique national, a actualisé la subdivision lithostratigraphique du Malm sur la carte, retravaillé le Quaternaire et apporté de nombreux compléments quant au contenu. Il a été conseillé par Alain Morard pour les questions stratigraphiques et de langue française. Il a aussi bénéficié du soutien de Thibaud Rey et d'Anna Rauch.

Les auteurs de la présente notice explicative ont rédigé les chapitres suivants: Jürg Aufranc: généralités, stratigraphie; Peter Jordan: tectonique, construction des coupes; Alain Piquerez: hydrogéologie; Beda Hofmann: météorite du Twannberg; Brigitte Andres: archéologie; Reto Burkhalter: contributions à la stratigraphie, morphologie, matériaux exploitables. Reto Burkhalter a en outre assuré la coordination du contenu de la carte et de la notice explicative et a mené à bien le traitement éditorial détaillé.

Au nom de la CGS, les personnes suivantes ont procédé à la relecture scientifique de la carte et de la notice explicative: Adrian Pfiffner (président de la CGS), Christian Schlüchter (Université de Berne), Karl Foellmi (Université de Lausanne), Anna Sommaruga (Université de Fribourg) et Bernhard Hostettler (Fondation paléontologique jurassienne, Glovelier, et Musée d'histoire naturelle Berne). Ce dernier en particulier a apporté de nombreuses informations et compléments tant à la carte qu'à la notice explicative, tel le relevé stratigraphique détaillé de la coupe dans la carrière de la Tscharner pour lequel son épouse Regina Hostettler lui a apporté son concours. D'autres données précieuses ont par ailleurs été fournies par Flavio Anselmetti (documentation sur les dépôts et les mouvements de masses dans le lac de Bienne), Adrien Dubuis† (sources dans la région d'Evilard), Daniel Kälin (stratigraphie du Paléogène – Néogène), Hans Peter Laubscher† (compléments sur la tectonique), François Maire (grottes dans la partie bernoise du territoire de la feuille), Ursula Menkveld-Gfeller (lieux de découverte de fossiles), Christian Isenschmid (indications complémentaires sur les sources), Vincent Mina (pétrographie des blocs erratiques), Pierre-Olivier Mojon (indications bibliographiques sur les sédiments crétacés près du lac de Bienne) ainsi que François Pasquier (indications complémentaires sur les sédiments crétacés). Bernard Kernen et Daniel Rérat (Ciments Vigier SA) ont permis l'accès à la carrière de la Tscharner.

Daniel Hêche (traducteur diplômé HDS) a traduit en français la partie principale du manuscrit, initialement rédigée en allemand. Alessia Vandelli a traduit le résumé en italien. Alain Georgy, Alain Morard et Stefan Volken ont mis à disposi-

tion des photos. Les mises en forme cartographiques ont été exécutées par Bruno Reber, Andreas Baumeler et Remo Trüssel. Les figures ont été préparées par Reto Casty, Bruno Reber, Julie Bourquin et Reto Burkhalter, la composition du texte a été assurée par Bettina Holzmayr.

Le Service géologique national remercie les auteurs et toutes les personnes qui ont contribué par leur travail, leurs contributions et les informations fournies à la qualité de la présente carte.

Avril 2017

Office fédéral de topographie swisstopo
Service géologique national

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Chasseral comprend une partie du Jura plissé dans le prolongement sud-ouest du Fossé du Haut-Rhin. Les éléments orographiques les plus importants sont la «Haute Chaîne» au sud, constituée par l'anticlinal du Lac, le Mont Sujet et la chaîne du Chasseral. Le large Vallon de St-Imier ainsi que le Mont-Soleil et le Montoz lui sont contigus en direction du nord. L'angle sud-est du territoire de la feuille comprend l'extrémité nord du lac de Bienne qui se trouve dans le Bassin molassique.

La Formation du Passwang est l'unité stratigraphique la plus profonde qui affleure dans l'anticlinal du Chasseral. Le Dogger affleure dans le cœur des anticlinaux du Chasseral et du Montoz. Sa partie supérieure a pu être cartographiée de manière particulièrement détaillée. Les conditions d'affleurement du Malm, qui occupe la plus grande surface du territoire de la feuille, ont aussi permis une subdivision très fine. Ainsi, il a été possible de cartographier sur toute la surface non seulement les formations, mais en partie également les membres. Les dépôts de l'Oxfordien sont caractérisés en particulier par d'importantes variations d'épaisseur et des transitions de faciès. Les sédiments crétacés n'apparaissent qu'au sud d'une ligne Bienne–Cormoret en raison de l'érosion au Paléogène précoce.

Une lacune stratigraphique apparaît entre l'unité mésozoïque stratiforme la plus récente (Hauterivien) et les couches de molasse les plus anciennes (Rupélien) qui la recouvrent. Elle représente une période de près de 100 millions d'années. Les sédiments paléogènes et néogènes sont représentés par la Molasse d'eau douce inférieure (USM), la Molasse marine supérieure (OMM) et la Molasse d'eau douce supérieure (OSM). Les unités de la molasse recouvrent successivement l'épaulement ouest du fossé de la Dépression rauracienne de manière discordante et en progressant vers le nord-ouest.

Le territoire de la feuille était recouvert par le glacier Valaisan, à l'exception des calottes glaciaires locales vraisemblables sur le Chasseral et le Montoz, au cours de l'Avant-dernière Période glaciaire, ou peut-être même avant celle-ci au Pléistocène moyen. Lors du Dernier Maximum Glaciaire (LGM) au Pléistocène tardif, le glacier Valaisan s'étendait au pied du Jura, par-dessus le lac de Bienne, jusqu'à une altitude un peu inférieure à 1000 m. Au-dessus de 1100–1200 m, une calotte glaciaire recouvrait en revanche le Mont Sujet, le Chasseral, la Montagne du Droit et le Montoz; la vallée d'Orvin faisait office de bassin d'accumulation dans lequel une succession de bordure glaciaire complexe s'accumula tandis qu'un lac de bordure glaciaire se forma dans la vallée de la Suze.

Sur le plan tectonique, le territoire de la feuille est caractérisé par des anticlinaux et synclinaux d'orientation SW–NE à W–E et des accidents transversaux d'orientation SSW–NNE. La chaîne du Chasseral avec ses avant-plis ainsi que les anticlinaux du Mont Sujet et du Lac adjacents au sud sont interprétés comme les éléments d'une grande nappe de décollement déplacée bien au-delà du synclinal du

Vallon de St-Imier, la nappe du Chasseral. La chaîne du Montoz avec ses segments Mont-Soleil et Montoz sensu stricto se trouvent au nord du synclinal. Elle passe aux chaînes des Bois et des Places tout au nord-ouest.

Les matières premières minérales les plus importantes exploitées sur le territoire de la feuille sont la roche calcaire comme matériau de construction (carrières des Breuleux et de Tramelan), ainsi que les marnes et la roche calcaire comme matières premières pour la fabrication du ciment (carrière de la Tscharner dont le volume exploité actuellement dépasse 400 000 m^3 par an).

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Chasseral umfasst einen Teil des Faltenjuras in der südwestlichen Fortsetzung des Oberrheingrabens. Die wichtigsten orographischen Elemente sind die «Haute Chaîne» im Süden, die aus der Seekette, dem Spitzberg (Mont Sujet) und der Chasseral-Kette besteht. Nach Norden schliessen das breite Vallon de St-Imier sowie der Mont-Soleil und der Montoz an. Die Südostecke des Kartengebiets wird vom Nordende des Bielersees eingenommen, der im Molassebecken liegt.

Tiefste aufgeschlossene stratigraphische Einheit ist die Passwang-Formation, die in der Chasseral-Antiklinale auftritt. Der Dogger tritt im Kern der Chasseral- und der Montoz-Antiklinale zutage. Seine oberste Formation konnte besonders detailliert kartiert werden. Auch beim Malm, der den grössten Flächenanteil im Kartengebiet einnimmt, erlaubten die Aufschlussverhältnisse eine sehr feine Gliederung. So konnten nicht nur Formationen, sondern teilweise auch Members flächendeckend kartiert werden. Besonders die Ablagerungen des Oxfordiens sind gekennzeichnet durch markante Mächtigkeitsänderungen und Faziesübergänge. Kreidesedimente sind aufgrund frühpaläogener Erosion nur südlich einer Linie Biel – Cormoret vorhanden.

Zwischen der jüngsten stratiformen mesozoischen Einheit (Hauterivien) und den ältesten sie überlagernden Molasseschichten (Rupélien) besteht eine Schichtlücke, die einen Zeitraum von rund 100 Millionen Jahren umfasst. Die paläogenen und neogenen Sedimente sind durch die Untere Süsswassermolasse (USM), die Obere Meeresmolasse (OMM) und die Obere Süsswassermolasse (OSM) vertreten. Die Schichtglieder der Molasse lagern der westlichen Trogschulter der Raurachischen Senke diskordant und sukzessive nach Nordwesten ausgreifend auf.

In der Vorletzten Eiszeit, möglicherweise bereits zu einem früheren Zeitpunkt im Mittelpleistozän, war das Kartengebiet mit Ausnahme des Chasseral und des Montoz, die wohl lokale Eiskappen trugen, vom Walliser Gletscher bedeckt. Im spätpleistozänen Last Glacial Maximum (LGM) reichte das Eis des Walliser Gletschers am Jurafuss über dem Bielersee bis auf wenig unterhalb von 1000 m ü. M.

Oberhalb von 1100–1200 m ü.M. trugen der Spitzberg, der Chasseral, die Montagne du Droit und der Montoz wiederum eigene Eiskappen; das Tal von Orvin fungierte als Staubecken, in welchem eine komplexe randglaziale Abfolge abgelagert wurde, und im Schüsstal bildete sich ein Eisrandstausee.

Tektonisch ist das Kartengebiet durch SW–NE bis W–E streichende Antiklinalen und Synklinalen und SSW–NNE streichende Querstörungen gekennzeichnet. Die Chasseral-Kette mit ihren Vorfalten und die südlich anschliessende Spitzberg- und Seekette-Antiklinale werden hier als Elemente einer grossen, weit über die Vallon-de-St-Imier-Synklinale überschobenen Abscherdecke, der Chasseral-Decke, interpretiert. Nördlich der Synklinale liegt die Montoz-Kette mit ihren Teilsegmenten Mont-Soleil und Montoz s. str., die ganz im Nordwesten in die Les-Bois- und die Les-Places-Kette übergeht.

Die wichtigsten im Kartengebiet abgebauten mineralischen Rohstoffe sind Kalkstein als Baumaterial (Steinbrüche in Les Breuleux und Tramelan) sowie Mergel und Kalkstein als Zementrohstoff (Steinbruch La Tscharner, jährliches Abbauvolumen zurzeit über 400000 m^3).

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Chasseral comprende una parte del Giura a pieghe nel prolungamento verso sud-ovest della Fossa dell'Alto Reno. Gli elementi orografici principali sono la «Haute Chaîne» a sud, costituita dall'anticlinale del Lac, il Mont Sujet e la catena del Chasseral. L'ampia vallata di St-Imier, il Mont-Soleil e il Montoz sono loro contigui in direzione nord. L'angolo sud-est del territorio del foglio comprende l'estremità settentrionale del lago di Bienne, che si trova nel Bacino molassico.

La Formazione del Passwang è l'unità stratigrafica più bassa che affiora nell'anticlinale del Chasseral. Il Dogger affiora nel cuore delle anticlinali del Chasseral e del Montoz. La sua unità sommitale ha potuto essere cartografata in modo particolarmente dettagliato. Le condizioni di affioramento del Malm, che occupa la superficie maggiore del territorio del foglio, hanno pure consentito una suddivisione minuziosa. Sicché è stato possibile cartografare non solo le formazioni, ma anche alcuni membri su tutta la superficie. Importanti variazioni di spessore e transizioni di facies caratterizzano molto particolarmente i depositi dell'Oxfordiano. I sedimenti del Cretacico appaiono solo a sud della linea Bienne–Cormoret a causa di un episodio erosivo nel primo Paleogene.

Tra l'unità mesozoica stratiforme più recente (Hauteriviano) e i depositi molassici più antichi (Rupeliano) che la ricoprono appare una lacuna stratigrafica che rappresenta un periodo di oltre 100 milioni di anni. I sedimenti del Paleogene e del Neogene sono rappresentati dalla Molassa d'acqua dolce inferiore (USM), la Mo-

lassa marina superiore (OMM) e la Molassa d'acqua dolce superiore (OSM). Le unità della molassa ricoprono la spalla occidentale della Depressione rauracica in modo discordante e progressiva verso nord-ovest.

Durante il Penultimo Periodo glaciale, o eventualmente già in precedenza nel corso del Pleistocene medio, il ghiacciaio del Vallese ricopriva il territorio del foglio, ad eccezione del Chasseral e del Montoz, che possedevano le proprie calotte glaciali locali. In occasione dell'Ultimo Massimo glaciale (LGM) nel tardo Pleistocene, il ghiacciaio del Vallese si estendeva al di sopra del lago di Bienne fino al piede del Giura, dove il ghiaccio raggiungeva un'altitudine poco inferiore a 1000 m. Al di sopra dei 1100–1200 m, una calotta glaciale indipendente ricopriva nuovamente il Mont Sujet, il Chasseral, la Montagne de Droit e il Montoz; la vallata di Orvin fungeva da bacino di accumulazione nel quale si è depositata una complessa serie di frontiera glaciale mentre un lago di sbarramento glaciale si formava nella valle della Suze.

Sul piano tettonico, il territorio del foglio è caratterizzato da anticlinali e sinclinali con orientamento SO–NE a O–E e da discontinuità trasversali di orientamento SSO–NNE. Nella catena del Chasseral, le pieghe frontali e le adiacenti anticlinali del Mont Sujet e del Lac a sud sono interpretate come gli elementi di una grande falda di scollamento, la falda del Chasseral, spostata ben oltre la sinclinale della vallata di St-Imier. A nord di questa sinclinale si trova la catena del Montoz con i suoi tratti del Mont-Soleil e del Montoz in senso stretto. Quest'ultima passa, completamente a nord-ovest, alle catene des-Bois e des-Places.

Le materie prime minerali più importanti sfruttate sul territorio del foglio sono la roccia calcare come materiale da costruzione (cave di Breuleux e di Tramelan), nonché le marne e il calcare per la produzione del cemento (cava di Tscharner, dove il volume di roccia sfruttata sorpassa attualmente i 400000 m^3 all'anno).

SUMMARY

The area of Atlas sheet Chasseral comprises a sector of the Jura fold-and-thrust belt in the southern extension of the Upper Rhine Graben. The principal orographic elements are the «Haute Chaîne» in the south, comprising the Seekette (Chaîne du Lac), Mt. Sujet and the chain of Mt. Chasseral. Towards the north, the «Haute Chaîne» is followed by the wide valley of St. Imier and the chains of Mt. Soleil and Mt. Montoz. The southeastern corner of the map area is occupied by Lake Biel, situated in the Molasse Basin.

The deepest stratigraphic unit cropping out is the Passwang Formation, which is observed in the Chasseral anticline. The Dogger appears in the eroded cores of the Chasseral and the Montoz anticlines. Its uppermost lithostratigraphic unit can be mapped in particularly good detail. Good outcrops allow a detailed subdivision

of the Malm as well; not only its formations but also some members are mappable throughout the entire area of the Atlas sheet. Deposits of Oxfordian age in particular are characterised by marked changes in thickness as well as facies transitions. Cretaceous deposits exist only south of a line Biel–Cormoret due to early Paleogene erosion. Between the youngest stratiform Mesozoic unit (Hauterivian) and the oldest overlying Molasse deposits (Rupelian), there is a stratigraphic gap spanning some 100 million years.

Paleogene and Neogene sediments are represented by the Lower Freshwater Molasse (USM), the Upper Marine Molasse (OMM) and the Upper Freshwater Molasse (OSM). The Molasse units progressively overlap the western shoulder of the Rauracian Depression towards the northwest.

During the Penultimate Glacial, possibly already at an earlier point in time in the Middle Pleistocene, the map area was almost entirely covered by the Valais Glacier, with the exception of Mt. Chasseral and Mt. Montoz, which were capped by local ice. At the Late Pleistocene Last Glacial Maximum (LGM) the ice of the Valais Glacier reached an altitude of slightly below 1000 m along the foot of the «Haute Chaîne». Above 1100–1200 m a.s.l. Mt. Sujet, Mt. Chasseral, the Montagne du Droit and Mt. Montoz again bore individual ice caps. The valley of Orvin became ice-dammed und acted as a basin, in which a coplex series of ice-marginal sediments was deposited, and in the Suze valley, an ice-dammed lake formed.

Structurally the map area is characterized by SW–NE to W–E trending anticlines and synclines and SSW–NNE trending faults. The Chasseral Anticline and its frontal secondary folds, as well as the Mt. Sujet and Seekette Anticlines are interpreted as elements of a cover nappe, the Chasseral Nappe, which was thrusted far over the Vallon de St-Imier Syncline. Situated north of this syncline is the Mt. Montoz Chain with its two segments Mt. Soleil and Mt. Montoz s. str., followed by the Les Bois and Les Places Chains in the northwestern corner of the map area.

The most important exploited natural resources are limestone as construction material (quarries at Les Breuleux and Tramelan), as well as marl and limestone as raw material for the production of cement (La Tscharner quarry, annual quarrying volume currently more than 400000 m^3).

INTRODUCTION

La partie principale du territoire de la feuille Chasseral, la feuille nº 155 de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000, comprend une partie du Jura plissé au sud-ouest du prolongement du Fossé du Haut-Rhin, structure dont les failles sont fréquemment d'orientation SSE–NNE. Celles-ci se sont formées de l'Eocène à l'Oligocène précoce – bien avant le plissement du Jura au Miocène tardif. L'angle sud-est du territoire cartographié se situe dans le Plateau de l'Avant-pays nord-alpin décollé (soit, paléogéographiquement, dans le Bassin molassique).

La structure complexe de la chaîne du Chasseral (altitude 1606,2 m) et les voûtes internes adjacentes de l'anticlinal du Mont Sujet (altitude 1382 m) et de l'anticlinal du Lac (altitude 1092 m.), constituent la «Haute Chaîne». Ces anticlinaux sont interprétés ici comme éléments d'une grande nappe de décollement, la nappe du Chasseral. Les anticlinaux du Mont Sujet et du Lac sont séparés l'un de l'autre par les synclinaux de la Montagne de Diesse respectivement d'Orvin. Cette dépression est chevauchée par l'anticlinal du Lac et écrasée fortement avant la partie orientale du brachyanticlinal du Mont Sujet long seulement de 8,5 km.

La nappe du Chasseral chevauche le très large synclinal du Vallon de St-Imier sur une grande distance, le versant nord de ce dernier se dresse plus loin pour former la chaîne du Montoz. Elle occupe la partie nord du territoire cartographié avec ses deux segments Mont Soleil et Montoz sensu stricto. Le flanc nord de la chaîne du Montoz s'étend au nord-ouest du territoire de la feuille dans la pénéplaine des Franches Montagnes. Sa pente s'accentue progressivement en direction de l'est et passe dans le flanc nord de la chaîne du Montoz respectivement dans la bordure sud du synclinal de Tavannes.

Outre la Thielle et le canal Nidau–Büren, les effluents du lac de Bienne, la Suze est l'unique grand cours d'eau qui coule sur le territoire de la feuille près de Villeret dans le Vallon de St-Imier. Elle traverse les anticlinaux du Chasseral et du Lac dans la cluse de Rondchâtel respectivement dans les Gorges du Taubenloch (feuille Büren a. A.) pour finalement, séparée artificiellement en trois bras vers l'ouest dans la région de la ville de Bienne (la Suze de Bienne, le canal de la Suze et la Suze de Madretsch; voir annexe A pour la traduction en allemand des toponymes les plus importants dans la région de Bienne), se jeter dans le lac de Bienne et dans la Thielle. Hormis les surfaces de marnes mésozoïques et paléogènes–néogènes ainsi que les surfaces de limon quaternaire, le drainage du territoire de la feuille a lieu pour le reste en grande partie de manière souterraine en raison du sous-sol calcaire karstifié. Plusieurs sources karstiques alimentent à grand débit la Suze dans le haut du Vallon de St-Imier. Les diverses petites résurgences des failles rhénanes dans la région d'Evilard représentent une particularité.

La répartition entre terrains cultivés et surfaces de végétation jurassienne caractéristique – qui dépend du sous-sol, de la pente et de l'exposition – existe égale-

ment sur le territoire de la feuille Chasseral: les surfaces rocheuses et pentues sont boisées alors que sur les hauts plateaux couverts de limons et dans les fonds de vallée, la forêt a été refoulée au cours des années, pour faire place à des surfaces cultivables et des pâturages. Comme le met en évidence la comparaison avec d'anciennes cartes, l'embuissonnement des prairies jurassiennes a toutefois fortement augmenté au cours du siècle dernier (p. ex. aux Prés-d'Orvin) du fait de la rationalisation de la production animale.

Les séries sédimentaires affleurantes sur le territoire de la feuille Chasseral commencent à la partie inférieure du Dogger. Dans la combe de la Petite Métairie de Nidau, dans l'anticlinal du Chasseral, la partie inférieure de la Formation du Passwang (Aalénien – Bajocien), et peut-être aussi les Argiles à Opalinus (Aalénien précoce), sont recouvertes d'éboulis. Le Membre du Grenchenberg (Formation du Passwang) est l'unité stratigraphique affleurante la plus ancienne, il est constitué de calcaire pelmicritique. Avec la teneur croissante en ooïdes vers le haut, il passe au Hauptrogenstein formant une paroi. Le Hauptrogenstein (Bajocien), souvent à stratification oblique et constitué le plus souvent de calcaire oolitique (grainstone) est subdivisé par les Marnes à Homomyes en une partie inférieure et une partie supérieure. La Formation d'Ifenthal (Bathonien – Callovien) à patine typiquement rouille qui lui succède est constituée à sa base par le Membre de St-Brais biodétritique (Membre de Châtillon compris). La partie supérieure de la formation se compose du Membre de Saulcy argileux et du Membre de Bollement biodétritique (Membre d'Ängistein compris) formant souvent des reliefs positifs. Il est rare de rencontrer le Membre de Herznach à oolites ferrugineuses dont l'épaisseur n'atteint que quelques décimètres au sommet de la Formation d'Ifenthal. Sur le territoire ici présent, sa faune d'ammonites condensée représente également la grande lacune stratigraphique entre le Jurassique moyen et le Jurassique tardif.

Les dépôts du Malm commencent avec la Formation de Bärschwil argileuse (Oxfordien précoce à moyen) qui n'est développée complètement qu'au nord-ouest du territoire de la feuille et qui est constituée à cet endroit du Membre à Renggeri et du Membre de Sornetan sus-jacent. Elle se réduit au sud du Vallon de St-Imier au seul Membre à Renggeri dont l'épaisseur n'atteint plus que 0 à 1,5 m. La succession de bancs micritiques de la Formation du Pichoux sus-jacente (Oxfordien moyen) assure la transition entre la Formation de St-Ursanne – principalement coralligène et développée au nord du territoire de la feuille – et le Membre de Birmenstorf de la Formation de Wildegg qui se trouve à l'est, en direction du bassin. Au-dessus de la Formation du Pichoux se trouve le Membre d'Effingen marneux de la Formation de Wildegg. Son épaisseur passe de près de 20 m au nord-ouest à plus de 130m à l'est. Il est recouvert d'une succession variable de calcaires de plateforme de l'ancien «Séquanien» (Oxfordien tardif) qui a été subdivisé en unités comme suit: la Formation de Günsberg principalement coralligène, aux faciès très variables, suivie de la Formation de Vellerat avec le Membre de Röschenz marno-calcaire, le Membre du Hauptmumienbank oncolitique, le Membre de l'Oolite

rousse, le Membre de Bure (présent uniquement au nord-ouest du territoire de la feuille) et finalement la Formation de Balsthal, constituée du Membre du Steinibach oolitique qui atteint le territoire de la feuille uniquement tout à l'est, du Membre de Laufon (Laufen-Member) oolitique et micritique ainsi que du Membre de Ste-Vérène oolitique (Kimméridgien précoce). Sur le territoire de la feuille Chasseral se succèdent ensuite la Formation de Reuchenette (Kimméridgien) principalement micritique, très étendue, qui ne peut pratiquement pas être subdivisée et dont l'épaisseur de 160–170 m est constante, ainsi que la Formation du Twannbach (Kimméridgien tardif – Berriasien précoce), micritique également. Cette dernière s'amincit en direction du nord et de l'est de 110 m à quelques décamètres en raison de l'érosion anté-éocène.

Des sédiments crétacés qui s'étendaient autrefois plus au nord et à l'est, seuls ceux qui se trouvent au sud d'une ligne Bienne–Cormoret sont conservés, comme c'est le cas sur la rive nord du lac de Bienne, dans l'étroite vallée entre l'anticlinal du Lac et le Mont Sujet (Envers de Jorat), sur le versant nord de la chaîne du Chasseral ainsi que le long du pied sud du Mont-Soleil, depuis Cormoret en direction de l'ouest. L'érosion anté-éocène déjà mentionnée en est également la cause. La Formation du Goldberg, constituée de marnes et calcaires limno-saumâtres, forme la première l'unité du Crétacé. Elle est recouverte d'une succession variable de calcaires micritiques, biodétritiques et oolitiques ainsi que de marnes. Il s'agit de contreforts distaux souvent lacunaires d'unités dont la puissance est réduite. Ces dernières sont mieux développées plus à l'ouest et ont été redéfinies dans le cadre de l'harmonisation de la nomenclature lithostratigraphique en Suisse; ce sont: les Formations de Vions et de Pierre-Châtel (Berriasien) et les Formations du Vuache et du Grand Essert (Valanginien – Hauterivien). Les sédiments crétacés les plus récents – datés de l'Albien, du Cénomanien et du Maastrichtien – ne sont connus que par des remplissages résiduels de poches paléokarstiques situés le long de la rive nord du lac de Bienne.

Le Paléogène–Néogène («Tertiaire») débute avec le Sidérolithique (Eocène) qui n'apparaît que de manière clairsemé par comparaison avec les régions voisines, à l'est et au nord-est du territoire de la feuille. Au sud d'une ligne Mont Crosin–Tramelan, la Molasse d'eau douce inférieure (USM) dont l'épaisseur augmente rapidement à plusieurs centaines de mètres en direction du sud, recouvre les unités mésozoïques. Elle est constituée de Molasse alsacienne (USM I, Chattien), débutant localement par une brèche basale comme aux environs de Tavannes et dans l'Envers de Jorat. Des bancs de calcaires d'eau douce s'intercalent de plus en plus fréquemment dans sa partie supérieure (Calcaire d'eau douce de Delémont). Abstraction faite des affleurements résiduels du Crétacé tardif et du Sidérolithique, une lacune stratigraphique d'environ 100 millions d'années est présente entre l'unité mésozoïque la plus récente, la Formation du Grand Essert (Hauterivien), et la base de l'USM I. Il est possible que la partie supérieure de l'USM (USM II, Aquitanien) présente dans l'angle sud-est du territoire de la feuille et n'affleurant que

dans les forages, apparaisse également au pied sud du Jura et dans les synclinaux de la Montagne de Diesse et d'Orvin. Elle manque plus au nord – si ce n'est un vestige au sud de Reconvillier (feuille Bellelay-Saignelégier) – en raison du soulèvement de cette région au Miocène précoce. La Molasse marine supérieure (OMM) s'est déposée à la faveur de deux transgressions marines au cours du Miocène moyen. Elle se subdivise ainsi en deux parties, la Formation de Lucerne (Luzern-Formation, OMM I, Burdigalien) composée de grès massif et de plusieurs couches de grès coquillier, et la Formation de St-Gall (St.-Gallen-Formation, OMM II, Burdigalien) en grande partie conglomératique. Les dépôts de molasse se terminent par la Molasse d'eau douce supérieure (OSM, Burdigalien – Langhien) qui est constituée de calcaires d'eau douce et de marnes au Rinzon dans le Vallon de St-Imier, et de sable micacé et de poudingue à éléments calcaires présents localement dans le synclinal de Tramelan. Les petits gisements de molasse situés dans l'angle nord-ouest du territoire de la feuille n'ont pas pu être attribués avec certitude à une unité molassique particulière, ils ont donc été cartographiés comme molasse indifférenciée.

Le plissement du Jura est contraint chronologiquement entre l'âge de la partie la plus récente de la Formation du Bois de Raube plissée avec le reste du Jura dans le Bassin de Delémont (11 millions d'années) et l'âge d'un remplissage de fissure non plissé, stratifié de manière horizontale, près du col de la Vue des Alpes (3 millions d'années).

Les dépôts quaternaires les plus importants sont dûs au glacier Valaisan (Glacier du Rhône). Ce dernier s'est avancé loin sur le territoire de la feuille Chasseral au cours de l'Avant-dernière Période glaciaire (Période glaciaire de Beringen), ou peut-être même avant celle-ci, au Pléistocène moyen, comme l'attestent des blocs erratiques et du till (moraine) situés en altitude en dehors de l'extension du maximum glaciaire de la Dernière Période glaciaire. Divers petits gisements isolés de gravier apparaissent dans la région Sombeval – Tavannes – La Heutte. Ils remontent probablement au Pléistocène moyen; leur âge exact et la question de savoir dans quelle mesure les gisements individuels ont un rapport génétique entre eux n'ont cependant pas été clarifiés jusqu'ici. L'âge du champ de blocs d'une superficie de près de 1 km^2 situé à environ 1 km à l'est du sommet du Chasseral est également inconnu. Lors de l'avancée la plus récente au Pléistocène tardif – le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) de la Dernière Période glaciaire (Période glaciaire du Birrfeld) – le glacier Valaisan s'étendait le long du pied du Jura, couvrant le lac de Bienne et s'élevant jusqu'en dessous d'une altitude de 1000 m. Il s'avança sur la Montagne de Diesse et dans la cluse de Rondchâtel où la Suze forma un lac. Au-dessus de 1100 – 1200 m d'altitude, le Mont Sujet, le Chasseral, la Montagne du Droit et le Montoz portaient leur propre calotte glaciaire. Le fond de la vallée d'Orvin, dans laquelle des langues glaciaires et l'eau de fonte pénétrèrent de plusieurs côtés, est rempli par une succession complexe de dépôts de bordure glaciaire et de till délavé du glacier Valaisan de la Dernière Période glaciaire.

Les dépôts du Pléistocène tardif les plus récents sur le territoire de la feuille sont les Graviers de la Suze dans le sous-sol de Bienne. Ils sont en partie déjà d'âge holocène et recouverts de sédiments lacustres et d'atterrissement postglaciaires du lac de Bienne.

Les corrections des eaux du Jura faites dans les années 1868–1891, 1939 et 1962–1973 ont mené à une baisse du niveau du lac de Bienne et donc à un déplacement de la ligne de rivage pouvant atteindre 400 m sur le territoire cartographié.

LEVÉS ANTÉRIEURS

Les trois feuilles de l'Atlas Siegfried (AS) au nord respectivement à l'ouest sur le territoire de la feuille 1125 Chasseral de la carte nationale (CN) 1:25000 ont été levées géologiquement dans les années 1940 et 1950 dans le cadre de thèses de doctorat (fig. 1): la feuille AS 118 Courtelary par ZIEGLER (1956, EPF Zurich, sous la direction de A. Jeannet), la feuille AS 119 Sonceboz par EPPLE (1947, Univ. Berne, sous la direction de J. Cadisch) et la feuille AS 120 Chasseral par LÜTHI (1954, EPF Zurich, sous la direction de A. Jeannet). Sur la feuille AS 121 Orvin, seul l'anticlinal du Lac fut cartographié par HÄFELI (1966 Univ. Berne, sous la direction de W. K. Nabholz) dans le cadre d'une étude sur la limite Jurassique/Crétacé; il disposait pour cela d'une bonne base avec les esquisses de cartes et les descriptions détaillées de RYNIKER (1923, Univ. Zurich, sous la direction de H. Schardt).

Un levé antérieur de la feuille AS Chasseral existait aussi, elle datait des années 1920. Le levé de JENNY (1924, Univ. Zurich, sous la direction de H. Schardt) n'apporte guère de nouveautés par comparaison avec la carte géologique des environs de St-Imier 1:25000 (ROLLIER 1894) qui couvre la partie située à l'ouest de l'abscisse 2574 du territoire de la feuille Chasseral de la CN; cela est valable en particulier pour la tectonique et les grands chevauchements encore manquants.

Les levés mentionnés ont été pris en considération sur la feuille Damprichard (n° 505) de la Carte géologique de la France 1:50000 parue en 1965 pour autant qu'ils soient situés dans la moitié nord du territoire de la feuille Chasseral de la CN 1:25000 et à l'ouest de Tavannes.

Après 1980, toute une série de cartes réalisées lors de travaux de diplôme ont été levées sur l'anticlinal du Chasseral (d'ouest en est; fig. 1): ARAGNO (1994, Univ. Neuchâtel), GUÉLAT (1983, Univ. Neuchâtel), AUFRANC (1985, Univ. Berne), KÜHNI (1993, Univ. Berne), HAUSER (1994, Univ. Berne), GSPONER (1999, Univ. Fribourg) et DE GASPARO (2002, Univ. Berne), ainsi que sur la chaîne du Montoz: SCHNEIDER (2005, Univ. Berne) et JORDAN (1999, Univ. Fribourg).

Après l'obtention de son doctorat en 1973, M. Antenen de Bienne reçut le mandat de la Commission géologique de cartographier les régions molassiques de la feuille Chasseral pour l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000. Il n'a toutefois pu

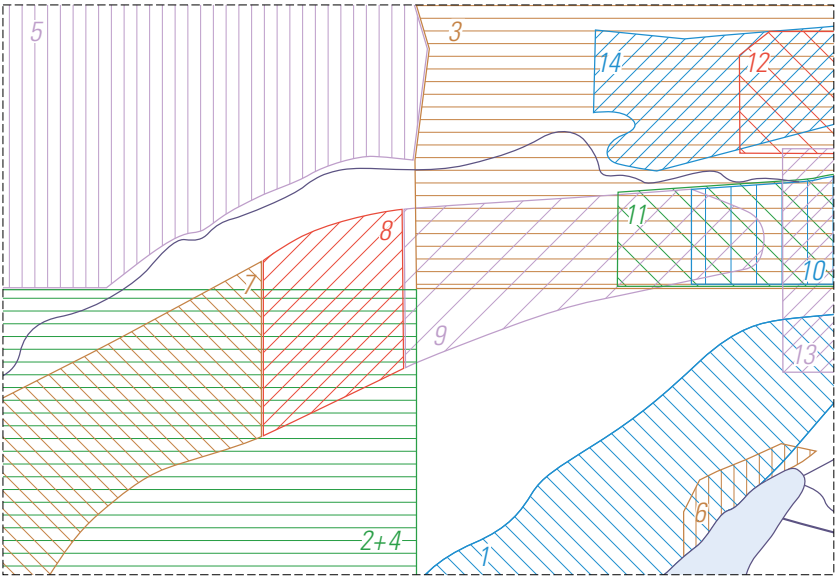


Fig. 1: Esquisses géologiques et cartes géologiques non publiées utilisées pour l'élaboration de la feuille Chasseral. 1: RYNIKER (1923), 2: JENNY (1924), 3: EPPLE (1947), 4: LÜTHI (1954), 5: ZIEGLER (1956), 6: RUTSCH (1957), 7: GUÉLAT (1983), 8: AUFRANC (1985), 9: KÜHNI (1993), 10: HAUSER (1994), 11: GSPONER (1999), 12: JORDAN (1999), 13: DE GASPARO (2002), 14: SCHNEIDER (2005).

mener ces travaux à bien pour des raisons de santé. J. Aufranc de Bienne, collaborateur externe du Service géologique national depuis 1987 et chargé du levé des parties mésozoïques de cette feuille, prit en charge la cartographie de tout le territoire de la feuille en 1995. De nombreuses indications orales de M. Antenen ont été reportées dans la première version de la carte manuscrite achevée en l'an 2000. En 2014–2015, J. Aufranc procéda à une refonte de la région de la chaîne du Montoz et des Franches Montagnes au moyen du modèle numérique de terrain à haute définition swissALTI^{3D}. Il subdivisa alors la partie du Malm cartographiée autrefois comme «Séquanien» en formations, parfois même en membres comme c'est aujourd'hui usuel, et comme cela a aussi été fait pour la feuille Bellelay-Saignelégier adjacente au nord (AUFRANC et al. 2016a, b). Dans le cadre du traitement éditorial de la feuille Chasseral, R. Burkhalter procéda à la subdivision du «Séquanien» sur le reste du territoire de la feuille.

Les observations et les esquisses de ANTENEN (1914, 1936) servirent de base à la toute première représentation des sédiments de bordure glaciaire et de la morphologie du terrain dans la vallée d'Orvin. La représentation des masses glissées et des dépôts artificiels au fond du lac de Bienne repose sur la carte bathymétrique à haute résolution de F. Anselmetti (Univ. Berne) et son équipe. D'anciennes éditions de la feuille AS Orvin ainsi que des documents tirés des archives de la préfecture de Nidau ont servi à la reconstruction des anciennes lignes de rivage du lac de Bienne et des anciens lits de cours d'eau.

STRATIGRAPHIE

JURASSIQUE

Dogger[1]

Formation du Passwang

i_{1G} *Membre du Grenchenberg*
Bajocien moyen – tardif

L'unité stratigraphique la plus ancienne affleurant sur le territoire de la feuille Chasseral est le Membre du Grenchenberg (GONZALEZ 1993, GONZALEZ & WETZEL 1996). Contrairement à GONZALEZ (1993) et à GONZALEZ & WETZEL (1996), ce membre n'a pas été rattaché au Hauptrogenstein mais à la Formation du Passwang (BURKHALTER 1993, 1996, SKS 2004). En effet, sa limite supérieure avec le Hauptrogenstein est plus facile à tracer sur la base de la teneur en ooïdes, que sa limite inférieure avec le Membre de Rothenfluh (ce dernier n'affleure pas sur le territoire cartographié). En outre, cette délimitation correspond à la limite traditionnelle entre les «Couches à Blagdeni» auct. et le Hauptrogenstein.

Dans la combe d'érosion de la Petite Métairie de Nidau dans l'anticlinal du Chasseral, au sud-ouest de la Heutte, ROLLIER (1893) supposait la présence des Argiles à Opalinus (Aalénien précoce) sous des éboulis étendus et épais et des masses glissées. Le Membre du Grenchenberg apparaît au pied de la bande de Hauptrogenstein, au sud et au sud-ouest de la Steiner (EPPLE 1947) ainsi qu'au pt 937 m,

[1] Le terme Dogger (au sens de groupe lithostratigraphique) regroupe les formations qui se sont formées approximativement durant la période géologique du Jurassique moyen, sans toutefois que les limites litho- et chronostratigraphiques ne coïncident parfaitement. Il en va de même pour les termes associés Malm / Jurassique tardif (voir p. 27).

sur le ressaut 500 m plus à l'est. L'épaisseur affleurante atteint au maximum près de 20 m. Il s'agit de bancs épais de quelques décimètres de calcaire pelmicritique gris légèrement spathique avec des pavages de coquilles (KÜHNI 1993, voir également BURKHALTER 1989) et des intercalations de minces niveaux de marnes. A la transition avec le Hauptrogenstein, la teneur en ooïdes augmente et les couches marneuses disparaissent. Lors du levé cartographique dans ce secteur, un fragment foncé de calcaire à coraux silicifié comportant des calices épais de 2 à 3 cm a été découvert.

i_{1o} Hauptrogenstein

Bajocien tardif – Bathonien précoce

Le Hauptrogenstein, constitué en grande partie de calcaire oolitique, a une épaisseur de 105–120 m sur le territoire cartographié (GONZALEZ 1993, GONZALEZ & WETZEL 1996). On le rencontre à six endroits.

Il affleure dans son intégralité dans la combe de la Petite Métairie de Nidau où les Marnes à Homomyes subdivisent distinctement le Hauptrogenstein en deux parties presque égales. Une deuxième bande de marne apparaît dans la partie supérieure; il s'agit des Couches de Movelier qui gagnent en épaisseur en direction de l'ouest. Le Hauptrogenstein affleure environ à partir de la moitié de sa partie inférieure au Petit Chasseral ainsi que dans le vallon des Essieux au Montoz. Les autres affleurements du Hauptrogenstein ne concernent que sa partie supérieure: sur la colline du Georget – un bombement axial de la chaîne des Places au nord du Mont-Tramelan –, sur le versant boisé et escarpé au sud du Pré aux Auges à l'extrémité méridionale de la Combe Grède, ainsi que sur une surface restreinte dans la dépression en dessous de la Métairie de Diesse. Un autre affleurement artificiel, entre-temps à nouveau recouvert par une décharge, se trouvait en outre dans la carrière de la Forêt de Châtel, dans la cluse de Rondchâtel.

La position de la limite chronostratigraphique Bajocien/Bathonien n'est pas connue avec exactitude sur le territoire de la feuille mais, selon GONZALEZ & WETZEL (1996), elle se situerait entre les Couches de Movelier et la Pierre blanche. Aucune découverte de fossile sur le territoire de la feuille Chasseral n'a permis de confirmer ou d'infirmer cette position jusqu'ici (B. Hostettler, comm. orale, cf. AUFRANC et al. 2016a).

Partie inférieure du Hauptrogenstein

La partie inférieure du Hauptrogenstein est épaisse de 40–45 m et est constituée presque exclusivement de calcaire oolitique à stratification oblique (oosparite, grainstone) ne contenant que peu de bioclastes et de foraminifères (KÜHNI 1993). Sur le versant nord du Petit Chasseral, un calcaire micritique foncé à coraux et des couches de calcaire échinodermique grossièrement spathique affleurent parfois dans les pâturages au cœur du pli sous un calcaire oolitique rougeâtre. La présence

d'un hard-ground au sommet de la partie inférieure du Hauptrogenstein (p.ex. BURKHALTER 1989, AUFRANC et al. 2016b) ne peut être confirmée sur le territoire de la feuille par manque d'affleurements.

Marnes à Homomyes

Les Marnes à Homomyes, s'érodant de manière nettement préférentielle, sont constituées d'une succession épaisse de 10–12 m de marnes fossilifères, avec des niveaux de calcaire spathique prenant par altération une patine rouille intense. Dans certains de ces niveaux calcaires, la petite huître *Ostrea acuminata* est présente en grande quantité. Les affleurements naturels des Marnes à Homomyes sont rares.

Partie supérieure du Hauptrogenstein, y c. Couches de Movelier et Pierre blanche

La partie supérieure du Hauptrogenstein, épaisse de 55–60 m, a souvent une patine légèrement plus claire que celle de la partie inférieure. Elle succède sans transition nette aux Marnes à Homomyes par augmentation des couches de calcaire oolitique et spathique.

Dans la combe de la Petite Métairie de Nidau, les 15–20 premiers mètres de la partie supérieure du Hauptrogenstein sont constitués de calcaire oolitique bien lité (oosparite) (KÜHNI 1993). A l'ouest de la Métairie du Milieu de Bienne, un grand nombre d'articles de tiges de *Pentacrinus* sp. apparaissent dans le toit de ces niveaux et procurent une surface rugueuse à la roche. Sur le terrain, les couches situées entre les Marnes à Homomyes et les Couches de Movelier ne ressortent guère dans la morphologie, raison pour laquelle il est parfois difficile de les délimiter comme c'est le cas dans le vallon des Essieux au Montoz.

Les *Couches de Movelier* ont été mises en parallèle à diverses reprises avec les «Marnes blanches» respectivement la Marne du Furcil (p.ex. PASQUIER et al. 2013) du Jura neuchâtelois; cette corrélation est cependant remise en question. Ces couches affleurent bien dans les grandes dolines situées 900 m au sud-ouest de la Métairie du Milieu de Bienne. Leur puissance à cet endroit est estimée à 15–20 m; elle n'est que de 10–12 m dans la combe de la Petite Métairie de Nidau. Il s'agit de marne gris clair, d'apparence «schisteuse», dont la cassure est blanche à légèrement bleutée, avec une faune typique des milieux vaseux, comme les bivalves *Pleuromya* sp., *Goniomya* sp., *Ceratomya* sp., *Modiolus* sp., ainsi que des fragments d'ammonites attribués à *Parkinsonia* sp. Des résidus de tamisage ont livrés outre des foraminifères – des lenticulines en particulier – des éléments de squelettes de crinoïdes et d'ophiures (AUFRANC 1985).

Les niveaux sommitaux (près de 30 m) de la partie supérieure du Hauptrogenstein sont constitués principalement de calcaire biodétritique à oolitique à stratification en partie oblique (AUFRANC 1985). Ces couches présentent souvent des traces de bioturbation jaunâtres du diamètre d'un doigt.

La *Pierre blanche* constitue le toit de la partie supérieure du Hauptrogenstein. Il s'agit d'une succession de bancs massifs de calcaire micritique avec plusieurs niveaux durcis (hard-grounds) rouges, perforés et encroûtés. Le faciès de la Pierre blanche est indenté latéralement avec des calcaires oolitiques (oosparite). Localement il peut également être oncolitique, comme c'est le cas dans la dépression en dessous de la Métairie de Diesse. Un hard-ground forme finalement le toit du Hauptrogenstein.

Formation d'Ifenthal
Bathonien tardif – Oxfordien précoce

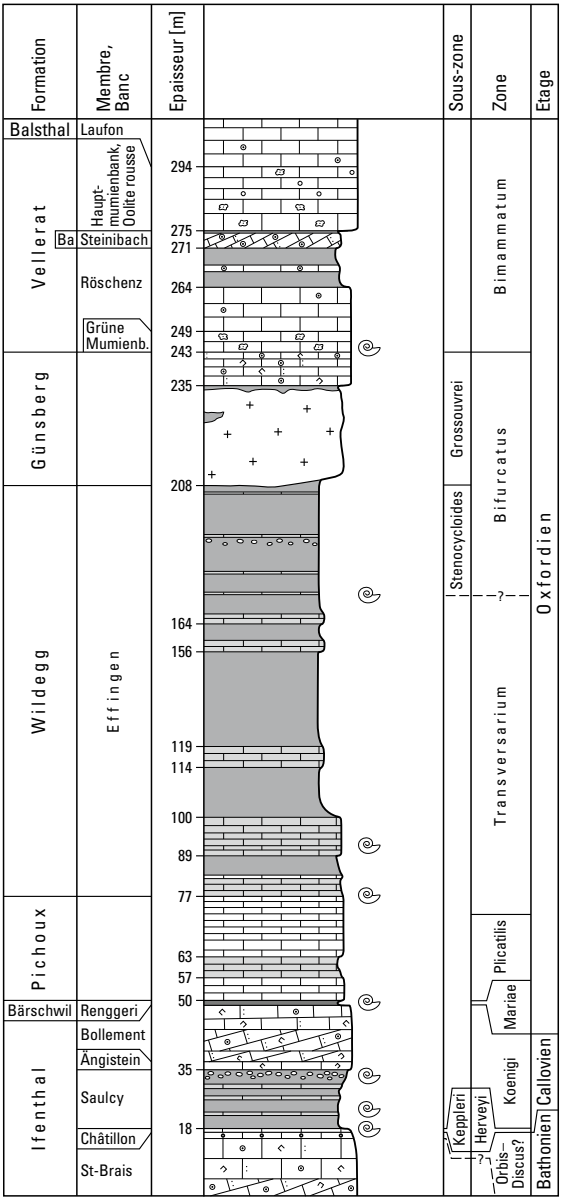
La Formation d'Ifenthal (BITTERLI 2012, HOSTETTLER 2014; anciennement «Dogger supérieur», voir également STÄUBLE 1959, BITTERLI 1977, 1979) est constituée pour l'essentiel d'une succession de calcaire biodétritique à patine rouille prononcée et de marne argileuse. Son épaisseur atteint env. 50 m. Les conditions d'affleurement et l'expression géomorphologique caractéristique, en particulier avec la combe du Membre de Saulcy s'érodant de manière préférentielle, ont permis de délimiter sur toute la surface du territoire de la feuille Chasseral deux subdivisions («sous-formations» informelles) de la Formation d'Ifenthal: une partie inférieure comprenant les Membres de St-Brais, de Châtillon et de Saulcy (**i_{2-3}**) et une partie supérieure composée des Membres d'Ängistein, de Bollement et de Herznach (**i_3**). Ces unités cartographiques ne font pas l'objet de paragraphes spécifiques mais chacun de leurs membres constitutifs sont décrits ci-après. Les indications d'épaisseur se basent en partie sur des estimations puisque les délimitations avec le Membre de Saulcy argilo-marneux sont constamment floues du fait de l'érosion et des glissements de terrain.

A l'exception de quelques lacunes locales, la Formation d'Ifenthal affleure sur toute la longueur de l'anticlinal du Chasseral. Le meilleur affleurement se situe à l'heure actuelle dans la carrière de la Tscharner (cf. fig. 2). D'autres affleurements se trouvent sur la colline du Georget au nord du Mont-Tramelan ainsi qu'aux alentours de la Métairie de la Werdtberg sur le Montoz.

Membre de St-Brais

Le Membre de St-Brais (HOSTETTLER 2014, DIETZE & HOSTETTLER 2016; Calcaire roux sableux et partie inférieure des «Calcaires à Macrocephalus»), épais de 10–20 m, est constitué de calcaire biodétritique stratifié légèrement oolitique (oobiomicrite) à patine brun-rouge, à la cassure gris bleuté le plus souvent inégale à noduleuse, avec des intercalations marneuses. Les bioclastes de cette roche

Fig. 2: Coupe stratigraphique de la carrière de la Tscharner (Vigier Ciments SA), levée par B. et R. Hostettler en 2016. Biostratigraphie modifiée et complétée d'après GYGI (1990, 1995, 2000a, 2012) et HOSTETTLER (2006). Ba = Formation de Balsthal.



Lithologie

- Calcaire coralligène
- Calcaire spathique
- Calcaire micritique
- Calcaire argileux
- Argilite calcaire, marne
- Argilite
- Nodules calcaires

Structure sédimentaire

- Stratification oblique

Constituants, fossiles

- Ooïdes calcaires
- Oncoïdes
- Péloïdes
- Ooïdes ferrugineux
- Débris d'échinodermes
- Ammonites

Fig. 3: Coraux solitaires (*Chomatoseris* sp.) et lamellibranches (*Fimbria* sp.) de l'oolite ferrugineuse située au toit du Membre de St-Brais; carrière de la Tscharner. Diamètre des coraux env. 9 mm. Récolte et préparation B. Hostettler, photo A. Georgy, 2017.

pauvre en quartz sont constitués de fins fragments d'échinodermes, de bryozoaires et de bivalves ainsi que de foraminifères. Les macrofossiles caractéristiques sont les *Rhynchonelloidella alemanica*, des térébratules et des bivalves tels que *Trigonia* sp. Dans la carrière de la Tscharner, au sud du concasseur (coord. 2582.930/1225.200), des bancs bien lités à stratification en partie oblique et qui ressemblent au Hauptrogenstein forment la partie inférieure du Membre de St-Brais (fig. 2). A d'autres endroits, la succession commence par une couche argileuse rouge. Celle-ci a une épaisseur de près de 2 m p. ex. le long de la petite route en direction du Van dans le versant sud du Montoz (coord. 2583.730/1227.980).

Dans la carrière de la Tscharner, le Membre de St-Brais se termine par deux bancs sommitaux fossilifères constitués de calcaire marneux grossier à oolites ferrugineuses. Ceux-ci contiennent des huîtres et les brachiopodes *Acantothyris* sp. et *Rhynchonelloidella alemanica* en grande quantité, mais également de petits coraux isolés de près de 1 cm (*Chomatoseris* sp., fig. 3). Seul le sommet du banc infé-

Fig. 4: Vue depuis le haut sur la surface d'érosion indurée (hard-ground) et perforée au toit du Membre de Châtillon avec des sections de coquilles d'ammonites. Carrière de la Tscharner. Photo R. Burkhalter, 2016.

rieur se termine par un hard-ground alors que la surface du banc supérieur n'en montre pas de trace (B. Hostettler, comm. écrite). Les ammonites, dont *Epistrenoceras* sp., *Homoeoplanulites* sp. et *Oxycerites orbis*, n'apparaissent également que dans le sommet du banc inférieur à oolites ferrugineuses. Cette faune confirme la présence de la zone à Orbis, la deuxième biozone d'ammonites la plus élevée du Bathonien. Dans l'ensemble, le Membre de St-Brais représente le Bathonien tardif (HOSTETTLER 2014, DIETZE & HOSTETTLER 2016).

Membre de Châtillon

Le Membre de Châtillon (HOSTETTLER 2014; partie supérieure des «Calcaires à Macrocephalus») a une épaisseur pouvant atteindre 2 m. Il est constitué de calcaire ou de calcaire marneux fossilifère gris, à patine jaunâtre en partie avec des intercalations de marnes arénitiques. EPPLE (1947) décrivit des découvertes de

bivalves, de térébratules, de rhynchonelles et d'ammonites (genre *Macrocephalites*, dont l'espèce indice de zone *Macrocephalites jaquoti*, B. Hostettler, comm. écrite). Dans la carrière de la Tscharner, le Membre de Châtillon apparaît sous la forme d'un banc épais de 0,2–0,3 m. La base de ce dernier est marneuse tandis qu'un calcaire fossilifère constitue sa partie supérieure. Contrairement aux bancs sous-jacents du sommet du Membre de St-Brais, le Membre de Châtillon ne contient ici aucun ooïde ferrugineux. Le banc se termine par une surface d'érosion indurée (hard-ground) et perforée montrant des sections de coquilles d'ammonites (fig. 4).

Cette unité stratigraphique s'amincit généralement en coin vers le nord-ouest (HOSTETTLER 2014); elle n'a pas pu être confirmée sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier adjacente au nord (cf. AUFRANC et al. 2016a). En règle générale, le Membre de Châtillon s'érode de manière préférentielle avec le Membre de Saulcy et ne peut être cartographié à l'échelle du 1:25000. Le Membre de Châtillon est daté du Callovien précoce (HOSTETTLER 2014).

Membre de Saulcy

Les argilites calcaires du Membre de Saulcy (BITTERLI 2012, HOSTETTLER 2014; «Marnes calloviennes»), de couleur gris foncé, devenant plus claires et silteuses vers le haut, sont épaisses de 8–17 m. Une limite nette les séparent de l'unité sous-jacente. Le Membre de Saulcy est souvent assez pauvre en macrofossiles; une riche microfaune apparaît néanmoins localement dans sa partie supérieure. Un résidu de tamisage provenant du pt 1332 m près de l'étable, au nord de la Métairie du Milieu de Bienne, a livré une grande quantité de débris de crinoïdes, d'astéries, d'ophiures et d'éponges ainsi que des foraminifères (AUFRANC 1985). Dans la carrière de la Tscharner, le Membre de Saulcy présente une nette dominante calcaire. Il débute par une argilite calcaire silteuse de couleur gris clair. Vers le haut, des niveaux de concrétions de calcaire argileux y apparaissent rapidement, suivis de bancs calcaires noduleux. Le sédiment bioturbé est fossilifère (entre autres ammonites telles que *Macrocephalites* sp., *Proplanulites* sp. et *Homoeoplanulites* sp., auxquelles s'ajoutent *Pholadomya* sp. ainsi que des nids de térébratulidés; B. Hostettler, comm. écrite). Sous ce faciès, le Membre de Saulcy, en particulier sa partie supérieure épaisse d'env. 1,2 m, rappelle le Membre de Bözen (BITTERLI 2012) de la Formation d'Ifenthal dont l'extension géographique se situe en principe dans le Jura argovien et à l'est du Jura soleurois.

Le Membre de Saulcy, qui présente une tendance aux glissements de terrain, forme souvent une dépression morphologique marécageuse avec de petites dolines. Il est daté du Callovien précoce (HOSTETTLER 2014).

Membres d'Ängistein et de Bollement

La partie supérieure de la Formation d'Ifenthal atteint une épaisseur d'env. 12–15 m à l'est et de près de 25 m à l'ouest du territoire de la feuille Chasseral. Elle

se compose essentiellement du Membre de Bollement qui recouvre le Membre d'Ängistein de faible épaisseur à l'est du territoire de la feuille (fig. 2). Cette dernière unité ne peut pas être cartographiée séparément à l'échelle de la carte.

Le *Membre d'Ängistein* (BITTERLI 2012; «équivalent de la Dalle nacrée», BITTERLI 1977), finement arénitique, à cassure gris-bleu foncé et patine allant du jaune au brun rouille, est en partie légèrement marneux et se compose de fins débris de squelettes d'échinodermes, de pellets, et d'une teneur variable en foraminifères benthiques et en quartz détritique. Il se situe à la base du Membre de Bollement à l'est de la région du Chasseral et est en partie indenté avec ce dernier. Dans la carrière de la Tscharner, son épaisseur atteint env. 1,5 m. Plus à l'est, en dehors du territoire de la feuille, il remplace complètement le Membre de Bollement (GRUNER et al. 2013).

Le *Membre de Bollement* (HOSTETTLER 2014, Dalle nacrée) forme le plus souvent un ressaut ou une petite paroi rocheuse dans l'anticlinal du Chasseral, comme dans la dépression en dessous de la fromagerie Pierrefeu. Il ressort de manière encore plus marquée au Montoz par rapport à la Formation de Bärschwil érodée de manière préférentielle, p. ex. dans le flanc sud en dessous de la Métairie de la Werdtberg. Le Membre de Bollement apparaît aussi dans la carrière de la Tscharner (son épaisseur y est de 13–15 m, B. Kernen, chef de la carrière, comm. orale; fig. 2), dans les Prés de la Montagne à l'ouest du col du Mont Crosin dans le cœur de la chaîne du Montoz ainsi que dans la Combe Grède dans le cœur de l'anticlinal des Pontins. Le Membre de Bollement est un calcaire biodétritique, plus rarement légèrement oolitique (grainstone), fréquemment avec une stratification oblique prononcée. Sa patine varie du brun gris au beige rougeâtre, tandis que sa cassure fraîche est gris bleuté. Les principaux bioclastes sont des éléments grossiers de squelettes d'échinodermes (50–60 %, d'où le nom de «brèche échinodermique») et des fragments de bryozoaires (30 %); en plus des ooïdes, des intraclastes micritiques ne sont pas rares (HOSTETTLER 2014). Des éléments de squelettes d'échinodermes mis en relief par l'érosion (radioles d'?*Hemicidaris* sp., articles de tiges d'*Isocrinus* sp. et de *Balanocrinus* sp.) confèrent au calcaire typiquement plaqueté et fissuré du Membre de Bollement une surface rugueuse et «antidérapante». Du fait de ces propriétés et de leur résistance au gel, les plaques de Dalle nacrée étaient souvent utilisées pour la construction de murs dans les pâturages et pour l'édification de citernes. Les silicifications qui apparaissent dans la partie supérieure du Membre de Bollement représentent une particularité locale dans l'anticlinal du Chasseral, entre la Combe Grède et le vallon situé à l'ouest de la Petite Gléresse (STÄUBLE 1959). De tels blocs aux arêtes vives parsèment le pâturage en grande quantité entre la Métairie du Milieu de Bienne et Pierrefeu (origine probable du nom). Au nord de la Métairie du Milieu de Bienne, au pt 1332 m près de l'étable, des chailles massives épaisses de plusieurs décimètres pour une longueur de plus de 1 m, à la cassure gris bleuté, affleurent dans les dix derniers mètres au sommet du Membre de Bollement (AUFRANC 1985, p. 25, 34). Les lames minces

montrent des bioclastes silicifiés – souvent des éléments de squelettes d'échinodermes – et de nombreux spicules d'éponges dont provient vraisemblablement la silice. Sur le terrain, les couches à chailles attirent l'attention du fait d'un recouvrement dense de fougères. Le Membre de Bollement contient également des chailles lenticulaires de même nature dans le flanc nord de la chaîne de Vellerat, près de la Jacoterie (IMMENHAUSER 1992). STÄUBLE (1959) mentionne en outre des silicifications dans la région de la Chaux-de-Fonds.

Les Membres d'Ängistein et de Bollement sont datés du Callovien précoce (HOSTETTLER 2014). Un hard-ground régional constitue le toit du Membre de Bollement.

i_{3H} *Membre de Herznach*

Le Membre de Herznach (BITTERLI 2012; défini initialement comme formation par GYGI 2000a) est constitué de marne ou de marne calcaire à oolites ferrugineuses, gris clair à brun-rouge, bioturbée et en partie très fossilifère. Cet horizon, dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 0,2 m, affleure au-dessus du Membre de Bollement à quelques endroits sur le territoire de la feuille. Il contient une faune d'ammonites fortement condensée qui s'étend de la fin du Callovien précoce à l'Oxfordien précoce (cf. GYGI 1990, HOSTETTLER 2014, voir également AUFRANC et al. 2016a).

Sur le territoire de la feuille Chasseral, le Membre de Herznach affleure aux endroits suivants:

- Dans les Prés de la Montagne, à l'ouest du col du Mont Crosin dans le cœur de la chaîne du Montoz, une couche à oolites ferrugineuses fortement encroûtée et remaniée, dissoute de manière noduleuse, contenant des fragments d'ammonites et de bélemnites apparaît au-dessus de la surface corrodée en profondeur et d'aspect «granuleux» du Membre de Bollement (ZIEGLER 1956). Le Membre de Herznach y est recouvert par le Membre à Renggeri de la Formation de Bärschwil, la base de ce dernier présentant également des indices de remaniement (ZIEGLER 1956).
- Dans la Combe Grède, une couche de limon épaisse de 0,8 m, contenant des blocs à oolites ferrugineuses grises et des bélemnites, des bivalves et des térébratules, se trouve le long du chemin, un peu au nord du pt 962 m, entre le Membre de Bollement et le premier banc de la Formation du Pichoux sus-jacente.
- Dans le versant boisé escarpé au sud du Pré aux Auges, à l'extrémité sud de la Combe Grède, le Membre de Herznach fortement incliné affleure sous la forme d'un niveau à oolites ferrugineuses épais de 0,2 m aux coord. approx. 2569.900/1220.320 sur le replat situé au-dessus de l'affleurement du Hauptrogenstein, entre le Membre de Bollement en partie recristallisé et le premier banc de la Formation du Pichoux. Il est intercalé entre deux couches de marne épaisses de 5 cm chacune qui contiennent des fragments isolés d'ammonites et de bélemnites.
- Aux coord. 2582.750/1225.300, un peu à l'ouest de la carrière de la Tscharner, KÜHNI (1993) décrit le Membre de Herznach comme une couche à oolites ferrugineuses épaisse de 0,1 m au maximum et qui semble avoir été remaniée. Elle se trouve directement au-dessus du Membre de Bollement et est recouverte par le Membre à Renggeri de faible épaisseur à cet endroit.

– Dans la carrière de la Forêt de Châtel, sur le côté ouest de la cluse de Rondchâtel, la surface encroûtée, limonitisée et finement perforée du Membre de Bollement a été mise au jour en 1999. Elle contenait de grandes quantités de petites ammonites pyritisées et était recouverte par 0,1 m de marne tendre à oolites ferrugineuses contenant des bélemnites et des éléments de squelettes de crinoïdes. Au-dessus se trouvait la marne argileuse foncée épaisse de 1,3 m du Membre à Renggeri.

– Dans la carrière de la Tscharner elle-même (paroi sud-est), le Membre de Herznach n'a pas pu être confirmé jusqu'ici entre les deux derniers affleurements mentionnés ci-dessus. Cela semble indiquer que le Membre de Herznach, dont l'extension géographique est très vaste (GYGI 2000a), n'affleure manifestement pas partout de manière continue (cf. HOSTETTLER 2014, AUFRANC et al. 2016a).

Malm

En superficie, la majeure partie du soubassement rocheux sur le territoire de la feuille Chasseral est constituée par le Malm (voir également Esquisse tectonique 1:200000). Ainsi, et du fait des conditions d'affleurement relativement favorables, la délimitation cartographique non seulement des formations du Malm, mais aussi en partie de certains membres, est possible, comme c'est également le cas pour la feuille de l'Atlas géologique Bellelay-Saignelégier adjacente au nord, respectivement au nord-ouest (AUFRANC et al. 2016a, b). La subdivision du Malm utilisée sur la feuille Chasseral correspond pour l'essentiel à celle de GYGI (2000a, b, 2012) qui s'appuie sur les travaux de BOLLIGER & BURRI (1967, 1970), GYGI (1969), PERSOZ (1982) et GYGI & PERSOZ (1986). La description du Malm dans cette notice explicative est organisée de manière hiérarchique par formations et membres et ne suit donc pas exactement le découpage cartographique de la feuille Chasseral.

i_{4-5} Formation de Bärschwil

Oxfordien précoce – moyen

La Formation de Bärschwil, généralement argileuse, devient légèrement calcaire dans sa partie supérieure. Des combes et des alignements de dolines marquent souvent sa limite inférieure. Elle donne lieu à des glissements de terrain ou des tassements et s'amincit presque complètement en coin en direction du sud (AUFRANC et al. 2016a, fig. 3). Au nord-ouest du territoire de la feuille, là où son épaisseur est la plus grande, la Formation de Bärschwil comprend le Membre à Renggeri à sa partie inférieure et le Membre de Sornetan à sa partie supérieure; à noter que seul le Membre à Renggeri apparaît là où l'épaisseur de la formation est plus faible.

Le *Membre à Renggeri* est constitué de marne argileuse homogène gris foncé, avec quelques horizons fossilifères. Il affleure rarement de manière naturelle. Les fossiles comprennent en majorité des ammonites, des bivalves, des gastéropodes pyritisés et des bélemnites ainsi que des foraminifères benthiques, des ostracodes et des éléments de squelettes d'échinodermes (HOSTETTLER 2014).

Le *Membre de Sornetan*, nommé anciennement «Terrain à chailles», est constitué de marne gris foncé légèrement quartzifère, dans laquelle des concrétions calcaires de la taille d'une tête et des bancs calcaires noduleux apparaissent vers le haut. On y trouve des ammonites, des bélemnites, des bivalves du genre *Pholadomya* et des articles de crinoïdes. L'ancienne appellation «chailles» pour les concrétions calcaires prête à confusion car elle implique une certaine teneur en silice. De véritables «chailles» siliceuses sont certes parfois présentes localement dans le Membre de Sornetan (AUFRANC et al. 2016a), elles sont cependant beaucoup plus rares que les concrétions calcaires à proprement parler (GYGI 2000a).

La Formation de Bärschwil a une épaisseur de près de 50–60 m au nord-ouest du territoire de la feuille Chasseral. Au Montoz, une diminution de son épaisseur (au moins 30 m) entre le flanc nord et le flanc sud est reconnaissable en se basant sur la largeur des combes correspondantes. Dans les Prés de la Montagne à l'ouest du col du Mont Crosin dans la chaîne du Montoz, elle atteint presque 12 m. Dans la partie occidentale de l'anticlinal du Chasseral, la Formation de Bärschwil mesure entre 0 et 1 m, un peu plus dans la partie orientale avec 0,8–1 m dans la carrière de la Tscharner (fig. 5, voir également photo de la jaquette) et 1,5 m dans celle de la Forêt de Châtel. Selon BOLLIGER & BURRI (1970) et ALLENBACH (2001), la cause de ce pincement est à mettre en relation avec un basculement vers le nord d'un compartiment de socle au tournant de l'Oxfordien précoce à l'Oxfordien moyen suivi de l'érosion de la Formation de Bärschwil au sud; une flexuration aurait ensuite mené à la subsidence du bassin du Membre d'Effingen (voir également GRUNER et al. 2013, fig. 3). Pour sa part, GYGI (2000a, 2012) explique la répartition des faciès au travers de la plateforme exclusivement par des apports argileux et une sédimentation lacunaire dans la partie distale du bassin, donc sans influence tectonique notable.

i_{5P} Formation du Pichoux

Oxfordien moyen

La Formation du Pichoux (BOLLIGER & BURRI 1970, GYGI 2000a) assure la transition entre la Formation de St-Ursanne, formée sur une plateforme carbonatée située au nord-ouest en dehors du territoire de la feuille (AUFRANC et al. 2016a, fig. 4) et le Membre de Birmenstorf (Formation de Wildegg) formé dans un bassin épicontinental à l'est. Au nord-ouest du territoire de la feuille Chasseral, la Formation du Pichoux est constituée d'une succession de près de 60 m d'épaisseur formée de bancs uniformes de calcaire micritique (fig. 5, 6) contenant des bioclastes gris brunâtre à gris clair et des silicifications blanchâtres en petit nombre. En outre, des niveaux marneux apparaissent dans sa partie inférieure. Sur et au nord de la Montagne du Droit (anticlinal du Montoz), la Formation du Pichoux recouvre le Membre de Sornetan de la Formation de Bärschwil avec une limite nette (AUFRANC et al. 2016a). Dans la carrière de la Tscharner, dans la partie orientale de l'anticlinal

Fig. 5: La limite Dogger/Malm dans la carrière de la Tscharner. Le Membre de Bollement (Formation d'Ifenthal, Callovien précoce) à patine brune et stratification oblique est surmonté par une mince bande argileuse sombre qui correspond au Membre à Renggeri (Formation de Bärschwil, Oxfordien précoce), ici d'épaisseur très réduite. Au-dessus viennent les calcaires beiges bien lités de la Formation du Pichoux (Oxfordien moyen). Coord. env. 2583.100/1224.975, vue en direction du sud. Photo R. Burkhalter, 2016.

du Chasseral, elle succède par une base tranchée au Membre à Renggeri dont l'épaisseur est fortement réduite.

En direction du sud-est, la teneur en marne de la Formation du Pichoux augmente légèrement tandis que l'épaisseur des bancs micritiques diminue, au même titre que la puissance de la formation. Elle atteint 30–40 m au Montoz, 25–30 m dans la partie occidentale de l'anticlinal du Chasseral et environ 27 m dans la carrière de la Tscharner et dans la cluse de Rondchâtel. Dans l'anticlinal du Chasseral, la base de la Formation du Pichoux rappelle le faciès du Membre de Birmenstorf (GYGI 2000a, fig. 39, 40). Ce dernier se caractérise par la présence d'éponges siliceuses et d'ammonites (*Dichotomosphinctes* sp.), une augmentation de la propor-

Fig. 6: Partie supérieure du Membre de Bollement (BOL; Formation d'Ifenthal), Formation du Pichoux (PIC; épaisseur 27 m) et partie inférieure, calcaire, du Membre d'Effingen (EFF; Formation de Wildegg) au niveau du front de taille oriental de la carrière de la Tscharner. Vue en direction du sud. Lignes traitillées = failles. Photo S. Volken, 2017.

Fig. 7: Eponges siliceuses articulées en forme d'assiettes (bandes grises au sein du calcaire beige) à la base de la Formation du Pichoux. Ce faciès correspond à celui du Membre de Birmenstorf (Formation de Wildegg), qui remplace la Formation du Pichoux plus à l'est (cf. GYGI 2000a, fig. 40). Carrière de la Tscharner (coord. env. 2583.140/1225.000). Photo R. Burkhalter, 2016.

tion de marne ainsi que par des indices de sédimentation réduite. De telles caractéristiques sont bien visibles dans la carrière de la Tscharner où les 4–5 bancs inférieurs de la Formation du Pichoux se trouvent dans le faciès de Birmenstorf. Ils contiennent de nombreuses éponges siliceuses articulées en forme d'assiettes (fig. 7), en partie sous la forme de petits biohermes, et des ammonites, et sont suivis de calcaire micritique bien lité du faciès du Pichoux proprement dit. Des résidus de tamisage des niveaux marneux basaux de la Formation du Pichoux provenant d'affleurements au nord de la Métairie du Milieu de Bienne contenaient beaucoup de débris d'échinodermes (plaques d'ophiures, épines d'astéries et radioles d'échinoïdes, sclérites d'holothuries) ainsi que des lenticulines et des spirillines. Dans le secteur Métairie du Milieu de Bienne – Pierrefeu, on trouve parfois, en plus des nombreuses térébratules et Périsphinctidés, de petits exemplaires d'ammonites des genres *Glochiceras*, *Ochetoceras* et *Trimarginites* (AUFRANC 1985).

Dans la partie orientale de l'anticlinal du Chasseral, un hard-ground constitue le toit de la Formation du Pichoux. Dans la carrière de la Tscharner, ce dernier contient des concrétions perforées remaniées atteignant jusqu'à 10 cm, constituées de calcaire micritique gris foncé et d'imprégnations rougeâtres. Dans la cluse de Rondchâtel, ce même niveau est encroûté et teinté de rouge; il contient des moules internes de bivalves foreurs constitués de sédiments limonitisés.

L'âge de la Formation du Pichoux dans la carrière de la Tscharner ne correspond pas à celui de l'ensemble de la Formation de St-Ursanne mais seulement à sa partie supérieure (B. Hostettler, comm. orale, cf. GYGI 2000a, fig. 40).

Formation de Wildegg
Oxfordien moyen – tardif

$i_{5\text{-}6E}$ *Membre d'Effingen*

Délimité le plus souvent par un chapelet de dolines, le Membre d'Effingen de la Formation de Wildegg succède à la Formation du Pichoux. Ce membre épais, riche en argile, se rencontre au sud-ouest du territoire de la feuille et se manifeste sur le terrain par des combes marécageuses dans lesquelles le sol a tendance à s'acidifier. Il en résulte des pâturages glissants de qualité plutôt médiocre et un peuplement d'arbres (épicéas) monotone, parsemé de bruyères. Les petits ruisseaux et les résurgences utilisées pour les abreuvoirs sont également typiques.

Le Membre d'Effingen est constitué d'argilite calcaire grise avec des bancs isolés de calcaire argileux dans lesquels apparaissent par endroit des niveaux réguliers de sable siliceux. Des Périsphinctidés, des bivalves des genres *Pholadomya*, *Goniomya*, *Pinna* entre autres et des débris d'échinodermes constituent la faune fossile, pauvre en espèces. Vers le toit de l'unité, les calcaires à patine rouille font place à des passées de tempestite (en partie avec des débris récifaux) à granulométrie grossière. L'épaisseur du Membre d'Effingen augmente du nord-ouest au sud-est sur le territoire de la feuille: elle atteint près de 20 m au nord-ouest, 60 m dans la chaîne du Montoz (anticlinal du Mont-Soleil) et 131 m, respectivement 120 m, dans les carrières de la Tscharner et de Rondchâtel où le membre affleure dans son intégralité (cf. fig. 2).

«Banc à Pecten» (ROTHPLETZ 1933): Ce niveau particulier, plus calcaire, intercalé dans le Membre d'Effingen, a été distingué lors des levés cartographiques des feuilles de l'Atlas géologique adjacentes au nord et à l'ouest, à savoir Bellelay-Saignelégier (AUFRANC et al. 2016a, b) et Les Bois. Cette succession de bancs durs souvent dégagés par l'érosion et constitués de calcaire micritique pauvre en fossiles n'est épaisse que de quelques mètres dans la chaîne des Places au nord de Tramelan (sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier). Elle s'épaissit fortement vers le sud, où elle peut dépasser 20 m, et forme une bande distincte autour de la colline du Georget; ce ressaut morphologique devient encore plus net sur toute la Mon-

tagne du Droit. Dans le flanc nord de la chaîne du Montoz (anticlinal du Mont-Soleil), on peut relever la coupe suivante au pt 1116 m au SSE du Mont-Tramelan (coord. 2570.910/1228.025), du nord au sud:

- Partie supérieure du Membre d'Effingen, formant une dépression marquée en avant de la Formation de Günsberg sus-jacente, env. 15 m.
- «Banc à Pecten»: calcaire micritique bien lité, pauvre en fossiles (mudstone/wackestone) avec des joints marneux. Il contient à sa base des débris coralliens en petit nombre et de petites silicifications. Crêt, env. 22 m d'épaisseur.
- Partie inférieure du Membre d'Effingen (pâturages).

Avec l'attribution stratigraphique correcte du «Banc à Pecten», on constate que la surface occupée par le Membre d'Effingen sur la Montagne du Droit est plus grande que celle figurant sur la carte de ZIEGLER (1956). Cet auteur avait considéré le «Banc à Pecten», contenant localement un peu de débris coralliens, comme «Séquanien» basal.

Sur la colline du Georget au nord du Mont-Tramelan, un peu plus vers l'intérieur de la plateforme, la distance séparant le «Banc à Pecten» de la Formation de Günsberg est très faible. Plus à l'intérieur encore, près du Peuchapatte à environ 3 km au sud-ouest des Breuleux (feuille Les Bois), la Formation de Günsberg semble succéder directement au «Banc à Pecten». Au nord et au nord-ouest de là, le «Banc à Pecten» fait défaut, en premier lieu vraisemblablement en raison de l'amincissement en coin du Membre d'Effingen (AUFRANC et al. 2016a, fig. 3, 5). D'autre part, l'épaisseur de la partie supérieure du Membre d'Effingen augmente de façon continue depuis le Georget vers l'est en direction du Montoz. Près de la cabane sur le Montoz (pt 1258 m), le «Banc à Pecten», épais de 10 m, dépasse du milieu du Membre d'Effingen épais lui d'env. 100 m. La question de savoir si le «Banc à Pecten» se manifeste au sud de la Suze reste sans réponse. La partie la plus basse du Membre d'Effingen est certes riche en calcaire dans les carrières à ciment de l'anticlinal du Chasseral situé à l'est, en particulier dans la carrière de la Tscharner (fig. 2, 6) où le faciès de cette succession de bancs calcaires rappelle fortement celui de la Formation du Pichoux sous-jacente; la corrélation avec le «Banc à Pecten» reste toutefois incertaine. Il en va de même pour la parallélisation avec deux successions de bancs calcaires comparables sur le plan lithologique, épaisses chacune de 10–15 m et situées 20 m, respectivement 45 m, au-dessus de la base du Membre d'Effingen dans la région de l'Obergrenchenberg (BURKHALTER 1989), près de 15 km en direction de l'ENE.

$i_{5\text{-}6G}$ Formation de Günsberg

Oxfordien moyen – tardif

La Formation de Günsberg est constituée pour l'essentiel de calcaire marneux à coraux ainsi que de calcaire biodétritique et oolitique (packstone et grainstone) et se caractérise dans son ensemble par une grande variabilité de faciès. Sur

le territoire de la feuille ici présente, sa limite supérieure a été placée à la base du Grüne Mumienbank, du fait qu'il est immédiatement suivi par les faciès du Membre de Röschenz de la Formation de Vellerat (voir plus bas) (cf. ALLENBACH 2001, GRUNER et al. 2013). La même délimitation a été utilisée sur la feuille Bellelay-Saignelégier adjacente au nord (AUFRANC et al. 2016a, b), contrairement à la feuille Moutier de l'Atlas géologique, adjacente au nord-est (PFIRTER et al. 1996, PFIRTER 1997, voir également GYGI 2000a, b, 2012).

Depuis l'angle nord-ouest du territoire de la feuille Chasseral, où elle atteint 15–20 m, l'épaisseur de la Formation de Günsberg augmente en direction de l'est et du sud-est: elle est épaisse d'env. 20 m sur la Montagne du Droit, d'env. 30 m sur le Montoz et de 35 m dans la carrière de la Tscharner et dans la cluse de Rondchâtel. Affleurant rarement de manière naturelle, on peut l'observer aisément dans les carrières de la partie nord de la cluse de Rondchâtel et dans la carrière de la Tscharner.

Au nord de l'anticlinal du Chasseral, la proportion de calcaire biodétritique et oolitique prédomine dans la Formation de Günsberg. A la bordure du territoire de la feuille, à l'WSW du Mont Crosin, une succession épaisse d'env. 6 m est entaillée dans un passage souterrain pour le bétail aux coord. 2567.700/1225.120. Elle est constituée de passées de tempestite contenant des débris récifaux grossiers tels que des fragments de coraux, d'échinodermes (radioles d'oursins en particulier) et de bivalves. Au pt 1116 m au SSE du Mont-Tramelan dans le flanc nord de la chaîne du Montoz (anticlinal du Mont-Soleil), la Formation de Günsberg est constituée principalement de calcaire oolitique (packstone et grainstone).

Dans les éboulis des combes de l'anticlinal du Chasseral, la Formation de Günsberg se distingue le plus souvent par la présence de blocs arrondis et décolorés de calcaire à coraux. La roche apparaît grise à l'affleurement, légèrement rougeâtre à la cassure; les débris de fossiles ou les petites nérinées dégagés par l'érosion confèrent à la roche une surface rugueuse.

Dans la carrière de Rondchâtel, la partie inférieure de la Formation de Günsberg est constituée principalement de calcaire à coraux recristallisés apparaissant sous forme de petits biohermes (patch reefs). Il s'agit entre autres de coraux durs des genres *Montlivaltia*, *Thecosmilia*, *Isastrea*, *Cryptocoenia*, *Calamophylliopsis* (B. Hostettler, comm. écrite). Les récifs sont entourés de calcaire biodétritique grossier (wackestone à floatstone) qui contient une faune riche en bivalves et échinoïdes ainsi que de nombreux brachiopodes. Certains fragments de crinoïdes présentent une coloration violette due à des pigments organiques fossiles («fringélite», cf. WOLKENSTEIN 2005). Les bioclastes sont souvent perforés et encroutés de tapis algaires et de Serpulidae. On y trouve également des poches marneuses contenant des oursins, entre autres des genres *Stomechinus* et *Hemicidaris* (B. Hostettler, comm. orale, voir également fig. 8). Une lentille de marne large de près de 5 m et épaisse de 3 m était présente dans la carrière voisine de la Tscharner. Elle se trouvait dans une poche ou dépression dans le calcaire, revêtue de microbialites bosselées.

Fig. 8: *Hemicidaris intermedia* (FLEMING, 1840), FPJ 2348. Face orale avec radioles primaires en place. Longueur de la plus grande radiole env. 13 cm. Récolté dans une lentille marneuse de la Formation de Günsberg dans la carrière de la Charuque à Reuchenette (feuille Büren a. A.). Ces lentilles et poches marneuses correspondent à des remplissages de chenaux dans la zone récifale; on en observe également dans la carrière de la Tscharner. Tiré de HOSTETTLER (2006, pl. 21).

RÖS
GÜN
EFF
STE
HMB
LAU
GMB
RÖS

Dans la carrière de Rondchâtel, la partie inférieure de la Formation de Günsberg, épaisse de 25 m, se termine par un hard-ground bosselé, recouvert d'une couche de charbon épaisse de quelques centimètres (GRUNER et al. 2013; ce dernier niveau fait défaut dans la carrière de la Tscharner). Elle est recouverte par 10 m de calcaire oolitique, en partie biodétritique, à patine claire, à cassure parfois gris-bleu et à stratification oblique (grainstone). Cette partie supérieure de la Formation de Günsberg (voir également fig. 2, 9) contient des niveaux de débris grossiers d'échinodermes, des radioles d'échinoïdes complètes et de petites nérinées; elle se termine à nouveau par un hard-ground bosselé avec une fine couche de charbon (GRUNER et al. 2013). Le charbon contient des restes végétaux attribués de manière incertaine au genre *Araucaria* et confirme ainsi une émersion temporaire (voir également fig. 10).

Formation de Vellerat
Oxfordien moyen – tardif

La Formation de Vellerat, épaisse de 45–60 m sur le territoire de la feuille Chasseral, documente des conditions lagunaires, de temps à autre saumâtres, et une émersion temporaire locale. Elle est subdivisée comme suit: le Membre de Röschenz à la base et une unité cartographique sus-jacente constituée des Membres du Hauptmumienbank, de l'Oolite rousse et de Bure. Le Membre de Röschenz s'est formé sur la plateforme située derrière la ceinture corallienne discontinue de la Formation de Günsberg et correspond à la partie plus proximale des apports siliciclastiques du Membre d'Effingen presque contemporain plus à l'est. Les Membres du Hauptmumienbank et de l'Oolite rousse forment un niveau plus résistant à l'érosion ressortant morphologiquement de manière distincte sur de grandes distances et constituant donc un excellent horizon repère pour la cartographie. Le Membre de Bure, marneux, n'apparaît que dans l'angle nord-ouest du territoire de la feuille.

$i_{5\text{-}6R}$ *Membre de Röschenz*

Le Membre de Röschenz («Couches à Natices» auct.), principalement marneux et affleurant rarement, est épais de 20 m au nord-ouest du territoire de la feuille Chasseral et de 25–28 m à l'est. Il commence par le Grüne Mumienbank (voir plus bas; ZIEGLER 1956) dont la tête de banc arrondie de faible épaisseur

Fig. 9: Succession stratigraphique depuis la partie supérieure du Membre d'Effingen (Formation de Wildegg, en bas à droite) jusqu'à la partie inférieure de la Formation de Balsthal (en haut à gauche). Flanc nord de l'anticlinal du Chasseral, front de taille oriental de la carrière de la Tscharner. EFF = Membre d'Effingen, GÜN = Formation de Günsberg, GMB = Grüne Mumienbank, RÖS = reste du Membre de Röschenz, HMB = Membres du Hauptmumienbank et de l'Oolite rousse, LAU = Membre de Laufon. Le décalage apparent des unités inférieures est dû à un effet de perspective. Photo S. Volken, 2017.

Fig. 10: Première phalange de l'os ptéroïde d'un ptérosaure encore non identifié trouvée à la base du Grüne Mumienbank (Membre de Röschenz, Formation de Vellerat) dans la carrière de la Charuque à Reuchenette (feuille Büren a. A.). Longueur de l'os 22,5 cm. Outre un autre os indéterminé (brun, en bas à gauche), de nombreux débris de bois carbonisé peuvent être reconnus dans une matrice constituée de sable calcaire. Le niveau fossilifère correspond à un dépôt terrestre ou côtier local (île?), dont on trouve encore des reliques dans la carrière voisine de la Forêt de Châtel, mais qui n'est plus présent dans la carrière de la Tscharner. Récolte C. Kunz, B. et R. Hostettler, préparation B. Hostettler, Photo A. Georgy, 1999.

correspond au premier horizon de référence pour la cartographie fiable au-dessus de la combe du Membre d'Effingen.

Des affleurements permanents du Membre de Röschenz n'existent que dans les carrières de Rondchâtel et de la Tscharner (fig. 9, 11). Dans la carrière de Rondchâtel, une succession épaisse de 11 m, constituée de calcaire oolitique à cassure verdâtre et de marne, affleure dans l'ancien tunnel à l'est de la cimenterie et de la route principale. Elle succède au Grüne Mumienbank épais d'env. 6 m et est recouverte d'une succession marneuse de 9 m d'épaisseur avec des bancs isolés de calcaire oolitique limonitisé légèrement crayeux (oomicrite). La partie inférieure verdâtre rappelle le faciès du Membre du Vorbourg situé plus au nord sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (cf. AUFRANC et al. 2016a, fig. 5). Dans l'anticlinal du Chasseral, cette succession marneuse forme constamment une terrasse entre la combe du Membre d'Effingen et le Membre du Hauptmumienbank. Dans le virage du chemin au pt 1204 m, au sud-est de la Ragie (coord. 2582.200/ 1228.235),

Fig. 11: Le Membre de Röschenz, avec (a) le Grüne Mumienbank à la base, (b) une partie médiane calcaire et (c) une partie supérieure marneuse. Carrière de la Tscharner, coord. 2583.275/1225.330. Epaisseur totale du Membre de Röschenz: 28 m. Vue en direction du sud-est. Photo A. Morard, 2017.

le Membre de Röschenz se désagrège et livre de nombreux fossiles, parmi lesquels des échinodermes et des moules internes de *Pholadomya* sp. et de *Phasianella* sp. Un affleurement comparable peut être observé à la lisière de la forêt aux coord. 2575.420/1228.400, à l'est de la Bise de Corgémont sur la Montagne du Droit.

Grüne Mumienbank: Dans la carrière de Rondchâtel, le Grüne Mumienbank est constitué de calcaire oncolitique (oncomicrite) dur, à cassure vert-olive, avec des oncoïdes beige clair arrondis ou lobés d'une taille de 1–5 cm (cf. fig. 12, voir également la couverture de la présente notice explicative). Un exemplaire trouvé aux coord. 2569.350/1220.060 sous la paroi rocheuse de la Cornette mesurait 7 cm. Les oncoïdes («momies») sont constitués de germes tels que fragments de coraux et de coquilles ou de minuscules nérinées, entourés de couches concentriques produites par des algues (cyanobactéries?). Les oncoïdes se sont surtout accumulés à la base du Grüne Mumienbank. Des gastéropodes, surtout *Phasianella* sp., des échinoïdes (*Hemitiaris stramonium*) et des nérinées apparaissent dans la matrice, de

Fig. 12: Le Grüne Mumienbank (Membre de Röschenz, Formation de Vellerat) à oncoïdes clairs lobés (cœurs constitués entre autres par des coraux ou des intraclastes) et de petits «coated grains» (ooïdes?) partiellement brun rouille dans une matrice micritique gris-verdâtre. Le Grüne Mumienbank doit son nom à la teinte verdâtre de sa matrice, qui n'est certes guère prononcée, mais est parfaitement caractéristique et facilement reconnaissable sur le terrain. Section polie, largeur env. 16 cm. Virage du chemin au nord de La Citerne (coord. 2577.070/1222.810). Photo A. Georgy, 2017.

même que des cavités de taille similaire issues vraisemblablement de la dissolution de coquilles de nérinées (ou de coraux). La teneur en quartz détritique atteint jusqu'à 10% (AUFRANC 1985). Le faciès du Grüne Mumienbank est très variable. Ainsi, il se manifeste au Charbonnet à env. 800 m au nord-est du col du Mont Crosin, sous la forme de calcaire micritique noir tacheté de rouille, tandis qu'il se compose de calcaire oncolitique avec une matrice sparitique au sud-ouest du virage de la route, au pt 750 m, dans la Forêt de Châtel. Au nord du Vallon de St-Imier, le Grüne Mumienbank n'apparaît qu'irrégulièrement, et au Montoz il n'affleure que dans le flanc sud (il n'y a toutefois pas été cartographié pour des raisons de place).

Membres du Hauptmumienbank (Oolite nuciforme) et de l'Oolite rousse

Le Membre du Hauptmumienbank (Oolite nuciforme) et le Membre de l'Oolite rousse forment, en raison de leur dureté et de leur résistance à l'érosion, un relief morphologique distinct qui s'étend bien au-delà du territoire de la feuille Chasseral. Il convient parfaitement comme horizon de référence pour la cartographie géologique. En raison de leurs faibles épaisseurs respectives, ces deux membres n'ont pas été cartographiés séparément.

Au nord-ouest du territoire cartographié, le Membre du Hauptmumienbank a une épaisseur de 10 m; près de Rondchâtel elle atteint 7 m. Il s'agit d'un calcaire oncolitique (oncomicrite) en gros bancs. La cassure de la roche est beige et montre des oncoïdes beige clair à brun pâle, souvent arrondis ou plus rarement lobés, d'une taille allant de 1–2 cm jusqu'à 3 cm (p. ex. à Rondchâtel). Des germes tels que des fragments de coraux et de bivalves ou de petits gastéropodes sont visibles au cœur des oncoïdes. Sur le territoire de la feuille Chasseral, ces «momies» apparaissent souvent en grand nombre, disposées en couches à l'intérieur et surtout à la base du Membre du Hauptmumienbank. La matrice, pauvre en quartz, contient peu de fossiles (bivalves, éléments de squelettes d'échinodermes et foraminifères, dans la partie supérieure aussi des térébratulidés).

Le Membre de l'Oolite rousse mesure 8–15 m et est constitué de calcaire oolitique (oomicrite) à patine rouge-brun et cassure bleu-gris, lité ou plaqueté, localement avec des niveaux marneux. Au nord-ouest de la Suze, il succède sans limite nette au Membre du Hauptmumienbank; les deux lithologies peuvent aussi apparaître interstratifiées. Les Franches Montagnes au nord et au nord-ouest du territoire de la feuille (feuille de l'Atlas géologique Bellelay-Saignelégier) représentent la zone d'extension principale du Membre de l'Oolite rousse. Dans l'anticlinal du Chasseral et au Montoz, un calcaire oolitique marneux (wackestone) épais de près de 12 m, à patine rougeâtre et cassure gris foncé, avec des niveaux de lumachelle, succède au Membre du Hauptmumienbank. A noter que seule la moitié supérieure de l'unité présente le faciès typique de l'Oolite rousse (GRUNER et al. 2013, fig. 4, voir également JORDAN 1999).

i_{6Bu} *Membre de Bure*

Le Membre de Bure affleure rarement. Il est constitué de marne calcaire noduleuse brun-jaune. Sur le territoire de la feuille Chasseral, il ne s'étend qu'au nord-ouest d'une ligne Mont-Soleil – Tramelan (ZIEGLER 1956) au-dessus du Membre de l'Oolite rousse.

Le Membre de Bure est représenté sur la carte par une couleur de fond gris-olive, le Membre du Hauptmumienbank sous-jacent (Membre de l'Oolite rousse inclus) avec la même couleur de fond et un pointillé bleu foncé en surcharge. Là où la largeur d'affleurement du Membre du Hauptmumienbank et du Membre de Bure est réduite, la représentation du Membre du Hauptmumienbank en tant qu'horizon repère a été retenue pour des raisons de lisibilité. Dans ce cas, le Membre de Bure – dans les limites de son extension géographique – est confondu cartographiquement avec le Membre du Hauptmumienbank.

i_{6Ba} Formation de Balsthal
Oxfordien tardif – Kimméridgien précoce

La Formation de Balsthal, épaisse au total d'env. 60 m, se compose du Membre du Steinibach, de faible épaisseur et dont l'extension géographique est restreinte à l'est du territoire de la feuille, ainsi que des Membres de Laufon et de Ste-Vérène.

Membre du Steinibach

Dans la cluse de Rondchâtel et dans la carrière de la Tscharner, une petite intercalation, épaisse d'env. 4–5 m (fig. 2, 9), apparaît entre le Membre de Röschenz et le Membre du Hauptmumienbank sous la forme d'une succession constituée principalement de calcaire oolitique (grainstone) à stratification oblique (fig. 13; GRUNER et al. 2013, fig. 4). Il s'agit du Membre du Steinibach, l'équivalent distal du Membre du Hauptmumienbank (GYGI 2000a, fig. 39). En raison de sa faible épaisseur, il ne peut être représenté à l'échelle de la carte et a donc été cartographié comme partie du Membre de Röschenz (Formation de Vellerat) sur la feuille Chasseral.

Membre de Laufon [Laufen-Member]

De par sa lithologie plutôt monotone le Membre de Laufon («Calcaires à Humeralis» auct., ZIEGLER 1956), épais de 25–30 m sur le territoire de la feuille Chasseral, ne rappelle guère la succession diversifiée et bariolée de la localité-type. Au Mont Sujet, le Hauptmumienbank est recouvert de calcaire oolitique (oomicrite) massif rougeâtre, parfois oncolitique, qui passe dans l'anticlinal du Chasseral à un calcaire micritique gris en bancs réguliers, pauvre en fossiles, avec des niveaux riches en fragments d'huîtres et des niveaux marneux. Des traces de bioturbation jaunâtres sont fréquentes à la surface des couches. A la base du Membre de Laufon et env. 5 m plus haut dans la succession, les deux «bancs à momies accessoires» («akzessorische Mumienbänke») ne contenant que peu d'oncoïdes apparaissent de manière isolée (ZIEGLER 1956). Dans le versant nord-est du Pré aux Auges, à l'extrémité supérieure de la Combe Grède, de grands fragments remaniés d'env. 5 cm de calcaire micritique brun foncé apparaissent dans un banc; ils ressemblent à des cailloux noirs. Dans la crête de l'anticlinal du Chasseral, entre Saesseli du Haut et Les Coperies au sud de la Heutte, un paquet de calcaire marneux altéré, d'aspect «schisteux», forme la partie inférieure du Membre de Laufon. Plus au nord, en particulier au nord du Vallon de St-Imier, le calcaire micritique du Membre de Laufon présente souvent des amas de limonite sur les plans de faille.

La faune fossile est pauvre et se résume à des huîtres, des *Pholadomya* sp., plus rarement des oursins, des Serpulidae et le petit brachiopode *Zeillerina astartina*.

Fig. 13: Stratification oblique caractéristique du Membre du Steinibach (Formation de Balsthal). Carrière de la Tscharner, coord. 2583.275/1225.330. Epaisseur du Membre du Steinibach: 4 m. Photo A. Morard, 2017.

Membre de Ste-Vérène

Le Membre de Ste-Vérène, épais de 30–35 m sur le territoire de la feuille, est une unité constituée en grande partie de calcaire oolitique crayeux. Il affleure dans son intégralité à l'est de la route principale près de la cimenterie dans la cluse de Rondchâtel. Au-dessus des bancs anguleux (pouvant atteindre 2 m d'épaisseur) du Membre de Laufon, le Membre de Ste-Vérène débute par un calcaire massif, blanc, avec des fissures arquées et de grands ooïdes hémisphériques apparaissant en relief à la surface des cassures. Dans l'ensemble, sur le territoire de la feuille Chasseral, sa partie inférieure est une oomicrite modérément résistante à l'érosion, qui devient plus crayeuse dans la partie supérieure et se termine par un calcaire biodétritique grossier (rudstone, oo-biosparite) présentant des phénomènes de (dé-)dolomitisation. A la suite de processus diagénétiques, les structures sédimentaires primaires, et partiellement aussi les grains constitutifs, ne sont plus reconnaissables macroscopiquement. La partie supérieure du Membre de Ste-Vérène s'érode de manière préférentielle, en particulier dans les parois rocheuses où ce niveau forme souvent

Fig. 14: Membre de Ste-Vérène avec fragments perforés de coraux et intraclastes à encroûtement fin dans une masse oosparitique claire. Section polie; largeur env. 12 cm. Carrière de la Charuque à Reuchenette (feuille Büren a.A.). Photo A.Georgy, 2017.

une vire blanche sous la base tranchée des bancs proéminents de la base de la Formation de Reuchenette.

Les fossiles typiques sont des bioclastes arrondis de nérinées et de coraux – parfois en colonies de la taille d'une tête –, plus rarement des parties radiculaires de crinoïdes, des algues vertes, des foraminifères et des *Cladocoropsis mirabilis*. Des intraclastes et des oncoïdes sont aussi fréquents (fig. 14).

Le Membre de Ste-Vérène fait déjà partie du Kimméridgien précoce (GYGI 2000a, GYGI & MORARD 2015).

i_7 Formation de Reuchenette
Kimméridgien

La Formation de Reuchenette a été définie et décrite par THALMANN (1966) à partir des carrières à ciment abandonnées d'Arvel et de la Charuque dans la cluse de Rondchâtel, environ 1 km à l'est du territoire de la feuille Chasseral. En superficie, c'est l'unité stratigraphique la plus étendue sur le territoire de la feuille. Sa puissance atteint près de 160–170 m (voir également ANTENEN 1995, fig. 4); une valeur localement plus élevée peut cependant résulter du fauchage des couches, comme c'est le cas dans le flanc nord vertical de la chaîne du Montoz où l'épaisseur apparente atteint près de 300 m. La Formation de Reuchenette est constituée pour l'essentiel de gros bancs de calcaire micritique compact, souvent bioturbé, stratifié de manière régulière. Sa base contraste nettement au-dessus du Membre de Ste-Vérène massif et crayeux de la Formation de Balsthal. La Formation de Reuchenette contient dans sa partie supérieure à patine presque blanche, plusieurs bancs à nérinées. Le nombre et la taille des individus trouvés dans le Banc à Nérinées du sommet (Grenznerineenbank), au toit de la formation, sont supérieurs à ce qui s'observe dans les autres bancs similaires sous-jacents. La Formation de Reuchenette est ainsi définie seulement par ses limites et non par son contenu. Cela rend sa délimitation plus difficile lorsque les conditions d'affleurement sont défavorables, comme c'est le cas là où la partie inférieure de l'unité contient du calcaire oolitique (surtout dans les chaînes méridionales) ou lorsque le toit formé par le Banc à Nérinées du sommet ne contient que peu de gastéropodes. Plusieurs horizons marneux successifs apparaissent vers le nord et le nord-ouest dans la Formation de Reuchenette (AUFRANC et al. 2016a) et permettent une subdivision de la formation dans la région Clos du Doubs – Ajoie (COMMENT et al. 2011, 2015). Parmi ces horizons marneux, seul le Membre du Banné (voir plus bas) apparaît localement dans la partie nord du territoire de la feuille.

L'attribution chronologique de la Formation de Reuchenette au Kimméridgien repose sur de rares découvertes d'ammonites en dehors du territoire de la feuille Chasseral. Au moyen de l'analyse des microfaciès et de la stratigraphie minérale, MOUCHET (1995, 1998) a identifié deux horizons de corrélation régionaux: l'un à la base du Membre du Banné (confirmation remise en question) et l'autre à la base du Banc à Nérinées du sommet, respectivement à la base des Marnes à Virgula supérieures (Formation du Twannbach, voir plus bas). JANK (2004) et JANK et al. (2006) ont réétudié la Formation de Reuchenette en Ajoie et ont pu dater la succession grâce à la découverte d'ammonites. Finalement, COMMENT et al. (2011, 2015) ont instauré une nomenclature actuelle pour les membres et couches informelles de la Formation de Reuchenette en Ajoie. Il n'est pratiquement pas possible de suivre la subdivision de la Formation de Reuchenette sur le territoire de la feuille Chasseral en raison de l'absence d'horizons repères (intervalles marneux surtout). Pour la parallélisation lithostratigraphique régionale, des horizons conte-

nant des Dasycladacées telles que *Campbelliella striata* et *Clypeina jurassica* peuvent être utilisés. Il en va de même avec *Cladocoropsis mirabilis*, dont un horizon marque la base de la Formation de Reuchenette dans l'anticlinal du Mont Sujet et dans le flanc sud de l'anticlinal du Chasseral, tandis qu'un autre horizon apparaît 20–25 m en dessous du Banc à Nérinées du sommet (THALMANN 1966). Enfin, *Cladocoropsis mirabilis* est fréquent à la base ou à l'intérieur du Banc à Nérinées du sommet lui-même.

Au sud-est de la Heutte, le long du sentier forestier montant vers l'ouest au-dessus de la jonction autoroutière, des empreintes de sauriens affleurent à trois endroits dans la partie supérieure de la Formation de Reuchenette fortement inclinée en direction du nord (HAUSER 1994): une piste comportant plusieurs empreintes postérieures arrondies d'un grand sauropode – ces traces recouvrant probablement les empreintes antérieures – se trouve aux coord. 2584.250/1226.120. L'endroit se situe stratigraphiquement environ 10 m en dessous du Banc à Nérinées du sommet. Une situation semblable existe aux coord. 2584.540/1226.220 où l'on trouve en plus une empreinte isolée à trois doigts appartenant à un théropode.

Sur le territoire de la feuille et ses environs proches, la Formation de Reuchenette affleure bien aux endroits suivants:

- A la localité-type et à ses environs immédiats, avec une coupe complète de la Formation de Reuchenette dans les carrières de la cluse de Rondchâtel. Dans la carrière d'Arvel (coord. 2585.795/1226.465), la vire jaune des Marnes à Virgula supérieures attire l'attention dans la paroi rocheuse (voir GRUNER et al. 2013).
- Dans la carrière Huguelet (Les Combattes) une grande partie de la Formation de Reuchenette affleure à environ 1,2 km au sud-est de Tramelan. Des restes de tortue *Plesiochelys* sp. y ont été découverts (B. Hostettler, comm. écrite).
- La partie supérieure de la Formation de Reuchenette et la transition vers la Formation du Twannbach sont visibles dans la carrière de la Fin des Chaux, à environ 1,2 km au sud-est des Breuleux.
- Depuis le point de vue de la Corne (pt 1333 m) au-dessus de la Combe Grède toute la Formation de Reuchenette peut être observée suivant un profil d'érosion naturel.

Membre du Banné

Le Membre du Banné (GYGI 2000a, fig. 40; Marnes du Banné, «Marnes à Ptérocères» auct.) se trouve du point de vue stratigraphique dans la moitié inférieure de la Formation de Reuchenette. Il apparaît de manière isolée au nord de la Suze mais n'affleure vraiment bien nulle part sur le territoire de la feuille.

Banc à Nérinées (du sommet) [Grenznerineenbank]

Un banc contenant des nérinées, *Trichites* sp. et plus rarement des débris de coraux, souvent terminé par un hard-ground encroûté, perforé et en partie de couleur rouille, clôt la Formation de Reuchenette sur l'ensemble du territoire de la feuille. Il s'agit du Banc à Nérinées du sommet (FREI 1925). Les composants sont par endroits liés par du ciment sparitique.

Le Banc à Nérinées du sommet est bien visible aux endroits suivants sur le territoire de la feuille Chasseral:

- Dans une entaille faite sur le côté sud-ouest de la grande salle de sport de la Fin du Monde, son épaisseur atteint 2–3 m.
- Près de Pentier au Mont Sujet, le chemin traverse le Banc à Nérinées du sommet à patine brune juste après l'embranchement dans le virage (coord. 2574.900/1219.130).
- Dans la paroi rocheuse au-dessus d'Orvin, le Banc à Nérinées du sommet fortement altéré, contenant des nérinées dont la taille peut atteindre 15 cm, est traversé par la voie d'escalade à une altitude d'env. 865 m. Environ 1,2 km plus à l'ouest, le chemin forestier qui se termine au pt 990 m au-dessus d'Orvin, recoupe une coupe complète à travers le Banc à Nérinées du sommet et les Marnes à Virgula supérieures (voir plus bas) à une altitude d'env. 985 m. Des bancs de calcaire micritique épais de plusieurs mètres, à patine claire, contenant également des nérinées sont présents en dessous du véritable Banc à Nérinées du sommet oosparitique, de teinte brunâtre et contenant les grandes nérinées. Ce dernier est ensuite recouvert de 2 m de marne avec des bancs arénitiques et des *Nanogyra virgula*.

i_8 Formation du Twannbach

Kimméridgien tardif – Berriasien précoce

La Formation du Twannbach (HÄFELI 1964b, 1966), épaisse de 80–110 m, est constituée principalement de calcaire, le plus fréquemment en bancs minces, souvent légèrement dolomitique. Au nord de la zone d'extension des sédiments crétacés (voir plus bas), sa limite supérieure est tronquée par l'érosion; par conséquent, sa puissance diminue de là en direction du nord.

A la transition entre les Formations de Reuchenette et du Twannbach, les Marnes à Virgula supérieures ont été datées du Kimméridgien tardif (GYGI 1995, p. 50), ce qui a incité divers auteurs (comme STRASSER 2007, COMMENT et al. 2011, 2015) à rattacher ces marnes à la Formation de Reuchenette. Toutefois, sur la feuille Chasseral, les Marnes à Virgula supérieures sont attribuées à la Formation du Twannbach en se basant sur la définition originelle de THALMANN (1966) qui a explicitement désigné le Banc à Nérinées du sommet comme toit de la Formation de Reuchenette (voir également RAMEIL 2005, AUFRANC et al. 2016a, b). Sur la base de réflexions lithostratigraphiques et ainsi du point de vue du géologue cartographe, la limite inférieure plus tranchée des Marnes à Virgula supérieures est plus appropriée pour délimiter les Formations de Reuchenette et du Twannbach. De plus, la base des Marnes à Virgula supérieures peut être suivie distinctement aussi bien sur le terrain que sur le modèle altimétrique numérique, contrairement à leur limite supérieure plutôt floue.

Dans l'anticlinal du Mont Sujet et dans le flanc sud de l'anticlinal du Chasseral, la Formation du Twannbach débute par un calcaire micritique lité, en partie arénitique, avec des amas de limonite sur les plans de faille («Calcaire moucheté» ou «Fleckenkalk», RYNIKER 1923, FREI 1925). Dans le flanc nord de l'anticlinal du Chasseral, parallèlement à l'augmentation d'épaisseur des Marnes à Virgula supérieures de la base de la formation (voir plus bas), ce niveau passe à des bancs

marneux peu épais ou plaquetés, avec intercalation de bancs massifs de calcaire micritique qui rappelle le faciès des calcaires de la Formation de Reuchenette. Finalement apparaissent à la partie supérieure de ce niveau des paquets de laminite calcaire s'érodant de manière préférentielle, s'amincissant en biseau, et à la surface desquels s'observent souvent des dendrites («plaques à pinces de crustacés» ou «Krebsscherenplatten», FREI 1925). La Formation du Twannbach passe ensuite sur l'ensemble du territoire de la feuille à un faciès de plage légèrement dolomitique avec des rides de vague et des fentes de dessiccation indiquant des phases d'émersion passagère. Les Dasycladacées indiquent un milieu de dépôts hypersalin, les ostracodes et coprolites (HÄFELI 1966) quant à eux, un milieu de plus en plus saumâtre. Le Calcaire saccharoïde (voir plus bas) constitue le toit de la Formation du Twannbach.

JENNY (1924) et LÜTHI (1954) mentionnent des coupes de la Formation du Twannbach dans la région du Chasseral, ZIEGLER (1956) dans la région située au nord de la Suze. Dans le Vallon de St-Imier, une coupe typique se trouve en dessous de la ferme de la Mi Côte aux coord. 2573.800/1224.700 (AUFRANC 1985): au-dessus des Marnes à Virgula supérieures épaisses de 1,2 m se trouve env. 30 m de calcaire micritique bien stratifié, à cassure grise avec des amas de limonite et des intercalations marneuses qui disparaissent vers le haut. Un paquet d'env. 35 m de laminite calcaire légèrement dolomitique leur succède, interrompu par un banc intercalaire d'env. 15 m de calcaire biomicritique massif avec des spicules d'éponges. Le Calcaire saccharoïde sus-jacent s'érode de manière préférentielle et n'affleure que rarement. Du fait de l'épaisseur totale de 80–100 m de la Formation du Twannbach constatée dans la coupe de la Mi Côte, la valeur indiquée de 140 m par ZIEGLER (1956) pour le nord-ouest du territoire de la feuille semble trop élevée.

Dans une carrière entre-temps abandonnée et comblée aux coord. 2584.600/1222.500, au nord-ouest d'Evilard, des restes d'un *Cricosaurus suevicus* (crocodylomorphe marin) ont été trouvés (RIEPPEL 1979).

Une ammonite du genre *Gravesia* (?), découverte 35 m au-dessus du Banc à Nérinées du sommet par M. Antenen à la bordure orientale des Gorges du Taubenloch (HÄFELI 1966), confirmerait l'âge tithonien de la Formation du Twannbach (voir également CONTINI 1976) au-dessus des Marnes à Virgula supérieures. Comme mentionné plus haut, les Marnes à Virgula supérieures ont été datées du Kimméridgien tardif. Le toit de la Formation du Twannbach daterait quant à lui du Crétacé (Berriasien précoce, voir STRASSER et al. 2016).

Marnes à Virgula supérieures

Les Marnes à Virgula supérieures sont constituées de marnes de couleur jaune rougeâtre truffées des petites huîtres *Nanogyra virgula*. Elles apparaissent au nord de la ligne Lamboing–Orvin et leur épaisseur croît en direction du nord – avec augmentation parallèle des intercalations calcaires (cf. fig. 15) – pour atteindre

Fig. 15: Un banc calcaire des Marnes à Virgula supérieures (Formation du Twannbach) avec pavage de coquilles de *Nanogyra virgula*. Surface d'altération nettoyée au jet à haute pression; largeur env. 20 cm. Bloc récolté dans un couloir d'éboulis au sud-est des Reussilles (feuille Bellelay-Saignelégier), légèrement en aval d'un affleurement en place (coord. env. 2573.330/1218.120). Photo A. Georgy, 2017.

plusieurs mètres. Dans la tranchée ferroviaire à l'ouest de la Chaux-des-Breuleux (coord. approx. 2569.175/1230.035), elles atteignent même une épaisseur proche de 10 m sous la forme d'une alternance de calcaire et de marne. Dans l'anticlinal du Lac (p. ex. Gorges du Taubenloch, feuille Büren a. A.), les Marnes à Virgula supérieures ne sont présentes que sous la forme d'un pavage de coquilles. Localement, elles semblent manquer complètement, comme au Fornel du Haut, à l'ouest du col du Chasseral et dans la carrière de la Fin des Chaux près des Breuleux (coord. 2568.070/1228.550; fig. 16), à 1,8 km à peine de l'affleurement mentionné près de la Chaux-des-Breuleux.

i_{8s} *Calcaire saccharoïde*

Le Calcaire saccharoïde (RYNIKER 1923), épais d'env. 10 m, vacuolaire, presque stérile, de couleur rougeâtre à verdâtre et à patine foncée, termine la Formation du Twannbach. Il s'agit d'un calcaire recristallisé qui, pour cette raison, rappelle par-

Fig. 16: Limite entre la Formation de Reuchenette (gros bancs de la moitié gauche de l'image) et la Formation du Twannbach (bancs fins de la moitié droite de l'image) dans la carrière de la Fin des Chaux aux Breuleux (Petit Crêt; coord. 2568.070/1228.590, vue en direction du sud-ouest). Les Marnes à Virgula supérieures (Formation du Twannbach), qui atteignent le plus souvent une épaisseur de plusieurs mètres au nord-ouest du territoire de la feuille Chasseral, sont absentes dans la localité illustrée ici. Photo J. Aufranc, 2016.

fois l'aspect d'un pain de sucre. Sur le territoire de la feuille, il succède souvent à un banc oolitique. Au nord de Villeret, dans des tranchées de pose de conduite, il affleurait sous la forme d'un calcaire grossièrement recristallisé, rouge-brun, plaqueté. A d'autres endroits, il devient massif. Le toit du Calcaire saccharoïde peut ressembler à de la cornieule (RAMEIL 2005) avec de petits cailloux noirs ou bréchiques et des intraclastes remaniés, issus du niveau sous-jacent. Il correspond alors au «Calcaire âpre» (RYNIKER 1923, FREI 1925), tel qu'il apparaît par exemple dans la baie de Bienne, entre le portail du tunnel CFF et la Formation du Goldberg complètement emmurée (voir plus bas), à environ 100 m en direction de l'ouest. Observé depuis la digue du lac ce niveau se distingue nettement du calcaire gris clair sous-jacent grâce à son recouvrement par des lichens noirs. Une couche ressemblant au «Calcaire âpre» (fig. 17) est aussi recoupée par un chemin forestier dans la Forêt de Londonvilier aux coord. 2581.280/1226.060. Le «Calcaire âpre» semble n'apparaître que localement sur le territoire de la feuille Chasseral; le Calcaire saccharoïde peut quant à lui faire parfois défaut.

Fig.17: «Calcaire âpre» (Formation du Twannbach) avec niveaux stromatolitiques tordus et brisés. Section polie, largeur de l'échantillon env. 8 cm. Forêt de Londonvilier (coord. 2581.280/1226.060). Photo A. Georgy, 2017.

CRÉTACÉ

Sur le territoire de la feuille Chasseral, les dépôts du Crétacé ne sont préservés qu'à l'ouest et au sud d'une ligne Bienne–Cormoret (cf. Esquisse tectonique 1:200000). L'affleurement encore accessible le plus à l'est dans la chaîne du Jura se trouve dans le flanc nord de l'anticlinal du Lac, près du Lyssersbrunne (coord. 2585.920/1223.630) au sud de Frinvillier (ANTENEN 1996, feuille Büren a. A.). Les affleurements du Sidérolithique (voir plus bas) livrent des indices sur l'extension initiale des dépôts du Crétacé, avant les phases d'émersion et d'érosion allant du Paléocène à l'Eocène. Ils contiennent des dépôts résiduels d'altération de la succession crétacée (p. ex. le gisement de hupper près de Longeau BE, feuille Büren a. A., voir GRUNER et al. 2013, et au Fuet, coord. approx. 2580.200/1232.750, feuille Bellelay-Saignelégier, voir AUFRANC et al. 2016a).

La plus grande étendue de dépôts du Crétacé sur le territoire de la feuille se trouve au nord du lac de Bienne. Ils affleurent presque sans interruption sur la rive nord du lac et dans la forêt de Nidau, où ils atteignent une altitude de plus de 700 m, ainsi qu'à l'ouest et au nord de la vieille ville de Bienne. De petits affleurements du

Crétacé se trouvent à l'entrée ouest de l'étroite vallée Lamboing–Orvin au pied du Mont Sujet, aux coord. 2579.130/1219.875 et sur le versant opposé également. Dans le versant nord du Chasseral à la tectonique complexe, les dépôts du Crétacé sont préservés dans divers petits synclinaux; la meilleure coupe cohérente se trouve dans le vallon au sud de la Métairie de Graffenried Dessous. D'autres affleurements, souvent perturbés par la tectonique, se trouvent au-dessus du grand chevauchement à la bordure sud du Vallon de St-Imier. La succession du Crétacé s'étend finalement au pied de l'anticlinal du Mont Crosin (chaîne du Montoz) entre Villeret et Cormoret où elle se termine de manière abrupte aux coord. 1270.720/1224.750.

Les travaux sur le Crétacé du territoire de la feuille Chasseral et ses environs proches proviennent de BAUMBERGER (1901), RYNIKER (1923; entre autres «Hauterivientaschen»), JENNY (1924, cartographie), FREI (1925), LÜTHI (1954, cartographie), HÄFELI (1964b, 1966, couches limites Jurassique/Crétacé), SCHÄR (1967, pétrographie sédimentaire), STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971, stratigraphie), PERSOZ & REMANE (1976, stratigraphie minérale) ainsi que de A. Strasser et ses coauteurs respectivement élèves (STRASSER & DAVAUD 1983, STRASSER 1987, 1988, PASQUIER 1995, PASQUIER & STRASSER 1997, TRESCH 2007, TRESCH & STRASSER 2010 entre autres; stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie ainsi que sédimentologie principalement). Une très bonne vue d'ensemble de la lithostratigraphie et de la nomenclature lithostratigraphique harmonisée des sédiments du Crétacé dans le Jura suisse est proposée par STRASSER et al. (2016).

c_{1G} Formation du Goldberg

Berriasien précoce–moyen

La première unité du Crétacé est la Formation du Goldberg («Purbeckien», respectivement «faciès purbeckien» auct.) qui a été définie par HÄFELI (1964b, 1966) dans la carrière abandonnée du Goldberg entre Vigneules et Riedli près de Bienne (coord. 2583.825/1220.325). Les affleurements de la localité-type ont depuis lors disparu. Cette formation s'érode de manière préférentielle et forme la «combe purbeckienne», à la limite entre le Jurassique et le Crétacé au-dessus de la rive nord du lac de Bienne, ainsi que près de la route cantonale à l'est de Villeret. Elle est souvent cachée derrière des murs de soutènement, comme entre la carrière du Goldberg et le portail du tunnel de la ligne CFF Bienne–Neuchâtel.

La Formation du Goldberg est épaisse de 10–17 m au bord du lac de Bienne et d'env. 10 m plus au nord-ouest. Elle est constituée d'une alternance marno-calcaire à dominante marneuse, souvent de couleur gris verdâtre, et se caractérise par une grande diversité de faciès qui reflète une fluctuation entre des milieux lacustres, saumâtres, marins normaux et hypersalins. Des cailloux noirs et des caliches témoignent d'une exposition subaérienne temporaire (HÄFELI 1966, STRASSER & DAVAUD 1983). Des niveaux dolomitiques sont présents, de même que des horizons de conglomérats intraformationnels et des brèches d'effondrement (STRASSER et

al. 2016). Une description détaillée des microfaciès de l'affleurement de Riedli près de Bienne est donnée par MOJON & STRASSER (1987) et MOJON (2002) (voir également HÄFELI 1966). L'affleurement de la carrière Im Rusel entre Vigneules et Alfermée est décrit par PASQUIER (1995) et TRESCH (2007).

Des affleurements naturels de la Formation du Goldberg n'existent pratiquement pas; seuls des niveaux relativement durs et isolés sont parfois mis en relief par l'érosion. Sur la bordure ouest du territoire de la feuille, au sud-ouest du Fornel du Haut, de petits bancs de cornieule épais de 5–10 cm alternant avec des niveaux de marnes tachetés jaune-rose ont été mis au jour dans les années 1990 aux coord. approx. 2567.500/1218.120 au-dessus du chevauchement. Dans le talus au-dessus du chemin menant de la Vieille Vacherie à la Métairie de Graffenried Dessous, des blocs de cornieule feuilletée affleurent aux coord. approx. 2571.000/1222.800. Un grand bloc de cornieule d'env. 0,5 m contenant des chailles grises se trouve dans le vallon à l'est de la Vieille Vacherie, aux coord. approx. 2570.590/1222.730. Il pourrait également provenir de la Formation du Goldberg. LÜTHI (1954) a décrit à partir du même bord de chemin, mais sans localisation précise, une coupe mesurant 10 m entre le Calcaire saccharoïde (Formation du Twannbach) et la Formation de Pierre-Châtel (voir plus bas). La Formation du Goldberg y apparait sous la forme de marnes grises avec des niveaux calcaires contenant des vacuoles et des cailloux noirs ainsi que des niveaux de dolomie cellulaire altérée. Les sites entrant en ligne de compte sont cependant aujourd'hui fortement altérés.

La Formation du Goldberg a été datée du Berriasien précoce–moyen à l'aide d'ammonites, de characées et d'ostracodes (MOJON & STRASSER 1987, MOJON 2002, voir également STRASSER et al. 2016).

c_{1P} Formations de Pierre-Châtel et de Vions

Berriasien moyen–tardif

Les conditions d'affleurement sur le territoire de la feuille ne permettent pas de cartographier séparément la Formation de Pierre-Châtel (STEINHAUSER & LOMBARD 1969) et la Formation de Vions (STEINHAUSER & LOMBARD 1969), elles ont été regroupées pour cette raison en une seule unité cartographique sur la feuille Chasseral. La Formation de Pierre-Châtel est constituée à sa base par la «Mergel-und Kalkzone» définie par HÄFELI (1964b, 1966) dans la carrière du Goldberg, respectivement par l'«Unité inférieure oolithique» (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971), et à son sommet par l'«Unité moyenne calcaire massive» (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971). La Formation de Vions, qui n'apparaît que sous une forme réduite sur le territoire de la feuille Chasseral, correspond à l'«Unité supérieure gréseuse» (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971).

L'«Unité moyenne calcaire massive» et l'«Unité supérieure gréseuse» forment ensemble le «Marbre bâtard» sensu STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971, fig. 2, voir également REMANE 1982) («Marbre bâtard» neuchâtelois), qui a une extension

stratigraphique moins importante que celle du «Marbre bâtard» défini par DESOR (1854) (STRASSER et al. 2016, tab. 1).

Les Formations de Pierre-Châtel et de Vions atteignent ensemble une épaisseur de 25–40 m au bord du lac de Bienne et d'env. 20 m au nord-ouest du flanc sud de l'anticlinal du Chasseral. La base de la Formation de Pierre-Châtel à patine jaune-brun se caractérise par une surface de transgression nette, en partie avec un conglomérat de base (HÄFELI 1966, PASQUIER 1995, TRESCH 2007, TRESCH & STRASSER 2010). La partie inférieure de l'unité, l'«Unité inférieure oolithique», est constituée principalement de calcaire oolitique et bioclastique (packstone et grainstone). Dans la région de Bienne, des niveaux marneux apparaissent aussi dans ces niveaux («Mergel- und Kalkzone»). Dans l'«Unité moyenne calcaire massive», la partie supérieure de la formation, la proportion de calcaire micritique est plus élevée (packstone et wackestone bioclastiques et oolitiques), bien que des couches de grainstone oolitique et bioclastique puissent apparaître ici aussi. La roche présente souvent des taches jaune-rose sur les cassures et contient jusqu'à 99% de carbonate selon HÄFELI (1966). Le toit de la Formation de Pierre-Châtel peut apparaître sous la forme d'un hard-ground ou d'une surface karstifiée. BLANC & MOJON (1996) ont décrit une brèche formée par effondrement d'une grotte au toit de l'unité à la localité de Riedli près de Bienne. Les huit derniers mètres du sommet de l'unité cartographique sont dominés dans la coupe de la carrière Im Rusel (MOJON 2002) par du calcaire plutôt foncé, de plus en plus oolitique et bioclastique, contenant du quartz détritique et des niveaux de marnes. On y observe également des Charophytes ainsi que des ostracodes d'eau douce et d'eau saumâtre. Cette partie correspond à l'«Unité supérieure gréseuse» respectivement à la partie basale de la Formation de Vions tronquée par l'érosion. L'attribution à la Formation de Pierre-Châtel ou à celle de Vions du calcaire oolitique (oomicrite) à patine rougeâtre et ooïdes blancs très voyants présent au nord-ouest du Chasseral dans le toit de l'unité cartographique, est incertaine.

Les Formations de Pierre-Châtel et de Vions forment souvent une barre rocheuse, p. ex. en dessous du pt 609 m le long de la route Vigneules–Nidauberg ou encore au-dessus de la station CFF de Daucher. D'autres affleurements se trouvent entre autres sur le côté ouest du vallon situé au sud de la Métairie de Graffenried Dessous, où le banc sommital de l'unité affleure sous la forme d'une couche vacuolaire, riche en fossiles, constituée de calcaire biodétritique grossier contenant des bivalves et des nérinées. A l'embranchement au pt 1110 m à l'est de la Vieille Vacherie, ce même banc affleure avec des nérinées pouvant atteindre une taille de 12 cm. La partie inférieure de l'unité affleure en outre dans la carrière abandonnée au bord du chemin, au-dessus de la localité Hüsli au sud-ouest de Vigneules où elle montre une stratification oblique distincte. L'unité a été forée de part en part dans certains des sondages effectués près de la localité mentionnée ci-dessus pour la construction du tunnel de Vigneules de l'A5 (en particulier dans le sondage VIN8, coord. 2582.852/1219.736, voir GÉOPORTAIL BE).

c_{2-3} Formations du Vuache et du Grand Essert
Valanginien précoce – Hauterivien moyen

Comme c'est le cas pour l'unité cartographique sous-jacente, à savoir les Formations de Pierre-Châtel et de Vions, les conditions d'affleurement des plus jeunes dépôts stratiformes du Crétacé n'ont pas non plus permis de subdivision plus précise sur le territoire de la feuille Chasseral. Pour cette raison, la Formation du Vuache qui apparaît seulement sous une forme fortement réduite (STRASSER et al. 2016, «Calcaire roux», Valanginien précoce) et la Formation du Grand Essert (STRASSER et al. 2016, Marnes d'Hauterive et Pierre jaune de Neuchâtel, Valanginien tardif – Hauterivien moyen) ont dû être regroupées en une seule unité cartographique.

La Formation du Vuache est épaisse de 5–7 m sur la rive nord du lac de Bienne et s'amincit à env. 1–2 m au nord-ouest du flanc sud du Chasseral. Le «Calcaire roux» à patine rouille intense, souvent à stratification oblique, constitué de calcaire bioclastique (débris d'échinodermes et de bryozoaires principalement) et oolitique (packstone et grainstone) succède à une lacune stratigraphique et est tronqué par l'érosion à son sommet. Dans le sondage VIN8 susmentionné et situé au sud-ouest de Vigneules, la Formation du Vuache débute par un niveau de marne brune épaisse de 0,5 m qui correspond peut-être à la Marne d'Arzier, un membre surtout développé dans le canton de Vaud. Elle passe au «Calcaire roux» plaqueté, à stratification oblique partielle, épais d'env. 4 m, qui devient de plus en plus limonitique vers le haut et contient des ooïdes ferrugineux. HÄFELI (1966) a décrit plusieurs surfaces perforées dans la partie supérieure du «Calcaire roux».

Des affleurements bien accessibles de la Formation de Vions se trouvent dans le vallon au sud de la Métairie de Graffenried Dessous et à la sortie nord de la Combe Grède, le long du chemin qui mène du croisement situé au pt 894 m au pt 820 m.

La Formation du Grand Essert a une épaisseur de près de 10 m dans le synclinal de Vigneules où seul son membre inférieur, constitué des Marnes d'Hauterive, est présent. Au nord-ouest du flanc sud du Chasseral, la formation est constituée des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel, à raison de près de 10 m chacune.

Sur le territoire de la feuille Chasseral, les Marnes d'Hauterive, s'érodant de manière préférentielle, sont constituées de marnes fossilifères à patine jaune-brun, dont la cassure fraîche va du brunâtre au gris bleuâtre. Elles contiennent du quartz détritique. La partie supérieure, plus calcaire, des Marnes d'Hauterive, telle qu'on la rencontre aussi plus à l'ouest, est formée de bancs calcaires noduleux contenant du quartz et de la glauconie; elle n'a pu être documentée sur le territoire de la feuille. Les Marnes d'Hauterive se caractérisent dans l'éboulis du vallon au sud de la Métairie de Graffenried Dessous par la présence de bélemnites (*Duvalia* sp.), de gastéropodes (*Pleurotomaria* sp.) et d'échinoïdes irréguliers; vers le chemin men-

tionné plus haut, entre les pt 894 m et 820 m, à la sortie nord de la Combe Grède, il est possible d'y ramasser des bivalves, des rhynchonelles, des térébratules et des Serpulidae.

La transition vers la Pierre jaune de Neuchâtel, préservée uniquement au nord de la crête du Chasseral, n'affleure nulle part. Ce membre supérieur de la Formation du Grand Essert est constitué de calcaire oolitique et bioclastique grossier à patine allant du jaune ocre à un jaune verdâtre et à stratification oblique. Il contient de la glauconie détritique. La Pierre jaune de Neuchâtel apparaît au sud-ouest du Fornel du Haut, près de la Mi Côte (LÜTHI 1954) et au-dessus du grand chevauchement au sud du Vallon de St-Imier. A cet endroit, il est possible d'observer la stratification oblique typique à l'ouest de la sortie nord de la Combe Grède, dans des affleurements fortement déformés sous l'action de la tectonique. Outre les grains de glauconie bien reconnaissables, du quartz détritique ainsi que des bryozoaires et des oursins du genre *Toxaster* sont typiques.

c_{rp} Sédiments crétacés, en remplissage d'une poche

Berriasien – Maastrichtien

Un alignement de poches à remplissage de sédiments crétacés apparaît le long du pied sud de l'anticlinal du Lac. Il s'agit de cavités paléokarstiques de formes irrégulières et pouvant mesurer quelques dizaines de mètres cubes (BLANC & MOJON 1996). Elles sont comblées par du matériel transporté provenant de roches sédimentaires du Crétacé. La forme exacte et la délimitation précise des poches qui se trouvent dans les Formations de Pierre-Châtel et de Vions et qui s'étendent localement jusque dans la Formation du Goldberg sont souvent difficiles à établir. On constate cependant que pour une partie des cavités le toit est constitué par la roche encaissante (HÄFELI 1966). Leur remplissage est mal trié; les plus grands blocs – issus en majeure partie de la roche encaissante et se trouvant dans la partie inférieure du remplissage – mesurent jusqu'à 3 m et sont anguleux, les plus petits composants peuvent être arrondis. Dans les plus grandes poches, on constate un faible granoclassement (HÄFELI 1966). Les remplissages de poches sont compacts, cimentés partiellement par de la calcite et peuvent se répartir en trois groupes dont la composition varie d'une poche à l'autre (voir plus bas): 1. Matériel provenant de la roche encaissante; 2. Roches qui correspondent à des unités stratigraphiques plus jeunes encore présentes dans les environs (Formations du Vuache et du Grand Essert); 3. Vestiges de roches qui ne se trouvent pas (plus) dans l'environnement proche (d'âges albien, cénomanien et maastrichtien). En outre, un bloc (hypothétique) de calcaire d'eau douce éocène a été décrit (RENZ 1936). Les remplissages de poches ne contiennent ni matériel sidérolithique ni sédiments plus jeunes (HÄFELI 1966).

La formation des cavités trouve son origine dans la karstification lors de phases d'émersion; le remplissage a aussi eu lieu dans les mêmes conditions (HÄ-

FELI 1966). L'âge des paléokarsts et celui de leur remplissage n'est pas déterminé. Selon HÄFELI (1966), l'effondrement des grottes s'est produit après l'érosion de la molasse liée à la période de plissement du Jura, puisqu'aucune roche molassique ne s'y trouvait, il s'est toutefois produit avant les glaciations quaternaires. Etant donné qu'il est peu probable que les roches molassiques remaniées, qui affleurent aujourd'hui encore à proximité des poches, aient pu y être transportées, il est fort possible que la formation et le remplissage (peut-être en plusieurs phases, cf. MOJON 2002, p. 59) des paléokarsts se soient déjà produits au Crétacé (Berriasien moyen, BLANC & MOJON 1996) respectivement avant la formation du Sidérolithique et des dépôts molassiques.

La présence de grands blocs issus de la roche encaissante dans la partie inférieure des remplissages de poches et le granoclassement de leur contenu laissent penser que les éléments du plafond de la grotte se sont d'abord effondrés avant que la cavité ne soit complètement remplie par du matériel glissé ou charrié.

HÄFELI (1966, tab. 3) donne une vue d'ensemble des poches crétacées entre Douanne et Bienne. Les plus importantes d'entre elles sont brièvement décrites ici avec quelques observations et indications complémentaires tirées de la littérature (mentionnées en partant de l'ouest en direction de l'est):

- Dans le versant forestier escarpé, 30–40 m au-dessus de la route entre Daucher et Alfermée, une poche se trouve aux coord. 2581.710/1218.370. Elle s'étend jusque dans la Formation du Goldberg. Les amas de blocs compacts renferment des éléments de la succession allant de la Formation de Pierre-Châtel aux Marnes d'Hauterive.
- Dans une fouille à Alfermée aux coord. 2582.340/1218.840, HÄFELI (1966) constata également la présence de roches du Cénomanien, outre des composants provenant de la succession mentionnée précédemment, dans une poche située à la limite entre la «Mergel- und Kalkzone» et l'«Unité moyenne calcaire massive». Presque 150 m plus au sud-ouest, un remplissage de poche a été foré lors d'un sondage (coord. 2582.238/1218.738, GEOTEST 1974).
- La poche du Franzosenweg au-dessus d'Alfermée (coord. approx. 2582.070/1219.000) contient du calcaire typique du Cénomanien. Aujourd'hui, seuls quelques mètres carrés de cette roche pâle rougeâtre sont visibles le long du chemin. RENZ (1936) a démontré la présence de calcaire maastrichtien et de calcaire d'eau douce éocène (remis en question) comme autre matériel de remplissage. HÄFELI (1966) quant à lui a encore décelé du matériel issu de la succession allant de la Formation du Goldberg aux Marnes d'Hauterive. L'affleurement a été excavé sur une longueur de 35 m en 1941 (HÄFELI 1966, p. 595).
- Sur le bord occidental de la carrière du Goldberg, une poche (aujourd'hui recouverte) se trouve aux coord. 2583.800/1220.300. Elle contient des composants de la Formation du Vuache («Calcaire roux»), des Marnes d'Hauterive ainsi que des roches de l'Albien et du Cénomanien (HÄFELI 1966).
- Non loin de Riedli près de Bienne (coord. 2584.050/1220.400), un remplissage de poche apparaît dans l'«Unité inférieure oolithique» (Formation de Pierre-Châtel, voir plus haut). Il contient un bloc basculé de près de 3 m^3 qui provient d'un banc situé stratigraphiquement 5 m plus haut dans l'«Unité moyenne calcaire massive» (voir plus haut). Cet affleurement a été décrit en détail et étudié entre autres par BLANC & MOJON (1996) et MOJON (2002).
- Une poche située aux coord. 2584.980/1220.990 près de la ligne ferroviaire entre l'ancien hôpital et l'église réformée de langue française dans le quartier de Pasquart à Bienne

contient des éléments de la succession s'étendant de la Formation de Pierre-Châtel aux Marnes d'Hauterive (HÄFELI 1966).

– La poche située le plus à l'est se trouve sous des bâtiments au Chemin du Berghaus à Ried-sur-Bienne (coord. 2585.775/1221.930, feuille Büren a.A.); elle contient du calcaire du Cénomanien et du Maastrichtien (HÄFELI 1964a, ANTENEN 1971). L'affleurement originel avait une longueur de 3 m. Selon ANTENEN (1971), le Cénomanien y apparaissait sous la forme d'un calcaire noduleux, tendre, de couleur gris clair à rougeâtre alors que le Maastrichtien s'y trouvait sous la forme de blocs calcaires anguleux durs avec de nombreuses coupes transversales de grands foraminifères.

– RYNIKER (1923) a mentionné une poche excavée lors de la construction de la route, probablement dans la «Mergel- und Kalkzone» de la Formation de Pierre-Châtel, dans la vallée Lamboing–Orvin à une altitude de 840 m; son remplissage provenait des Marnes d'Hauterive et contenait des fossiles de *Toxaster complanatus* et *Terebratula acuta*. Sa position n'est pas connue plus précisément et n'est par conséquent pas mentionnée sur la carte.

PALÉOGÈNE – NÉOGÈNE

Eocène

e Sidérolithique

Le territoire de la feuille Chasseral est, en comparaison avec les régions limitrophes des feuilles d'Atlas Bellelay-Saignelégier, Moutier et Büren a.A. située au nord et à l'est (PFIRTER et al. 1996, PFIRTER 1997, ANTENEN et al. 1996, GRUNER et al. 2013, AUFRANC et al. 2016a, b), plutôt pauvre en formations sidérolithiques (argile à bolus, pisolites ferrugineuses, hupper et sable quartzitique, DE QUERVAIN 1969). L'argile à bolus apparaît avec une teneur en pisolites ferrugineuses changeante principalement dans la moitié ouest du territoire de la feuille, au nord de la crête du Chasseral. Le hupper (terre de hupper), un mélange de sable quartzitique et de kaolinite, n'a été rencontré nulle part.

Les plus importants affleurements de formations sidérolithiques du territoire de la feuille Chasseral sont mentionnés ci-dessous:

– En automne 2007, de grands tas d'argile de couleur allant du rouge au verdâtre et contenant en partie des pisolites ferrugineuses se dressaient devant la grande écurie au nord-est des Envers (coord. 2568.700/1227.480), ils avaient été excavés soi-disant sur place. Ils contenaient également des quartzites arrondies provenant vraisemblablement de la molasse indifférenciée.

– En 1999, de l'argile à bolus avec des pisolites ferrugineuses atteignant jusqu'à 1,5 cm a été mise au jour lors de travaux de terrassement près du terrain de camping des Cerneux au sud-est de la Chaux-des-Breuleux (coord. 2569.370/1229.060).

– En bordure sud de la Combe des Arses au nord des Bavoux, de l'argile à bolus contenant des pisolites ferrugineuses apparaît aux coord. approx. 2572.500/1229.150 sous la forme de remplissage de fissures dans la Formation du Twannbach.

- Une poche large de près de 10 m et profonde de 20 m a été entaillée au début des années 2000 dans la paroi est de la carrière Huguelet (Les Combattes) au sud de Tramelan. La carrière a fait depuis l'objet de plusieurs extensions. Le remplissage était constitué d'argile à bolus rouge-brun avec de grands blocs de calcaires intercalés de manière désordonnée. Un grand cône de déblais recouvrait l'extrémité inférieure de la poche.
- En 1999 à Villeret, aux coord. 2567.890/1223.140, une excavation réalisée pour une place de parc privée, a mis au jour une coupe à la limite entre les Formations du Goldberg et de Pierre-Châtel, avec de l'argile à bolus intercalée parallèlement aux couches crétacées.
- LÜTHI (1954) a mentionné plusieurs affleurements d'argile à bolus et de pisolites ferrugineuses au-dessus du Crétacé plissé de manière synclinale dans le flanc nord du Chasseral. Le Sidérolithique du synclinal de la Mi Côte, rarement affleurant, se marque par d'abondantes pisolites ferrugineuses dans l'éboulis au sud-est de la ferme éponyme. A l'est des Limes Derrière, de l'argile à bolus contenant de fines pisolites ferrugineuses affleure dans un ancien petit fossé le long du chemin (coord. 2570.240/1221.370).
- Un affleurement de remplissage de poche décrit par ZIEGLER (1956) et constitué de galets calcaires grands comme le poing et de pisolites ferrugineuses (Calcaire de Daubrée?) aux coord. 2570.390/1225.020 au-dessus de Cormoret n'a pu être retrouvé.

Oligocène – Miocène

Molasse d'eau douce inférieure (USM)

A l'époque de la sédimentation de la Molasse d'eau douce inférieure (USM), le territoire de la feuille Chasseral se situait sur la bordure ouest de la Dépression rauracienne (BAUMBERGER 1927). Cette dépression traversant le futur Jura plissé a permis le transport de fins sédiments alpins vers le nord jusqu'en Alsace (cf. KUHLEMANN et al. 1999, BERGER et al. 2005). Tandis que sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier adjacente au nord, la situation en bordure occidentale de la Dépression rauracienne permet de reconnaître un recouvrement nettement discordant de la Molasse en direction du nord-ouest sur le soubassement mésozoïque, les relations stratigraphiques sur le territoire de la feuille Chasseral sont nettement plus difficiles à reconstituer en raison des mauvaises conditions d'affleurement. Seules les conditions de recouvrement au Rinzon à l'ouest de Cortébert, à 4 km au sud de Tramelan, indiquent un amincissement en coin rapide de la Molasse alsacienne en direction du nord-ouest, cette unité étant déjà très épaisse à cet endroit. Tout au sud-est, au pied sud du Jura près de Bienne, la partie la plus récente de l'USM se trouve déjà sous la forme typique de la Molasse du Plateau.

o_b Brèche basale de l'USM

Dans deux forages au sud-ouest de Tavannes (RB4, N16 Tunnel de la Rochette, coord. 2581.062/1229.831 et TB1, puits de l'Arsenal, coord. 2581.540/1229.645, GÉOPORTAIL BE), un niveau de brèche, respectivement de poudingue recouvrant

la Formation du Twannbach a été traversé; ce niveau était lui-même recouvert par la Molasse alsacienne. Dans le forage RB4, le niveau en question atteint 2 m d'épaisseur, dans le forage TB1 1,7 m (cf. GÉOPORTAIL BE). La brèche est constituée pour l'essentiel de composants calcaires, tantôt anguleux, tantôt arrondis, dans une matrice gris verdâtre clair partiellement marneuse.

A la base de l'USM, une lithologie comparable n'apparaît en surface qu'à un seul endroit du territoire de la feuille, à savoir le long d'un chemin forestier dans l'Envers de Jorat où, aux coord. 2579.540/1220.100, une marne gris rose à nodules blancs allongés pouvant atteindre une taille de 5 cm, affleure au-dessus du Calcaire saccharoïde blanc neige. Cette brèche, respectivement ce poudingue, correspond vraisemblablement à la brèche basale de l'USM qui apparaît aussi localement plus au nord, en dehors du territoire de la feuille (voir AUFRANC et al. 2016a).

o_{3E} Molasse alsacienne
Chattien

Le terme de Molasse alsacienne a été défini par ROLLIER (1893) dans le sud de l'Alsace, qui l'a décrite comme suit: «La Molasse alsacienne est bien caractérisée minéralogiquement par des paillettes de muscovite, très nombreuses et souvent très grandes (1–2 mm^2).» En raison de découvertes occasionnelles de feuilles fossiles, le terme de «Molasse à feuilles» («Blättermolasse») s'est aussi implanté. Le terme «Delémontien» (GREPPIN 1867) a aussi été utilisé par les anciens auteurs. Cependant, comme l'explique HABICHT (1987), le «Delémontien» comprend différents intervalles stratigraphiques selon les auteurs et ne devrait par conséquent plus être utilisé. ROTHPLETZ (1933, p. 62) fait observer avec raison que le grès micacé caractéristique n'apparaît pas uniquement dans la partie inférieure marneuse de la Molasse alsacienne, mais aussi dans le Calcaire d'eau douce de Delémont constituant le sommet de la Molasse alsacienne (voir plus bas).

La Molasse alsacienne, partie inférieure (Chattien) de la Molasse d'eau douce inférieure (USM I) dans le Jura, apparaît sur le territoire de la feuille Chasseral au sud d'une ligne Mont Crosin – Tramelan. Elle s'amincit en coin en direction du nord-ouest, le long de la bordure occidentale de la Dépression rauracienne (voir AUFRANC et al. 2016a, b). Son extension géographique principale comprend les synclinaux de Tavannes et du Vallon de St-Imier. Entre le Chasseral et le lac de Bienne, dans le synclinal de la Montagne de Diesse – Orvin et à Vigneules, elle est recouverte en grande partie par des dépôts de la Dernière Période glaciaire et des éboulis. Etant donné qu'il ne peut être exclu que dans cette région, l'USM II (Aquitanien) puisse apparaître au-dessus de la Molasse alsacienne, les petits affleurements de ce secteur ont été cartographiés comme Molasse d'eau douce inférieure indifférenciée ($\mathbf{o_3\text{-}m_1}$) (voir plus bas). Dans l'angle sud-est du territoire de la feuille, la Molasse alsacienne respectivement son équivalent latéral vers le sud, se trouve en profondeur mais n'affleure pas.

A l'exception des affleurements artificiels, la Molasse alsacienne n'affleure que très peu sur le territoire de la feuille. Elle est recouverte sur de grandes surfaces d'une couverture parfois épaisse de dépôts d'altération glissés et tassés. Ces dépôts seront décrits dans la section Masses glissées du chapitre consacré au Quaternaire. A l'exception de bancs de calcaire d'eau douce intercalés, pratiquement aucun affleurement naturel de la Molasse alsacienne n'existe actuellement. Lors de la construction de l'autoroute A16, la Molasse alsacienne affleurait temporairement sur de grandes surfaces au sud du tunnel de Sous le Mont près de Tavannes. Dans la tranchée autoroutière, une succession fluviatile typique, formée de bancs de grès bruns (remplissages de chenaux) et de niveaux à grains fins beige clair (sédiments de plaine alluviale), apparut avec des intercalations de niveaux palustres gris foncé et d'horizons de paléosols brun rougeâtre (fig. 18).

En raison des mauvaises conditions d'affleurement générales, la Molasse alsacienne n'a pas pu être datée sur le territoire de la feuille. En revanche, un grand nombre de données biostratigraphiques (généralement des découvertes de mammifères) sont à disposition sur le territoire des feuilles Moutier, Delémont et Balsthal de l'Atlas géologique; elles confirment la période allant de MP22 à MP28/MP29. Le Calcaire d'eau douce de Delémont, qui forme le toit de la Molasse alsacienne, comprend les zones à mammifères MP29 et MP30.

Calcaire d'eau douce en général

Au sein de la Molasse alsacienne apparaissent constamment des bancs caractéristiques de calcaire d'eau douce. Ces derniers se trouvent stratigraphiquement plus bas que le Calcaire d'eau douce de Delémont typique (voir plus bas). Ces bancs de calcaire d'eau douce ont été cartographiés comme calcaire d'eau douce en général.

Les cassures fraîches du calcaire d'eau douce poreux ont une couleur grise à gris violet et dégagent une odeur bitumineuse. Ces niveaux renferment souvent des coquilles de planorbes et de lymnées et contiennent en outre des coquilles d'*Unio* sp. ainsi que des characées (BAUMBERGER 1927). Près de la Mi Côte, le calcaire d'eau douce stromatolithique contient des oncoïdes atteignant la taille d'une noix (LÜTHI 1954, AUFRANC 1985).

Contrairement aux synclinaux de Tavannes et du Petit-Val plus au nord (feuille Bellelay-Saignelégier), où les bancs de calcaire d'eau douce forment des ressauts et des terrasses bien distincts, leur morphologie est plutôt discrète dans le Vallon de St-Imier. La disposition le plus souvent parallèle à la pente sur le côté nord du versant et la grande quantité d'éboulis sur son côté sud pourraient en être l'explication. Le calcaire d'eau douce apparaît néanmoins juste en avant du chevauchement en bordure sud du Vallon de St-Imier, p. ex. un peu à l'ouest à la sortie de la Combe des Bains, en dessous du chemin menant à la Fauchette (coord. approx. 2570.400/1223.270).

Fig. 18: Molasse alsacienne avec bancs de grès (brun moyen, remplissages de chenaux) et niveaux de marnes (beige clair et grisâtre). Les bandes grises représentent des dépôts palustres, tandis que les niveaux rouges sont des paléosols. Entaille des travaux de construction de l'autoroute A16 à Sous le Mont au sud de Tavannes (coord. env. 2581.920/1229.480). Vue en direction du sud-est. Photo R. Burkhalter, 2007.

Calcaire d'eau douce de Delémont

BAUMBERGER (1927) a introduit le terme de Calcaire d'eau douce de Delémont pour les épais bancs de calcaire d'eau douce qui apparaissent au sommet de la Molasse alsacienne. De la marne argileuse à gréseuse, plus rarement des couches de grès micacé, apparaissent entre les bancs de calcaire d'eau douce.

Les bancs de calcaire d'eau douce affleurant au toit de la Molasse alsacienne sont attribués au Calcaire d'eau douce de Delémont. Ils se trouvent aux endroits suivants sur le territoire de la feuille:

- Au nord et à l'ouest de l'affleurement de grès coquillier (voir plus bas) dans le Pâturage des Covets, entre Villeret et Cormoret.
- Près du Champs Juan au pied du Rinzon, à l'ouest de Cortébert.
- Près de l'éperon au nord du tunnel de Sous le Mont de l'autoroute A16 près de Tavannes.

m_1 Grès, marne bariolée («Couches du Zinshölzli»)
Aquitanien

La partie supérieure de la Molasse d'eau douce inférieure (USM II; Aquitanien) se trouve dans l'angle sud-est du territoire de la feuille. Elle est toutefois recouverte de dépôts de la Dernière Période glaciaire et de l'Holocène et n'a été observée que dans des sondages à Bienne, Nidau et Ipsach. Sa puissance atteint près de 500 m dans la région de Bienne (ANTENEN 1971).

Dans le Seeland bernois, l'USM II porte aussi le nom informel de «Couches du Zinshölzli» (SCHÄR 1967[1]). La localité-type se trouve dans le vallon nommé aujourd'hui Fürhölzligraben à l'est de Mörigen (coord. 2583.550/1214.975) et a été décrite par SCHUPPLI (1950). La «série de grès et d'argiles et marnes bariolés» définie par SCHWAB (1960) pour la région à l'est de Bienne est un équivalent des «Couches du Zinshölzli».

Les «Couches du Zinshölzli» se caractérisent par de rapides variations lithologiques tant verticales qu'horizontales, typiques d'une zone de dépôts fluviatiles; elles comprennent des grès à zones alternativement noduleuses ou indurées («Knauersandstein»), des marnes bariolées et grises souvent plus ou moins gréseuses, des argilites marneuses, des argilites (respectivement mudstones) avec des caliches et des horizons de paléosol ainsi que des bancs de calcaire d'eau douce isolés (GRUNER et al. 2013, voir également KELLER et al. 1990). Mises à part quelques characées isolées (SCHWAB 1960), les «Couches du Zinshölzli» sont généralement très pauvres en fossiles (GRUNER et al. 2013).

A l'occasion des travaux de construction de l'autoroute A16 à l'est de Tavannes (coord. 2583.193/1230.368, feuille Bellelay-Saignelégier), une succession de grès épaisse d'environ 8 m avec des nodules de caliche a été découverte sous la Formation de Lucerne. Elle a pu être datée de l'Aquitanien (MN2) grâce à des découvertes de mammifères (ZULLIGER 2008).

o_3-m_1 Molasse d'eau douce inférieure indifférenciée
Chattien – Aquitanien(?)

Mis à part quelques rares affleurements superficiels de mauvaise qualité dans la vallée Lamboing – Orvin, l'USM du synclinal de la Montagne de Diesse – Orvin et de Vigneules n'apparaît que dans des sondages. L'USM de ces synclinaux devrait être constituée en grande partie, voire même complètement de Molasse alsacienne (USM I). SCHÄR (1967) subdivisa la succession analogue de la région du lac de Bienne en «Couches de Wingreis» à la base, et en «Couches de l'Ile St-Pierre» («Pe-

[1] Les «Couches du Zinshölzli» au sens de STAUB (1938), placées par cet auteur au sommet de l'«Untere Bunte Molasse» avec un horizon fossilifère daté de la limite Chattien/Aquitanien, ne correspondent qu'à la partie inférieure des «Couches du Zinshölzli» de SCHÄR (1967), qui recouvrent principalement l'«Obere Bunte Molasse».

tersinsel-Schichten») au-dessus. Les premières ont une puissance d'env. 250 m et sont constituées de grès micacé à empreintes de feuilles et restes de bois, de grès concrétionné et de marnes bariolées, tandis que les secondes ont une puissance d'env. 200 m et sont constituées de grès, de marnes bariolées et de calcaires d'eau douce bitumineux. En raison des mauvaises conditions d'affleurement, la stratigraphie de l'USM entre le Chasseral et la rive sud du lac de Bienne n'est pas connue en détail. Comme il n'est pas exclu que des niveaux de l'USM II apparaissent encore au-dessus de la Molasse alsacienne, en particulier dans les synclinaux au sud de la chaîne du Chasseral qui présentent une plus grande profondeur (cf. pl. I), l'USM est cartographiée dans cette région comme Molasse d'eau douce inférieure indifférenciée.

Molasse marine supérieure (OMM)

Sur le territoire de la feuille Chasseral, la Molasse marine supérieure (OMM) apparaît au sud d'une ligne Mont Crosin–Tramelan. Au même titre que la Molasse alsacienne, elle s'amincit en coin en direction du nord-ouest le long de la bordure occidentale de la Dépression rauracienne; la partie plus récente de l'OMM (Formation de St-Gall, OMM II) recouvre toutefois de manière encore plus prononcée que la Molasse alsacienne l'épaulement de la dépression (voir AUFRANC et al. 2016a, b).

Formation de Lucerne [Luzern-Formation]
Burdigalien

Sur le territoire de la feuille, la Formation de Lucerne (OMM I) est constituée principalement de grès gris verdâtre à jaune-gris, souvent massif, et de grès coquillier avec des galets. Sa constitution dans les synclinaux du Jura (synclinaux de Tavannes et du Vallon de St-Imier) diffère de celle des affleurements situés sur le Plateau Suisse (au sud de Bienne). C'est la raison pour laquelle, l'unité est décrite séparément pour ces deux régions géographiques.

Plateau Suisse

m_{2C} *«Couches de la Chnebelburg»*

Le terme informel de «Couches de la Chnebelburg» (SCHÄR 1967, voir également GRUNER et al. 2013) est aussi utilisé pour la Formation de Lucerne dans les environs de Bienne. Sur le territoire de la feuille, au pied du Birlig près d'Ipsach, les «Couches de la Chnebelburg» ont une épaisseur de près de 50 m. Elles sont limitées à leur base par le Poudingue coquillier de Brüttelen et à leur sommet par le Grès coquillier de Meinisberg (voir plus bas). Elles sont constituées de grès tendre gris clair à gris-jaune, en partie faiblement consolidé, en partie massif ou lité de manière floue, à stratification oblique partielle. Des concrétions ou de fins niveaux

marneux apparaissent plus rarement. Le grès, pauvre en fossiles, est constitué de quartz arrondi, de feldspath, de glauconie, de fragments de roche et en partie d'accumulations de mica (GRUNER et al. 2013).

En 2007, une fouille à l'Ipsachstrasse à Ipsach aux coord. 2584.950/1218.580 a mis au jour les «Couches de la Chnebelburg». Du grès gris clair épais de près de 7 m, à peine stratifié et faiblement cimenté, à faible teneur en mica, avec des horizons de limonite et des restes de bois se trouvait au fond de la fouille, il était recouvert de près de 3 m de grès marneux plaqueté brun foncé sur lequel reposaient quelques mètres de till remanié de la Dernière Période glaciaire. En 2014, du grès stérile gris clair massif affleurait dans la partie centrale des «Couches de la Chnebelburg» visible dans une excavation aux coord. 2586.760/1220.940, en dessous du Chemin Marie-Louise Bloesch à Madretsch (feuille Büren a. A.). Contrairement à ce qui figure sur la feuille Büren a. A. de l'Atlas géologique, le Poudingue coquillier de Brüttelen se trouve un peu plus au nord, sous les immeubles résidentiels à la rue de Mâche.

Poudingue coquillier de Brüttelen [Brüttelen-Muschelnagelfluh]: ce banc défini par R. F. Rutsch (dans HABICHT 1987) et déjà décrit par STUDER (1825) est aussi qualifié de «Grès coquillier inférieur» («unterer Muschelsandstein») (GERBER 1913) dans l'ancienne littérature. Il forme la base des «Couches de la Chnebelburg» et est constitué principalement de bioclastes cimentés par de la calcite, avec des fragments de bivalves, d'échinodermes et de bryozoaires, ainsi que des coquilles entières d'huîtres, des moules internes de mollusques et de nombreuses dents de requin. Le Poudingue coquillier de Brüttelen contient beaucoup de galets alpins atteignant une taille de près de 5 cm (quartzite, granites rouges et verts, chailles bariolées, plus rarement des calcaires) (ANTENEN 2008, GRUNER et al. 2013), flottant souvent dans la matrice.

En 2008, la limite supérieure du Poudingue coquillier de Brüttelen affleurait dans une fouille, juste au sud de l'arrêt Ipsach (pt 436 m) du chemin de fer Bienne–Täuffelen–Ins (aujourd'hui Aare Seeland mobil AG). Il s'agissait d'un grès grossier, gris clair, dur, riche en quartz et en glauconie avec de nombreux galets alpins, recouvert de quelques mètres de till.

Grès coquillier de Meinisberg [Meinisberg-Muschelsandstein]: le Grès coquillier de Meinisberg défini par R. F. Rutsch (dans HABICHT 1987), qualifié aussi de «Grès coquillier supérieur» («oberer Muschelsandstein») (GERBER 1913) dans la littérature ancienne, marque la limite supérieure des «Couches de la Chnebelburg». Il est constitué d'un grès calcaire conglomératique contenant de la glauconie avec de nombreux fragments de coquilles de mollusques et un liant calcitique (GRUNER et al. 2013). Par comparaison avec le Poudingue coquillier de Brüttelen, le Grès coquillier de Meinisberg contient des galets plus petits et moins nombreux.

Le Grès coquillier de Meinisberg affleure dans l'ancienne carrière Flueächer à Ipsach (coord. 2585.015/1218.275), juste à l'est en dehors du territoire de la feuille.

Il apparaît à cet endroit sous la forme d'un grès coquillier à patine brune et à stratification oblique, épais de près de 6 m; il contient des galets alpins d'une taille d'environ 1 cm (radiolarite noire et blanche, roches cristallines) ainsi que beaucoup de glauconie et de paillettes de micas.

Synclinaux du Jura

m_2 *Grès massif*

L'extrémité méridionale de l'affleurement de l'OMM I sur l'éperon des Cerisiers à l'est de Tavannes déborde tout juste sur le territoire de la feuille Chasseral aux coord. 2582.600/1230.000. La Formation de Lucerne y est constituée principalement de grès moyen et de siltite massifs gris à verdâtre sans mica avec des niveaux de grès coquillier.

Grès coquillier en général: le grès coquillier des synclinaux du Jura est constitué principalement de fragments de coquilles de bivalves, parfois aussi de coquilles d'huîtres entières de formes irrégulières, ainsi que de restes de bryozoaires et d'échinodermes en partie glauconitisés. Il contient beaucoup de dents de requin. La teneur en minéraux lourds, dont le grenat et l'épidote constituent les éléments principaux (ZIEGLER 1956), correspond au spectre caractéristique de l'épandage du Napf.

Bien que le grès coquillier apparaisse à la base de la Formation de Lucerne dans tous les affleurements d'OMM I des synclinaux du Jura sur le territoire de la feuille, une corrélation directe avec le Poudingue coquillier de Brüttelen (voir plus bas) n'est pas garantie puisque les affleurements de grès coquillier sont en général des corps sédimentaires lentiformes d'extension latérale restreinte.

Sur le territoire de la feuille Chasseral, le grès coquillier en général affleure aux endroits décrits ci-dessous:

– Dans la bande boisée, à la cote altitudinale 800 au Pâturage des Covets, à 2 km à l'est de Villeret, le grès coquillier dur, en partie finement stratifié et contenant de petits galets alpins, forme une dalle horizontale dont la bordure méridionale semble cintrée de manière synclinale.

– Au nord et à l'ouest de Cortébert, la base du grès coquillier glauconitique non micacé, épais à cet endroit d'env. 20 m (ZIEGLER 1956) et à stratification oblique, s'étend à une altitude d'env. 695 m, depuis le pied du talus du cimetière en direction de l'ouest, le long des maisons familiales situées tout en haut jusqu'au petit talus délimité par des haies en dessous du stand de tir. Les deux premiers mètres à la base de cette succession sont constitués à cet endroit de petits galets alpins et jurassiens (fig. 19) ainsi que de Calcaire d'eau douce de Delémont (ZIEGLER 1956) remaniés dans une matrice de grès verdâtre. Le grès coquillier s'amincit en coin sur une courte distance en direction de l'ouest depuis le stand de tir; il disparaît au-dessus de la topographie actuelle, près des maisons à l'est du cimetière. Dans le flanc nord de la dépression à l'est de la ciblerie, un affleurement de grès coquillier fortement incliné vers le sud (mais recouvert largement de végétation) se trouve aux coord. 2574.100/1226.850; seuls des blocs se trouvent dans la bande boisée.

Fig. 19: Galet perforé provenant du Grès coquillier de la Formation de Lucerne (OMM I); diamètre approx. 5 cm. Récolté à l'ouest de l'église de Cortébert (coord. 2574.785/1226.785). Photo A. Georgy, 2017.

– Le grès coquillier se trouvant près du portail nord du tunnel de Sous le Mont et celui de l'affleurement au bord du territoire de la feuille, au sud-est de Tavannes, est un grès grossier, épais d'env. 2 m, très dur et riche en galets alpins et dents de requin. Il contient aussi des dents de Rhinocerotidae (ZULLIGER 2008).
– Un ressaut de grès coquillier incliné en direction du nord, peu proéminent et contenant des galets, affleure dans la prairie en bordure occidentale du village de Péry, à la cote altitudinale approx. 635.

Formation de St-Gall [St.-Gallen-Formation]
Burdigalien

La Formation de St-Gall (OMM II) apparaît sur le territoire de la feuille Chasseral au sud-est de Tramelan et au Rinzon près de Cortébert, sous la forme d'un poudingue polymicte et de grès à galets, tandis que sur le Birlig près d'Ipsach, tout au sud-est, elle est représentée par les «Couches du Jensberg».

Plateau Suisse

m_{3J} *«Couches du Jensberg»*

Sur le Birlig, la colline à l'ouest d'Ipsach – dans l'angle sud-est du territoire de la feuille Chasseral – les dix premiers mètres constituant la base des «Couches du Jensberg» (SCHÄR 1967) apparaissent au-dessus du Grès coquillier de Meinisberg. Cette unité n'affleure nulle part sur le territoire de la feuille, mais se trouve sous une couverture de till d'épaisseur variable issu de la Dernière Période glaciaire. La partie inférieure des «Couches du Jensberg» est constituée principalement de grès glauconitique à grain fin riche en micas et qui est partiellement marneux ou intercalé de marnes (GRUNER et al. 2013).

Au Rebhubel (feuille Büren a. A.), une découverte de mammifère mentionnée par SCHWAB (1960) comme étant un *Cricetodon gregarium* SCHAUB 1925 a été redéterminée par D. Kälin en 2002 et identifiée comme *Megacricetodon collongensis* (MEIN 1958). Cette révision permet une attribution de la partie supérieure des «Couches du Jensberg» au Burdigalien tardif (MN4b). La partie supérieure des «Couches du Jensberg» correspond par conséquent du point de vue chronologique à la zone de transition entre l'OMM et l'OSM telle qu'elle est connue plus à l'est sur le territoire des feuilles Aarau (JORDAN et al. 2011) et Schöftland (GRAF et al. 2012) de l'Atlas géologique. En raison de la sensible influence marine, la partie supérieure des «Couches du Jensberg» doit encore être attribuée à l'OMM.

Synclinaux du Jura

m_{3p} *Poudingue polymicte et grès à galets*

En 2009 près du Genièvre, à la bordure sud-est de Tramelan (coord. approx. 2575.180/1230.120; feuille Bellelay-Saignelégier), cette unité affleurait dans un petit talus sous la forme d'un banc de grès brun avec des galets calcaires et cristallins arrondis isolés. ZIEGLER (1956) a décrit des galets provenant du pâturage à cet endroit, qui pouvaient atteindre une taille de 20cm et étaient d'origine alpine pour les trois quarts (surtout de la quartzite), ainsi que des galets calcaires souvent perforés. Aux coord. 2575.200/1230.000, du grès gris-vert et des marnes se trouvaient dans un affleurement temporaire; il s'agissait également de l'unité du poudingue polymicte et grès à galets. FORKERT (1933) n'a déjà plus été en mesure de retrouver l'affleurement de poudingue polymicte mentionné par d'anciens auteurs près de la Combe au sud-ouest de Tramelan (coord. 2573.100/1229.250).

Aux coord. 2573.250/1226.420, au pied occidental du Rinzon à l'ouest de Cortébert, la succession de poudingue polymicte et grès à galets débute par un banc de grès dur de couleur brune, épais de presque 1 m, qui recouvre avec une limite nette un grès tendre et contient de nombreux clastes d'argilite claire remaniés de l'unité sous-jacente pouvant atteindre la taille d'une noix (ZIEGLER 1956). Cet horizon remanié est recouvert de près de 6 m de grès avec des niveaux à galets (comprenant

env. 85% de galets alpins, mais aucun de grès coquillier remanié) ainsi que des passées de poudingue qui contiennent des coquilles de gastéropodes d'eau douce (ZIEGLER 1956).

Aux coord. 2573.400/1226.670, 300m plus au nord-est, un banc de poudingue compact, épais de 2 m, et quelques niveaux de grès plaqueté affleurent dans une ancienne gravière. Le poudingue est constitué de 75% de galets jurassiens et de 25% de composants alpins (ZIEGLER 1956); de rares galets perforés indiquent un dépôt en milieu marin. Comme l'unité sous-jacente n'affleure pas, il n'est possible de faire qu'un parallèle hypothétique avec le poudingue de l'affleurement situé au pied occidental du Rinzon décrit plus haut. Viennent ensuite plusieurs douzaines de mètres de grès tendre micacé en partie concrétionné avec des galets isolés encroûtés de limonite, des clastes d'argilite et du bois flotté, passant finalement à des marnes. La puissance du poudingue polymicte et grès à galets, respectivement de la Formation de St-Gall, au Rinzon atteint 90–100 m (ZIEGLER 1956).

Molasse d'eau douce supérieure (OSM)

m_{4p} Poudingue à éléments calcaires
Burdigalien – Langhien

Sur la bordure occidentale du synclinal de Tramelan, l'OSM, qui est constituée essentiellement de calcaires d'eau douce et de marnes (voir plus bas), passe à un poudingue à éléments calcaires dont les composants proviennent des Formations de Reuchenette et du Twannbach (FORKERT 1933). Aujourd'hui, le conglomérat affleure bien p.ex. un peu à l'est de la boucle ferroviaire inférieure au sud-ouest de Tavannes (feuille Bellelay-Saignelégier). FORKERT (1933) a décrit en détail les affleurements de conglomérats de l'époque. Les niveaux conglomératiques relativement épais et constitués de matériel exclusivement local attestent d'un relief conséquent de l'épaulement ouest du fossé de la Dépression rauracienne lors du dépôt de l'OSM.

Marne rouge: à l'ouest de Tramelan, le poudingue à éléments calcaires repose sur une marne rouge formée par pédogénèse. De la marne rouge, parsemée de petits galets calcaires, affleure dans de nombreux jardins et caves du quartier des Navaux (coord. 2573.550/1229.870; les habitants du lieu la nomment «les Rouges Terres»). Son épaisseur pourrait atteindre plusieurs décamètres. Dans l'affleurement situé en aval de la boucle ferroviaire et mentionné ci-dessus, FORKERT (1933) constata que la marne rouge était sus-jacente à la Formation du Twannbach. Selon cet auteur, elle repose plus à l'est sur l'unité du poudingue polymicte et grès à galets (Formation de St-Gall).

m_4 Calcaire d'eau douce et marne, Glimmersand (sable micacé)
Burdigalien – Langhien

L'OSM se trouve dans le centre et l'est de Tramelan sous la forme de calcaires d'eau douce et de marnes (ROLLIER 1892, FORKERT 1933), qui se sont également déposés de temps à autre dans la zone d'influence de l'épandage axial de la Glimmersandschüttung (HOFMANN 1969, KÄLIN 1993). Dans le contrefort situé au sud-ouest de Tramelan, aux coord. 2573.890/1229.760, des bandes de marne bariolée et du calcaire d'eau douce brunâtre contenant des planorbes ont été mis au jour lors de la construction d'une maison d'habitation. Aux coord. 2574.300/1230.060, juste en dehors du territoire de la feuille Chasseral, de la marne grise en partie laminée, épaisse de 6 m, contenant des concrétions calcaires lobées pouvant atteindre une taille de 3 cm, et un banc de calcaire d'eau douce épais de 1m avec des planorbes, affleuraient dans une fouille en vue de l'agrandissement d'une fabrique. En été 2015, une fouille aux coord. 2575.215/1230.340, juste en dehors du territoire de la feuille Chasseral également, a mis au jour une alternance de calcaires d'eau douce et de marnes épaisse d'env. 25 m (AUFRANC et al. 2016a). Les mammifères récoltés à cette occasion confirment la présence de la base de la zone de mammifères MN7+8 (AUFRANC et al. 2016a). Dans le synclinal de Tramelan, du sable micacé de l'épandage axial (Glimmersandschüttung; HOFMANN 1969) a été observé au cimetière de Tramelan (coord. 2574.600/1230.160) et dans le forage Tramelan La Tuilerie (coord. 2577.410/1230.935) (KÄLIN 1993, AUFRANC et al. 2016a; les deux affleurements se situent sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier). Tel qu'il apparaît dans l'OSM de Suisse orientale, le Glimmersand – un sable micacé pur – se caractérise par son contenu en minéraux lourds avec une teneur très élevée en grenat (jusqu'à 90%), un peu d'épidote (en moyenne 12%) et une teneur élevée en staurolite. Par leur teneur élevée en épidote et réduite en grenat et staurolite, les affleurements de Glimmersand du Jura bernois témoignent d'apports considérables en provenance de l'épandage du Napf.

La série sédimentaire de la molasse au Rinzon près de Cortébert se termine selon ZIEGLER (1956) par une alternance épaisse de 10–15 m de niveaux de marnes et de bancs de calcaires d'eau douce poreux contenant des lymnées et des planorbes. HOFMANN (1969) a décrit un affleurement aux coord. 2573.930/1226.620, dans lequel une couche d'env. 10 m de Glimmersand à granulométrie fine recouvrait une succession de calcaires d'eau douce. Ainsi l'OSM atteint une épaisseur d'env. 30 m au Rinzon.

M Molasse indifférenciée

Dans l'angle nord-ouest du territoire de la feuille (Franches Montagnes), de la molasse conglomératique et marneuse apparaît de manière discontinue dans les synclinaux. En raison des mauvaises conditions d'affleurement et du manque de

données biostratigraphiques, l'attribution de ces affleurements à une formation ou parfois même à un groupe lithostratigraphique (USM, OMM ou OSM) n'a pas été possible (cf. feuille Bellelay-Saignelégier, AUFRANC et al. 2016a). La molasse indifférenciée apparaît aux endroits suivants sur le territoire de la feuille Chasseral:

- Près de la Fin des Chaux, au sud de la plaine d'Es Chaux près des Breuleux, un niveau de molasse indifférenciée de faible épaisseur et recouvert de limons d'altération se trouve entre la voûte plongeante du Petit Crêt et le chevauchement de l'anticlinal de la Chaux d'Abel (FORKERT 1933).
- En bordure sud de la tourbière éponyme de la Tourbière, FORKERT (1933) a trouvé 5 m de marnes grises au-dessus du calcaire de la Formation du Twannbach dans la doline aux coord. 2569.300/1229.925, et un peu plus à l'est, aux coord. 2569.570/1229.950, un banc de conglomérat de 1 m d'épaisseur, cimenté par du calcaire blanc dans de la marne grise verdâtre contenant peu de galets. Les deux affleurements sont aujourd'hui fortement altérés.
- Près des Envers, à l'WSW de l'étable, aux coord. 2568.680/1227.500, des marnes rougeâtres riches en galets forment le fond d'un petit étang. Un peu plus au nord se trouve un banc conglomératique vertical de près de 2 m d'épaisseur. Ce dernier se compose de galets bien arrondis et perforés de la taille d'un œuf constitués de calcaire du Malm, ainsi que de plus petits éléments de quartz dans une matrice dure contenant des fragments de bivalves et de bryozoaires en partie orientés. ZIEGLER (1956) a décrit ce conglomérat comme poudingue coquillier et l'interpréta comme un dépôt de l'«Helvétien» (OMM II) à proximité d'une plage.
- Dans la Combe des Arses, des galets de quartzite et du grès siliceux apparaissent à l'ouest du Mont-Tramelan (coord. approx. 2571.160/1228.660, dans une tranchée de pose de conduite et près de l'abreuvoir à proximité de la doline); dans l'étroite dépression sous la ferme du Faviez (coord. approx. 2572.375/1229.365), des galets et des fragments de poudingue à éléments calcaires dans du limon rougeâtre (cf. ZIEGLER 1956). ZIEGLER (1956) interpréta ce matériel comme «Helvétien» (OMM II) remanié.

Galets allochtones

La majeure partie des galets et des cailloux allochtones du territoire de la feuille Chasseral est d'origine glaciaire. Ceux-ci n'ont été cartographiés qu'au-delà de l'extension maximale de la glace lors du Dernier Maximum Glaciaire (LGM). Ils ont été transportés depuis les Alpes par une, voire même par plusieurs avancées glaciaires au Pléistocène moyen, qui recouvrirent la presque totalité du territoire de la feuille. Ils sont décrits plus bas dans le sous-chapitre «Till (moraine) altéré, en partie délavé» (**q_m**).

L'altération d'une ancienne formation contenant du gravier doit être envisagée pour expliquer l'origine des galets allochtones présents sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier adjacente au nord. Le poudingue marin polymicte à la base de la Formation de St-Gall ou les conglomérats de la Formation du Bois-de-Raube (anciennement «Sables et graviers vosgiens») entrent ici en ligne de compte. Quant aux pisolites ferrugineuses, dont la taille atteint 5 cm, contenues dans du limon jaune-brun ainsi que les galets de quartzite et le Buntsandstein décoloré (ZIEGLER 1956) qui se trouvent près des Vacheries Bruniers au Mont-Tramelan, il s'agit probablement aussi d'un «gravier résiduel» du même type.

Sur la Montagne du Droit (coord. approx. 2587.690/1229.455), un petit gisement de sable «étrange au plus haut point» qui n'affleurait autrefois que temporairement (RUTSCH 1942), compte parmi les sédiments clastiques dont l'origine est inconnue et dont la position stratigraphique demeure incertaine. Ce dépôt de sable grossier a une épaisseur d'env. 20–30 cm et est composé de grains bien arrondis, brillants, liés par de l'argile (RUTSCH 1942). Selon RUTSCH (1942), il ne s'agit pas de sable vitrifiable du Sidérolithique mais de sable comparable aux sédiments de la Formation du Bois-de-Raube («Sables et graviers vosgiens», Miocène moyen à tardif, KÄLIN 1993) du Bassin de Delémont et de l'Ajoie.

QUATERNAIRE

Pléistocène

Les datations par isotopes cosmogéniques de blocs erratiques sur le Montoz, 4 km à l'ouest de l'angle nord-est du territoire de la feuille Chasseral, ont fourni des âges atteignant presque 140 ka BP (GRAF et al. 2007, 2015), ce qui correspond à l'Avant-dernière Période glaciaire (Période glaciaire de Beringen, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011). Il est probable néanmoins que le glacier Valaisan (SCHLÜCHTER 2009; Glacier du Rhône) ait pénétré sur le territoire de la feuille auparavant déjà, à savoir plus tôt encore au Pléistocène moyen (GRAF et al. 2015; Période glaciaire de Möhlin?, GRAF 2009). Les avancées du glacier Valaisan au Pléistocène moyen dans la partie du Jura considérée ici se sont étendues au-delà du territoire de la feuille Chasseral jusqu'à une ligne Charmauvillers–Sornetan (AUFRANC et al. 2016a) pour atteindre une altitude d'au moins 1300 m de telle sorte que seule la crête du Chasseral et éventuellement le Montoz étaient coiffés de leur propre calotte glaciaire.

Au cours de sa dernière avancée au Pléistocène tardif, à savoir le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) de la Dernière Période glaciaire (Période glaciaire du Birrfeld, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011) datant de près de 22 ka (GRAF et al. 2015), le glacier Valaisan n'atteignait plus que le pied sud du Chasseral (altitude maximum de la glace proche de 1000 m) et du Mont Sujet ainsi que la vallée d'Orvin et la cluse de Rondchâtel où un lac de bordure glaciaire se forma dans la vallée de la Suze. Lors du LGM, la chaîne du Montoz et les anticlinaux du Chasseral et du Mont Sujet portaient leur propre couverture glaciaire au-dessus de 1100–1200 m (SCHLÜCHTER 2009).

Pléistocène moyen

q_m Till (moraine) altéré, en partie délavé

Les plus anciens vestiges glaciaires sur le territoire de la feuille Chasseral sont constitués de matériel altéré, souvent remanié et délavé, provenant d'au moins une avancée du glacier Valaisan qui s'est étendue au-delà du territoire de la feuille en direction du nord au Pléistocène moyen. Une extension minimale de la glace en direction du nord-est est attestée aux endroits suivants: accumulation de matériel alpin dans la tourbière de Chanteraine au sud du Noirmont (coord. approx. 2563.500/1229.500; SUTER 1936) et près du Creux-des-Biches (coord. approx. 2262.500/1228.000), tas de pierres composés de roches vertes alpines près de Charmauvillers (coord. 2560.750/1231.900; AUFRANC et al. 2016a, b) et de la Grapotte (coord. 2560.555/1230.900) outre-Doubs, blocs alpins et galets de la région Bellelay – Châtelat – Sornetan (ROTHPLETZ 1933, AUFRANC et al. 2016a, b) ainsi que nombreux blocs erratiques sur la Montagne de Sorvilier, chaîne du Montoz (ANTENEN 1973a, GRAF et al. 2007, 2015). Les blocs erratiques sur le Mont d'Amin (altitude de 1395 m, OTZ 1876), à proximité de la fromagerie Jobert sur la chaîne orientale du Chasseral (coord. 2580.000/1224.250, altitude approx. 1290 m) ainsi que près de la Vacherie (de Sonvilier) située initialement aux coord. 2564.430/1223.440 à une altitude approx. de 1230 m un peu à l'ouest du Mont-Soleil, indiquent l'altitude minimale du glacier Valaisan au Pléistocène moyen.

En 2013, dans la partie sud du bassin de Tramelan, une moraine de fond grise composée de matériel fin (basal lodgement till) contenant des blocs calcaires et de petits composants alpins affleurait de manière temporaire pendant les travaux d'assainissement d'un ruisseau mis sous terre dans la dépression des Lovières. A proximité, dans la fouille destinée à l'aile sud de l'ArteCad Arena des Lovières à Tramelan (coord. 2574.650/1229.750), du gravier calcaire brun, moyennement arrondi et fortement silteux, épais d'au moins 5 m, a été mis au jour. La proportion de moins de 2% d'éléments alpins pourrait indiquer du till remanié.

Les versants inférieurs du Vallon de St-Imier sont recouverts d'une vaste couverture de dépôts, localement profonde et rarement affleurante, qui est sus-jacente à la Molasse d'eau douce inférieure. Cette couverture contient aussi en partie du till altéré du Pléistocène moyen comme le montrent divers affleurements temporaires. Entre Villeret et Cormoret, LÜTHI (1954) a décrit des cailloux striés, polis, aux angles arrondis, dans une matrice gravelo-sableuse, parfois argileuse, contenant des éléments alpins dans une proportion de 15–20%. Près de la ferme des Ruaux à l'est de Cortébert (coord. 2575.500/1229.525), l'excavation réalisée en 2014 pour la construction d'une nouvelle étable a révélé des cailloux et blocs jurassiens, pour la plupart moyennement arrondis, dans une matrice sablo-marneuse meuble, verdâtre. En 2007, un dépôt fortement silteux, épais d'au moins 3 m, peu solidifié, constitué principalement de graviers et de cailloux a été mis au jour dans l'excavation réalisée pour une étable près de la ferme Champs du Buchenier, au sud de Sombe-

val (coord. 2579.150/1226.610). Ce niveau se trouvait sous un éboulis saturé d'eau, épais de 1,5 m et est interprété comme du till glissé.

Des vestiges de till du Pléistocène moyen et de petits cailloux alpins se trouvent également dans les régions plus élevées du territoire de la feuille Chasseral. Un petit affleurement de till altéré se trouve sur la Montagne du Droit entre la Bise de Cortébert et la Bise de Corgémont. Des vestiges de till et des cailloux alpins se rencontrent plus fréquemment sur les pieds de pente du versant nord de la chaîne du Chasseral. Ainsi, sur la terrasse qui s'étend de la Métairie de Graffenried Dessous par la Blanche – où s'entassent des blocs de quartzite et de roche verte mesurant un demi-mètre – jusqu'à Piénibon et plus loin par le Châble jusqu'aux fermes des Boveresses et du Schilt. La limite supérieure des cailloux alpins observés sur le versant nord du Chasseral se situe aux Prés de Cortébert à une altitude de près de 1180 m. Sur la crête du Chasseral lui-même, du till datant du Pléistocène moyen n'apparaît qu'à proximité de Jobert, à une altitude de 1280–1290 m.

Sur le flanc sud du Chasseral, des cailloux alpins – le plus souvent des quartzites rougeâtres et des granitoïdes – se trouvent à l'ouest de Nods à une altitude maximale de 1230 m. La limite d'extension orientale s'abaisse à une altitude d'environ 1160 m en direction des Prés Vaillons. La vallée de Prés Vaillons – Métairie de Prêles – Prés-d'Orvin est en partie recouverte de till altéré. Au nord des Prés-d'Orvin, à proximité du Pré Carrel, la limite d'extension des cailloutis du versant méridional du Chasseral s'élève à une altitude proche de 1300 m pour se perdre ensuite, en s'abaissant légèrement, dans le versant escarpé situé au nord au-dessus d'Orvin. Pour terminer, des cailloux apparaissent en grandes quantités au sommet de la voûte de l'anticlinal du Chasseral entre les Coperies et Saesseli du Haut jus-qu'à une altitude de 1170 m.

Au Mont Sujet, on rencontre des cailloux alpins jusqu'à une altitude de 1180 m. Sur le dos du Mont Sujet, aucun matériel erratique n'a été observé. Néanmoins, puisque le Mont Sujet fut recouvert par la glace au Pléistocène moyen, il est probable que du till ancien fortement altéré soit dissimulé parmi les affleurements limoneux liés pour la plupart à des failles.

Sur l'anticlinal du Lac, entre les Prés de Macolin Derrière et la Fin du Monde, la présence de till altéré est bien démontrée au-dessus d'une altitude de près de 980 m. A côté de la route, du pt 1045 m près de la localité Im Baselstei au pt 1009 m près de la Comtesse, du till et des cailloux de granite désagrégés en gravier anguleux peuvent être dégagés. Un grand tas de galets bien arrondis de quartzite se trouve dans la clairière qui abrite la petite ferme au pt 1013 m au nord-ouest des Prés de Macolin Derrière (coord. approx. 2579.500/1219.700).

Blocs erratiques du Pléistocène moyen

Les traces les plus impressionnantes de l'avancée glaciaire au Pléistocène moyen sur le territoire de la feuille Chasseral sont les blocs erratiques granitiques

près de Jobert. D'autres blocs erratiques situés au-delà de la moraine frontale du Dernier Maximum Glaciaire se trouvent principalement sur la Montagne du Droit et au Montoz, dans le bas du Vallon de St-Imier ainsi qu'aux Prés d'Orvin. Il est probable que la majeure partie de ces blocs aient été transportés après leur dépôt par une avancée glaciaire postérieure dans le Pléistocène moyen, par des glaciers locaux ou par des processus gravitationnels.

MINA (2007) a procédé à des analyses pétrographiques des blocs erratiques des environs de Sonceboz (voir également EPPLE 1947) ainsi que de ceux provenant des Prés-d'Orvin et tenté de les classer du point de vue lithologique et selon leur origine. Il s'est avéré que les blocs massifs fortement érodés se prêtaient souvent mal tant à l'examen qu'à l'échantillonnage. Ils étaient composés en grande partie de granites et de roches ressemblant au granite, en partie composées d'hornblende et de roches saussuritisées que EPPLE (1947) a désignées comme Granite du Mont-Blanc. Quelques-uns des blocs erratiques cartographiés sur la feuille Chasseral sont décrits plus en détail ci-dessous:

Jobert: au SSE de la fromagerie Jobert, un grand bloc protégé d'env. 3 m a été identifié comme Granite du Mont-Blanc par EPPLE (1947), comme «gneiss de la nappe de la Dent Blanche» par GERBER & SCHMALZ (1948) et comme orthogneiss saussuritisé par MINA (2007). De nombreux autres fragments issus de l'exploitation du même type de roche gisent plus en amont.

Montagne du Droit: sur la terrasse des Prés Renaud, devant l'angle de la maison au pt 999 m se trouve un bloc arrondi d'env. 0,5 m de minerai de fer d'origine inconnue. Un peu au-dessus de l'école de Jeanguisboden, à une altitude de près de 1150 m, se trouve du grès alpin à ciment siliceux (MINA 2007; quartzite, EPPLE 1947) et à deux endroits près de la Schnack apparaît de l'éclogite rétrograde (MINA 2007): aux coord. 2579.930/1228.460, un bloc disloqué en 3 fragments dont la surface est érodée et caverneuse ainsi qu'un grand bloc protégé près de la Baruche (coord. 2580.090/1228.190, qualifié de prasinite par EPPLE 1947).

Montoz: un bloc d'éclogite sombre, légèrement schisteux se trouve non loin à l'est du portail sud du tunnel de Pierre Pertuis aux coord. 2580.959/1227.370. Les deux blocs de cristallin d'une taille de près de 1m situés au nord-est du Brahon sur le versant ouest du Montoz (coord. approx. 2582.670/1228.100) sont intéressants du fait de leur altitude d'env. 1245 m.

Bas Vallon de St-Imier au nord de la Suze: près de Cormoret, un grand bloc se trouve dans le vallon de la source de la Dou (coord. approx. 2569.600/1224.160) et un autre, au-dessus du captage de la source de la Raissette. En 2008, dans une tranchée de pose de conduite à l'ouest du Rinzon, du matériel erratique grossier, dont plusieurs blocs de schiste vert de plus petite dimension, affleurait juste à côté de la fouille supérieure. Visible de loin, un bloc de granite protégé se dresse sur le versant sud du Rinzon (coord. 2573.590/1226.250); un autre, protégé également, a été

placé sur la rive de la Suze à Cortébert aux coord. 2574.650/1226.660. Aux coord. 2577.795/1227.790, au-dessus de la route Corgémont – Jeanbrenin, se trouve un métagabbro protégé (MINA 2007; Smaragdit-Saussurit-Gabbro, EPPLE 1947).

Bas Vallon de St-Imier au sud de la Suze: le long d'un chemin au sud du terrain d'aviation de Courtelary se dresse un petit bloc de minerai (coord. 2573.600/1225.600). Près du stand de tir de Corgémont, un groupe de blocs granitiques de plus grande taille sont disséminés sur une vaste surface; près de l'abreuvoir du Trou apparaissent deux plus petits blocs de calcaire alpin (coord. approx. 2577.300/1225.900). Finalement, un bloc de granite d'une taille de près de 5 m se trouve à une altitude de presque 730 m dans l'épais bosquet du vallon en dessous du Hubeli au sud de Sombeval.

Les Prés-d'Orvin: dans le fond de la vallée, entre la Métairie de Prêles et les Prés-d'Orvin se trouve du matériel erratique souvent fissuré, transporté et accumulé par l'eau (voir également MINA 2007). Le versant nord et nord-est adjacent est recouvert d'une couche d'humus riche en petits cailloux arrondis de quartzite et de granite ainsi que des blocs erratiques divers dont trois grands blocs de schiste vert: le premier a bien 5 m de longueur et se situe au nord-ouest de Bellevue (coord. 2579.760/1222.780), le second de taille similaire et le troisième, plus petit, se trouvent au nord des Voigières (coord. approx. 2580.820/1223.350, 2580.720/1223.090). Le replat du Pré du Scé situé à une altitude de près de 900 m sur le versant est du Mont Sujet comprend également du matériel transporté d'origine alpine pour la plupart, dont un bloc de 4 m de Granite du Mont-Blanc (coord. 2580.610/1221.290). MINA (2007) a déterminé les blocs erratiques des Prés d'Orvin comme granite du Massif de l'Aar et du Massif du Mont-Blanc contenant tous deux en partie de la hornblende, comme quartzites et grès faiblement métamorphiques issus du Trias basal et du Permo-Carbonifère des Alpes valaisannes ainsi que comme métagabbros et schistes verts, fréquents dans la zone de Zermatt-Saas-Fee.

Mont Sujet: un galet de calcaire brun, arrondi, de 20 cm, contenant des oursins irréguliers *Toxaster retusus* de 3 à 4 cm a été découvert sur le versant sud-est du Mont Sujet aux coord. 2579.700/1220.550 à une altitude de 980 m. Il se rapporte soit à la Pierre jaune de Neuchâtel de la Formation du Grand Essert, soit au Kieselkalk Helvétique.

Pléistocène moyen ou tardif

q_{agS} Anciens graviers dans la vallée de la Suze

Dans la région Sombeval – Tavannes – La Heutte, divers graviers résiduels affleurent à une altitude nettement supérieure à celle du fond de la vallée de la Suze (et de la vallée de la Birse) (voir également ROLLIER 1901, EPPLE 1947, AUFRANC et

al. 2016a). Faute de critères adéquats pour leur subdivision et leur corrélation, les affleurements ont été regroupés en une seule unité cartographique, bien que la teneur en galets alpins, les différentes altitudes et la situation orographique (des deux côtés du col de Pierre Pertuis) entre autres indiquent que les affleurements ne sont pas forcément corrélables les uns aux autres.

L'âge des anciens graviers dans la vallée de la Suze est inconnu. Leur caractère résiduel plaiderait plutôt en faveur d'un dépôt – en plusieurs phases peut-être – au cours du Pléistocène moyen, bien que pour certains affleurements un dépôt dans le lac formé dans la vallée de la Suze lors du Dernier Maximum Glaciaire ne puisse être exclu.

Les divers affleurements des anciens graviers dans la vallée de la Suze sont décrits ci-dessous du nord vers le sud:

Tavannes: à Tavannes, à l'ouest de la Birse, du gravier grossier, bien arrondi, constitué presque exclusivement de calcaire du Malm (Graviers de la Birse, AUFRANC et al. 2016a) est entaillé à env. 200 m au nord de l'embranchement en direction de Tramelan. Des blocs d'une taille atteignant jusqu'à 1 m, visibles dans le talus en dessous de l'église réformée, y sont aussi attribués. Cet affleurement, dont la base se trouve à une altitude de 780 m, atteint encore tout juste le territoire de la feuille Chasseral. Selon ROTHPLETZ (1933), des Graviers de la Birse affleuraient également 250 m au nord-est de la source de la Birse. Ces derniers dépôts sont aujourd'hui épuisés respectivement recouverts d'un remblai artificiel.

Col de Pierre Pertuis: du sable calcaire moyennement cimenté à stratification oblique contenant du gravier grossier et bien arrondi a été extrait dans la gravière en cours de comblement située à proximité de l'ancienne route du col de Pierre Pertuis (coord. 2581.300/1228.250, à une altitude de 800 m). La proportion d'éléments cristallins s'élève à près de 2% (EPPLE 1947). Le même gravier affleure également 80 m au nord-est du portail ferroviaire près de l'ancienne route à une altitude de 780 m.

Sonceboz, Sombeval, Les Carolines: le gravier bien trié affleurant dans le talus amont de la route au-dessus du virage situé au nord du pt 675 m, ainsi que près de la jonction autoroutière de Sonceboz (à une altitude de 675–700 m), est similaire sur le plan pétrographique. Cet affleurement s'étire en direction du SSW vers le sillon comblé d'orientation NNE–SSW situé entre Sonceboz et Tournedos. Ce sillon n'est cependant pas rempli de graviers mais de sédiments d'eau stagnante avec des niveaux de till (voir forage Tourndeos RB1, GÉOPORTAIL BE). La base de ce sillon se trouve à une altitude d'env. 660–670 m. L'extension de l'affleurement au-dessus de Sombeval (altitude 670–720 m) repose sur les indications d'EPPLE (1947). Les dépôts des Carolines (altitude 750–780 m) épais de 10–12 m, ont été classés comme éboulis du fait de leur texture brute et de l'absence, dans une large mesure, de matériel alpin.

Les Rottes: EPPLE (1947) a décrit du gravier fluvioglaciaire épais de 40 m, contenant près de 5% de galets alpins, dans la sablière exploitée à l'époque dans le versant des Rottes. La succession était sableuse à la base, passait à un gravier grossier avec des niveaux sableux et des blocs vers le haut; il présentait une stratification deltaïque inclinée vers le nord.

La Vignerole: aux coord. 2580.685/1226.280 près du chemin à l'est, en dessous de la Vignerole, se trouve un affleurement de gravier de moindre étendue. Celui-ci se situe à l'extrémité est du sillon comblé de la Vignerole, d'orientation WNW–ESE. Comme le sillon décrit plus haut et situé plus au nord, il est en grande partie comblé de sédiments d'eau stagnante avec des niveaux épars de sable et de gravier, et non pas uniquement de gravier (voir forage Tournedos RB2, GÉOPORTAIL BE). La base du sillon se situe à une altitude d'env. 710 m.

Métairie de Nidau: au sud de la Métairie de Nidau, l'affleurement de galets fortement cimentés mis en relief par l'érosion, composé d'éléments de calcaires jurassiens et d'env. 2% de matériel alpin de la taille d'une tête (KÜHNI 1993), contraste avec la forme douce du grand cône de déjections postglaciaire à la sortie de la Porte des Enfers. EPPLE (1947) a considéré ce gravier comme relique d'un cône de déjections formé autrefois à cet endroit déjà.

q_c Craie lacustre

Sur le versant à l'est des Champs du Buchenier au sud de Sombeval, de la craie lacustre apparaît à une altitude située entre 680 et 730 m. EPPLE (1947) la remarqua au cours de travaux de drainage en 1944 et y découvrit des planorbes. En 2007, de la craie lacustre de faible épaisseur a de nouveau été excavée dans de nouvelles tranchées de drainage à une profondeur d'environ 1 m. Tant les conditions de formation que l'âge de la craie lacustre des Champs du Buchenier sont inconnus.

Pléistocène tardif

q_{mV} Till (moraine) du glacier Valaisan

Le glacier Valaisan n'atteignait que le pied sud du Chasseral, du Mont Sujet et de l'anticlinal du Lac lors de la Dernière Période glaciaire. Ses traces se trouvent sous la forme d'une couverture de till (moraine) relativement étendue, plutôt lacunaire dans les régions escarpées, et de vallums morainiques latéraux.

La Montagne de Diesse est recouverte d'une épaisse couche de till égalisée par les activités agricoles et qui s'étend au-dessus de Nods jusqu'à une altitude de 970–990 m (Champ Matthieu, LÜTHI 1954). Le vallum morainique distinctement reconnaissable le plus élevé est situé au sud de Bellevaux, près de Nods, à une altitude de 935 m. Il est coupé à l'est par un ancien chenal d'écoulement de bordure glaciaire. En 1993, de la moraine gréseuse contenant des composants bien arrondis

dont la moitié était d'origine alpine, affleurait dans une fouille située entre le cimetière de Nods et le pt 920 m, tandis que 4 m de sable graveleux se trouvait 100 m au sud du pt 885 m, juste en dehors du territoire de la feuille.

Des vallums morainiques apparaissent à nouveau plus loin en direction de l'est, près de Diesse. Un petit talus dessine un ressaut dans le versant en dessous de la butte du stand de tir de Diesse et monte en direction de l'est à une altitude de 960 m. Une terrasse morainique distincte, située plus bas, lui succède depuis la ferme de la Croix jusqu'à la Fin de Chenaux et s'abaisse dans cette direction d'une altitude de 910 m à 890 m. Près de la Prèze, une moraine frontale recoupée par la route se trouve à l'entrée supérieure de la vallée de l'Envers de Jorat à une altitude d'env. 890 m. Selon LÜTHI (1954), du matériel gravelo-sableux d'origine jurassienne et alpine contenant des blocs de la taille d'une tête, en partie arrondis et striés, a été exploité dans la gravière de Diesse aujourd'hui comblée et partiellement occupée par des maisons. Une entaille en dessous du réservoir de la Fin de Chenaux a révélé des éboulis principalement calcaires avec de grands blocs.

Alors que sur le Plateau de Diesse, la limite supérieure du glacier Valaisan lors du Dernier Maximum Glaciaire (LGM) ne se laisse deviner qu'approximativement, sur les Prés de Macolin elle est marquée distinctement par un grand nombre de vallums morainiques bien conservés atteignant jusqu'à 10 m de hauteur. Des alentours du pt 927 m à l'ouest des Prés de Macolin, les vallums, respectivement les segments de vallums, s'étirent d'abord en direction ESE vers l'amont puis tournent près du point le plus élevé (pt 973 m) en direction ENE pour s'abaisser à nouveau légèrement dans cette direction. Les vallums morainiques, plongeant des deux côtés dans le sens longitudinal, soulignent très bien la surface du glacier Valaisan voûtée d'une part vers sa bordure et accusant d'autre part un abaissement progressif dans le sens de l'écoulement. De grands blocs de calcaire jurassien blanc d'une taille allant jusqu'à 1 m dominent dans l'affleurement situé dans la région des Prés de Macolin, ils sont accompagnés de petits galets cristallins en proportion plus faible.

Au-dessus de Macolin, de nombreux vallums morainiques d'orientation NNE s'étendent en biais sur le dos de l'anticlinal du Lac descendant vers le nord-est en direction de la vallée d'Orvin. Le vallum le plus élevé s'étire du pt 933 m situé à l'entrée du terrain de la Haute école fédérale de sport de Macolin HEFSM jusqu'au pt 920 m près de la Côte. Tout comme dans la partie sud-ouest du territoire de la feuille, il ne représente pas la hauteur maximale de la glace lors du LGM. Celle-ci devait se situer probablement dans la région Fin du Monde – Prés du Tabac à une altitude de près de 965 m. Dans la Forêt de la Morille, les vallums morainiques de Macolin, accompagnés d'anciens chenaux d'écoulement de bordure glaciaire, passent à une couverture de till délavé dépourvue de structure. A l'est du vallum morainique de Macolin le plus bas, situé à une altitude de 830 m, aucun autre vallum n'apparaît plus sur le dos de l'anticlinal du Lac sur le territoire de la feuille Chasseral.

Fig. 20: Stries glaciaires à la surface du Calcaire saccharoïde (Formation du Twannbach). Riedli près de Bienne (coord. env. 2584.100/1220.440). Photo J. Aufranc, 2016.

Dans la vallée d'Orvin, recouverte principalement de till remanié et de Graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin, on ne trouve pratiquement aucune trace de till à proprement parler, à savoir des sédiments déposés directement par le glacier. Dans la vallée d'Orvin, du till n'a pu être observé que dans la Forêt de Malvaux ainsi qu'à l'extrémité inférieure de la colline du lieu-dit Sechelet. Aux coord. 2582.550/1222.680, de petits galets aux angles arrondis se trouvaient dans une matrice argilo-gréseuse; sous le petit pont aux coord. 2582.720/1222.820, du matériel similaire avait la compacité d'une moraine de fond (basal lodgement till). ANTENEN (1936) a découvert près des fermes du Petit Moulin et du Foncet, la moraine frontale résultant de l'avancée d'une langue glaciaire venant de Frinvillier en direction du haut de la vallée. Le glacier Valaisan de la Dernière Période glaciaire semble avoir effectivement pénétré dans la vallée d'Orvin (voir plus bas, et également GRUNER et al. 2013). Cependant, on n'observe aucun vallum ni sur le terrain ni sur le modèle altimétrique numérique swissALTI^{3D}. Plusieurs blocs granitiques

provenant peut-être d'une glaciation plus ancienne se trouvent ou se trouvaient en dessous du flanc sud escarpé de l'anticlinal du Chasseral.

Pour terminer, du till du glacier Valaisan apparaît dans l'angle sud-est du territoire de la feuille où il recouvre la colline du Birlig près d'Ipsach. Son épaisseur varie de moins de 2 m à près de 20 m. Le till de la Dernière Période glaciaire sur le Plateau Suisse de la feuille Chasseral est principalement silteux à sablonneux fin avec une proportion changeante de matériel gravelo-sableux, de cailloux et de blocs (GRUNER et al. 2013).

Blocs erratiques du Pléistocène tardif

Sur la Montagne de Diesse, les blocs erratiques sont rarement conservés. Ils ont vraisemblablement été détruits ou transportés en d'autres lieux du fait des activités agricoles. Au-dessus de Nods aux coord. 2572.890/1218.685, un bloc d'amphibolite à grenat est visible à une altitude d'env. 952 m. Plus à l'est se trouvent deux blocs de Poudingue de Vallorcine, le premier d'une taille de 0,5 m se situe à la lisière de la forêt en dessous de la Rochalle (coord. 2574.220/1218.220, altitude 925 m), le second d'env. 1 m au pied du Mont Sujet au-dessus de Lamboing (coord. 2576.400/1218.750). Dans les éboulis sur la terrasse morainique au-dessus de Diesse, des blocs de Grès du Val d'Illiez apparaissent aussi rarement.

Le flanc sud de l'anticlinal du Lac est parsemé de nombreux grands blocs erratiques dont la plupart sont en Granite du Mont-Blanc. Les blocs les plus élevés se trouvent à l'est des Prés de Macolin, à une altitude d'env. 955 m. Deux exemplaires dignes d'attention se trouvent à une altitude de près de 900 m; un bloc de plus de 5 m de Poudingue de Vallorcine se trouve au bord du chemin dans l'Ober-Rain tout en haut au-dessus de Daucher (coord. 2580.830/1219.060); la «Pierre Grise» («Grauer Stein», GERBER & SCHMALZ 1948), un bloc de 4 m de Granite du Mont-Blanc dans le quartier biennois de Beaumont (coord. approx. 2584.950/1221.320) constitue l'un des nombreux blocs erratiques protégés se trouvant sur le flanc sud de l'anticlinal du Lac.

Sur les surfaces rocheuses affleurantes, les stries glaciaires horizontales ou s'abaissant légèrement dans la direction d'écoulement de la glace de l'époque sont les témoins impressionnants de l'activité glaciaire. Il peut s'agir de simples éraflures aussi bien que de bourrelets de taille métrique. On peut les observer au-dessus de Riedli (le long des escaliers) tout au nord du lac de Bienne (coord. approx. 2584.100/1220.440; fig. 20).

q_{md} *Till délavé, dépôts de bordure glaciaire*

Le fond de la vallée d'Orvin est comblé par des roches meubles d'origine glaciaire. Ce remplissage de roches meubles s'étire vers l'ouest à la sortie de la vallée de l'Envers de Jorat et est relié à la série de vallums moraniques situés au nord de Macolin dans la Forêt de la Morille. Son épaisseur atteint, au moins localement,

plus de 100 m. Un forage au sud-ouest du stand de tir d'Orvin (coord. 2581.790/1222.110) n'a pas atteint la roche en place à la profondeur finale de 100 m. Ce n'est qu'au niveau du versant au nord du centre du village d'Orvin que la Molasse d'eau douce inférieure a été trouvée à quelques mètres de profondeur. Pour autant que les mauvaises conditions d'affleurement permettent une observation, le remplissage de roches meubles de la vallée d'Orvin a une structure hétérogène et comprend non seulement du till du glacier Valaisan de la Dernière Période glaciaire décrit plus haut (moraine de fond, basal lodgement till), mais également du till délavé et des dépôts de bordure glaciaire qui sont aussi bien argilo-silteux que sableux et gréseux. Les dépôts de bordure glaciaire grossiers ont pu être cartographiés séparément comme Graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin (voir plus bas). La limite entre le till, le till délavé et les dépôts de bordure glaciaire dans la vallée d'Orvin est toutefois floue.

En 2015, 4 m de till délavé affleurait dans la fouille d'un grand bâtiment agricole en dessous de la route Orvin – Evilard aux coord. approx. 2583.650/1222.580. Il s'y trouvait sous la forme de gravier principalement calcaire, mal granoclassé, fortement silteux, contenant des cailloux; on peut noter que les composants d'origine alpine étaient plutôt mieux arrondis. Dans le forage près du stand de tir d'Orvin mentionné plus haut, du gravier silteux (Graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin, voir plus bas) a été traversé dans les dix premiers mètres, suivis par 54 m de limon argileux et de là jusqu'à la profondeur finale de 100 m de limon argileux avec du gravier fin. Les terrains marécageux entre la Vanchée et la Guinguette ainsi que les nombreux captages de sources (cf. ANTENEN 1914, 1936, DE GASPARO 2002) indiquent également la présence de roche meuble à granulométrie fine susceptible de retenir l'eau dans la vallée d'Orvin. Quant au limon argileux, il pourrait s'agir d'un dépôt de lac de bordure glaciaire; là où du gravier fin apparaît, ce pourrait être du waterlain till, à savoir du matériel morainique qui a été accumulé sous de la glace flottante.

$\mathbf{q_{gO}}$ *Graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin*

Les Graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin apparaissent le long de la bordure sud de la vallée d'Orvin ainsi qu'à son extrémité amont à l'ouest, à la sortie de la vallée de l'Envers du Jorat. Un cordon graveleux contenant de grands galets alpins et planté de pins est reconnaissable le long du chemin à l'extrémité inférieure de la Forêt de la Morille. Du sable graveleux calcaire à grains bien arrondis et à stratification oblique, apparaît dans la gravière abandonnée (aujourd'hui décharge de compostage) aux coord. 2583.980/1222.550. Dans la dépression aujourd'hui comblée au sud du pt 720 m le long de la route Orvin–Evilard, ANTENEN (1936) a observé du «matériel irrégulièrement stratifié», il s'agissait peut-être aussi de graviers et sables de bordure glaciaire. Les Graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin, contenant 10% de galets alpins bien arrondis, principalement des

quartzites et des granites, peuvent être observés dans les sites d'exploitation abandonnés en dessous de la Forêt de Jorat.

Les Graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin forment trois terrasses (cf. ANTENEN 1936). Le niveau supérieur, délimité par un rebord escarpé, se situe à une altitude d'env. 825 m près du Crêt sor Neuchâtel et à la base du versant aux coord. 2581.050/1221.850 à l'ouest de la route. Le niveau médian se trouve à une altitude d'env. 760 m près de Charjus et la Vanchée. Enfin, le niveau inférieur se situe à une altitude de 720–710 m, sur la colline du Cheut au sud-ouest d'Orvin. Le niveau supérieur est profondément entaillé par le prolongement oriental de la vallée de l'Envers de Jorat; la différence d'altitude entre le rebord supérieur de la terrasse et le fond actuel de la vallée s'élève à près de 60 m.

Le remplissage de roches meubles de la vallée d'Orvin est complexe et l'histoire de sa formation ne peut pas être élucidée de manière détaillée en raison des mauvaises conditions affleurements. Le faciès et la géométrie des roches meubles reflètent des conditions très changeantes pendant le développement du Dernier Maximum Glaciaire, lors du LGM lui-même et au cours de la première phase de retrait du glacier Valaisan.

Lors de l'avancée du glacier Valaisan, de la glace pénétra par les Gorges du Taubenloch au moins jusque dans la cluse de Rondchâtel (SCHLÜCHTER 2009, GRUNER et al. 2013). La Suze s'en trouva barrée, ce qui mena à la formation de dépôts lacustres dans la vallée de la Suze (voir plus bas) et un barrage se forma à l'extrémité inférieure, orientale de la vallée d'Orvin. Au fur et à mesure de l'englacement, le glacier Valaisan franchit l'anticlinal du Lac entre Macolin et le Malewagwald et pénétra depuis le sud dans les parties médiane et inférieure de la vallée d'Orvin, ce qui renforça encore la situation de barrage. Pendant le maximum glaciaire, la glace s'avança jusqu'à l'entrée supérieure, occidentale de la vallée de l'Envers de Jorat près de la Prèze. Cette vallée joua alors le rôle de chenal d'écoulement de bordure glaciaire par lequel les sédiments furent charriés dans la vallée d'Orvin et s'y déposèrent dans un lac de bordure glaciaire. Des eaux de fonte s'écoulèrent également de la calotte glaciaire locale du Mont Sujet par le sillon de la Bragarde – Charjus dans la vallée d'Orvin. Le lac périglaciaire s'est vraisemblablement comblé rapidement. Les terrasses des Graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin résultent vraisemblablement d'un abaissement du niveau d'accumulation suite à des fluctuations du glacier ou suite à des vidanges sous-glaciaires épisodiques du lac de bordure glaciaire. L'érosion profonde de la terrasse de gravier supérieure notamment indique que ce processus s'est mis en place rapidement, encore durant la période où la vallée de l'Envers de Jorat faisait office de chenal d'écoulement. Après le maximum glaciaire et suite au retrait du glacier, l'écoulement à travers la vallée a été interrompu. Les chenaux d'écoulement de bordure glaciaire dans la Forêt de la Morille témoignent des grandes quantités d'eau de fonte qui se sont écoulées par Macolin dans la vallée d'Orvin, jusqu'à ce que la glace se retire finalement derrière la crête de l'anticlinal du Lac et que ces affluents s'assèchent également.

q_{ml} Till (moraine) de glacier local

Au cours de la Dernière Période glaciaire, le Mont-Soleil, le Montoz, le Chasseral et le Mont Sujet portaient localement leur propre calotte glaciaire au-dessus de 1100–1200 m (SCHLÜCHTER 2009). Seuls les dépôts de till du Chasseral ont été identifiés comme tel de manière univoque sur le territoire de la feuille.

Cet affleurement de till d'un glacier local se trouve près de la Petite Douane, au nord de la crête principale du Chasseral, à une altitude de 1290–1325 m. Lors de la fonte de la calotte de glace locale, une langue glaciaire descendit encore du Petit Chasseral par l'entaille située au nord de la crête du Malm et y déposa à l'arrière du till comprenant exclusivement du matériel jurassien. Certains composants déterminables proviennent entre autres des Membres de St-Brais et de Bollement (chailles comprises), du calcaire à coraux de la Formation de Günsberg ainsi que des deux bancs à «momies» de la Formation de Vellerat. De petits cailloux délavés également dérivés de ces unités se trouvent dans les tas de pierres ramassées sur les Prés de Cortébert. Des petits fragments de calcaire et de chaille du Membre de Bollement se trouvent en outre sur les deux côtés de l'entaille au sud de la Petite Douane – à l'ouest jusqu'à une altitude de 1370 m, à l'est au-dessus de la Daxelhofer jusqu'à une altitude d'env. 1300 m – ainsi que vers la crête escarpée du Malm, au nord des Prés aux Auges, à l'extrémité supérieure de la Combe Grède jusqu'à une altitude de 1350 m.

Il faut partir du principe que d'autres affleurements possibles de till de glacier local ont été cartographiés sur le territoire de la feuille comme éboulis et formations de limon en raison de leurs caractères souvent peu distincts.

Les *anciens effluents de bordure glaciaire* suivants sont encore considérés comme traces de glaciations locales: celui des Prés de Cortébert qui canalisait l'eau de fonte de la calotte glaciaire du Chasseral vers le Vallon de St-Imier, ainsi que les chenaux sur les deux côtés des Prés Vaillons au nord du Mont Sujet; celui qui drainait le secteur de la Bragarde – Charjus en direction de la vallée d'Orvin, et celui du Caillou – Nods.

q_{slS} Dépôts lacustres dans la vallée de la Suze

Lors du Maximum de la Dernière Période glaciaire, le glacier Valaisan s'avança jusque dans la cluse de Rondchâtel où la Suze se trouva barrée (SCHLÜCHTER 2009, voir également GRUNER et al. 2013). La composition des dépôts lacustres correspondants va de l'argile limoneuse au sable limoneux contenant des couches graveleuses et finement litées. Ils sont recouverts par les alluvions récentes de la Suze, par des éboulis ou par des dépôts torrentiels. Ils apparaissent dans les forages du fond de la vallée entre Péry et Sombeval (voir GÉOPORTAIL BE) à partir desquels on peut déduire une extension longitudinale minimale du lac de bordure glaciaire de près de 8 km. Comme aucun affleurement de dépôts lacustres en provenance de la partie correspondante de la vallée et se trouvant au-dessus de son fond actuel n'est

connu, le niveau d'accumulation du lac n'est pas connu. Il devait être de toute façon fluctuant.

Plus en amont, des dépôts lacustres ont été trouvés sous le fond actuel de la vallée à Courtelary et près de Cormoret. D'autres ont été découverts dans une fouille 18 m au-dessus du fond actuel de la vallée près de Corgémont. La question de savoir si ces affleurements peuvent être mis en relation avec les dépôts lacustres de la Dernière Période glaciaire situés entre Péry et Sombeval ou s'ils sont plus anciens que ceux-ci reste sans réponse (cf. aussi Craie lacustre $\mathbf{q_c}$, plus haut).

Les dépôts sédimentaires d'eau stagnante qui se trouvent dans les sillons comblés près de Sonceboz (Sonceboz – Tournedos et la Vignerole, voir plus haut) peuvent être datés avec une forte probabilité du Pléistocène moyen tardif en raison de la conservation de tronçons de sillons et, dans un cas, de l'alternance avec des couches de till. Ces deux sillons sont probablement des précurseurs de la percée actuelle de la Suze à travers le verrou du Malm calcaire de Tournedos.

$\mathbf{q_{gS}}$ Graviers de la Suze [Schüss-Schotter]

Les Graviers de la Suze, tardi à postglaciaires, de nature calcaire, souvent gréseux à silteux, se trouvent sous le fond de la vallée au centre de Bienne (nouvelle ville de Bienne). Ils recouvrent presque toujours des sédiments lacustres à grain fin et présentent sur le territoire de la feuille Chasseral, à savoir dans la région distale de l'ancien delta de la Suze, généralement une épaisseur de 5 – 10 m (GRUNER et al. 2013). Vers le haut, ils passent aux dépôts d'atterrissement du lac de Bienne qui contiennent en partie de la tourbe et de la craie lacustre (voir plus bas).

Les Graviers de la Suze se sont amoncelés initialement depuis les Gorges du Taubenloch vers le nord-est dans le fossé entre le pied du Jura et le Büttenberg (feuille Büren a. A.). Avec le temps, les dépôts se déplacèrent principalement vers le sud et le sud-ouest. La Suze forma alors un large delta dans l'ancien lac de Bienne (ANTENEN 1973b, GRUNER et al. 2013). La bordure distale de ce dernier s'étendait du bras inférieur de la Thielle au-dessus de la vieille ville de Nidau le long de la rue du Débarcadère à Bienne jusqu'au pied du Jura.

Pléistocène ou Holocène

Masses glissées

En plus des levés sur le terrain, les masses glissées représentées sur la feuille Chasseral (amas de blocs et éboulis solifluidaux inclus) ont aussi été distinguées et délimitées au moyen du modèle altimétrique numérique swissALTI^{3D} et de vérifications finales sur place. Les masses glissées qui se manifestent de manière nette sur le plan morphologique et qui sont par conséquent relativement récentes, voire

en partie toujours actives, sont distinguées par des surfaces blanches avec symboles de glissement tandis que les phénomènes de glissement plus diffus sont représentés au moyen de symboles isolés directement sur la surface de la formation concernée.

Les masses glissées sont presque exclusivement issues d'unités riches en argile et en marne. Sur le territoire de la feuille, ce sont principalement la Formation de Bärschwil, le Membre d'Effingen de la Formation de Wildegg et la Molasse alsacienne, mais aussi le Membre de Saulcy de la Formation d'Ifenthal ainsi que des niveaux marneux au sein du Hauptrogenstein.

Sur le territoire de la feuille Chasseral, des masses glissées plus importantes se trouvent aux endroits suivants: au pied nord du Montoz, sur la Molasse alsacienne; dans la Combe de la Vanne dans le flanc sud du Montoz, sur des niveaux de marne du Hauptrogenstein, sur le Membre de Saulcy, sur la Formation de Bärschwil et sur le Membre d'Effingen; au-dessus de la Heutte, sur la Molasse alsacienne; le long de tout le pied nord du Chasseral entre Villeret et Sonceboz, sur la Molasse alsacienne; dans la Combe Grède, sur le Membre d'Effingen; dans la combe de la Petite Métairie de Nidau, sur la partie inférieure de la Formation du Passwang recouverte d'éboulis (avec peut-être aussi les Argiles à Opalinus); à l'ouest de la carrière de la Tscharner, sur le Membre de Saulcy, avec des blocs du Membre de Bollement; dans la Forêt de Châtel sur le flanc ouest de la cluse de Rondchâtel, sur le Membre d'Effingen. Cette dernière masse glissée est traversée par deux petites limites de contrepente importantes et est située sur une couche d'éboulis limoneux épaisse par endroits de plus de 50 m, également soumise à des mouvements de glissement et recouvrant le Membre d'Effingen; l'instabilté s'est encore accrue lors des travaux d'exploitation dans la carrière (ANTENEN 1997).

Dans le Vallon de St-Imier, la Molasse alsacienne est recouverte sur de grandes surfaces d'une couverture parfois épaisse de dépôts d'altération glissés et tassés. Cette couverture de dépôts, qui contient également des éboulis, des amas de blocs ainsi que de la moraine plus ancienne, a notamment été sondée et recoupée lors de la construction de l'autoroute A16 sur le versant sud de la Vallée de Tavannes. Dans cette vallée, des compartiments tassés de Molasse alsacienne ont aussi été documentés en dehors du territoire de la feuille (AUFRANC et al. 2016a). Au contraire des masses glissées plus récentes recouvrant également la Molasse alsacienne et qui ont une morphologie typique (voir plus haut), les dépôts d'altération glissés présentent généralement une surface plutôt régulière qui dans l'ensemble laisse supposer un âge plus ancien. On peut supposer que la formation de la couverture de dépôts s'est déroulée en plusieurs phases et sur une longue période.

Masses tassées
Masses tassées disloquées

Cette section décrit à la fois les masses tassées constituées de grands compartiments peu ou pas déformés pouvant être cartographiés individuellement et les masses tassées disloquées en blocs trop petits pour pouvoir être représentés à l'échelle de la carte, car leur processus de formation est le même.

De grandes masses tassées et masses tassées disloquées apparaissent aux endroits indiqués ci-après sur le territoire de la feuille Chasseral. Dans le flanc sud du Montoz, des masses tassées en partie disloquées qui ont glissé sur des niveaux marneux du Hauptrogenstein se trouvent près de la Vanne et des Essieux, tandis qu'une autre masse tassée constituée du Membre du Hauptmumienbank est située en dessous du Pré du Van. Au nord de la Heutte, une vaste masse tassée constituée d'éboulis a glissé sur la Molasse alsacienne et présente une limite de contrepente marquée en dessous de la Forêt de la Ruge. Le long du pied nord du Chasseral, des compartiments isolés de calcaire du Malm provenant de la série sus-jacente au chevauchement du Chasseral sont visibles, comme entre le Schilt et les Tournoux au sud de Sonceboz ou sur la rive de la Suze au sud de la Heutte. Une masse tassée plus importante constituée du Membre du Hauptmumienbank et de la Formation de Balsthal se trouve près des Limes du Bas au nord-est de la Combe Grède. Aux alentours de la Tscharner dans la combe de la Petite Métairie de Nidau, on trouve des masses tassées en partie disloquées constituées par le Hauptrogenstein et la Formation d'Ifenthal. Dans la vallée de l'Envers du Jorat se trouve un compartiment tassé de la Formation du Twannbach qui provient du flanc nord de l'anticlinal du Lac. Pour terminer, on rencontre les Formations de Pierre-Châtel et de Vions tassées au-dessus d'Alfermée.

Amas de blocs, dépôts d'éboulement

Les amas constitués essentiellement de grands blocs décrits ci-dessous correspondent à des dépôts d'écroulement et d'éboulement dans la mesure où ils sont identifiables comme tels. Ils résultent donc de la chute de blocs. Puisque la limite entre dépôts de chute et masses tassées disloquées n'est pas nette partout – ni de manière génétique, ni lors des relevés sur le terrain – une partie des affleurements cartographiés comme amas de blocs pourrait aussi être en tout ou partie des masses tassées disloquées.

Des concentrations plus ou moins grandes d'amas de blocs s'étendent le long du pied nord du Chasseral et du Montoz ainsi que dans la vallée de l'Envers de Jorat. Une masse de très grands blocs se trouve au pied de la paroi rocheuse dans la Combe Grède; d'autres amas de blocs se trouvent au nord de Courtelary (voir plus bas), dans la partie ouest de la combe de la Vanne, dans la partie supérieure de la Forêt de Châtel dans la cluse de Rondchâtel et sur l'anticlinal du Lac.

Des amas de blocs bien visibles, en forme de guirlande, apparaissent au pied sud de l'anticlinal du Mont-Soleil. Les contreforts orientaux de l'anticlinal de Champ Meusel au nord-ouest de Villeret, atteignent tout juste le territoire de la feuille. Un affleurement similaire se trouve à proximité de Pré Seyu au nord-ouest de Courtelary. Les deux alignements de blocs séparés par une profonde dépression au pied de la pente à une altitude de 960 m, sont constitués d'éboulis de la Formation de Reuchenette qui proviennent de la niche d'arrachement marquée située plus haut. Un détachement de la masse de blocs au-dessus d'un horizon de marne étant exclu, il faut plutôt invoquer des mouvements tectoniques pour expliquer l'éboulement (cf. ZIEGLER 1956). SUTER (1936) attribua la formation de ces alignements de blocs à un glacier local qui se serait constitué dans un cirque formé suite à l'effondrement d'une cavité karstique lors d'une période froide. Cette interprétation en terme de remparts morainiques a été rejetée par ZIEGLER (1956), notamment en raison de l'absence d'une zone d'alimentation suffisamment grande pour un glacier; il n'exclut toutefois pas l'influence de la karstification. Selon C. Schlüchter (comm. orale), les remparts épousant le versant rocheux en formant avec lui un angle aigu et leur aplanissement à l'extrémité orientale ne soutiennent pas la thèse de vallums morainiques.

L'amas de blocs le plus manifeste sur le territoire de la feuille se situe entre les Roches et les Crêts dans le flanc sud du Chasseral au nord de Nods. L'amas de blocs mamelonné, épais de 20–30 m, recouvre une surface de presque 1 km^2. Ces blocs se sont détachés en dessous de la crête, à l'endroit où les couches orientées de 30° se redressent vers le haut à 60–80° avec un pendage vers le SSE. La niche d'arrachement, large de près de 750 m, se trouve dans la partie inférieure de la Formation de Reuchenette et semble être en partie délimitée vers l'est par une faille. La trajectoire d'éboulement en dessous de la niche d'arrachement est dans une large mesure libre d'amas de blocs sur une distance de près de 350–550 m. Sous la force de la masse en mouvement vers le fond de la vallée, des têtes de banc des couches affleurantes ont été déstabilisées à plusieurs endroits (coord. 2572.550/1220.350) ou basculées à la manière d'un fauchage (coord. 2572.180/1220.080, 2572.700/1220.200). L'extrémité inférieure de l'amas de blocs dans lequel aucun caillou alpin n'a été découvert jusqu'ici, présente un talus abrupt bien visible; la limite inférieure s'abaisse d'une altitude de près de 1100 m à l'ouest à env. 1050 m à l'est. JENNY (1924) et LÜTHI (1954) ont considéré les amas de blocs de Nods comme «dépôt würmien» respectivement comme till, vallums morainiques compris, d'un glacier local qui proviendrait d'une niche d'arrachement interprétée comme un cirque glaciaire. Les caractéristiques des amas de blocs indiquent cependant clairement une formation consécutive à un écroulement. La morphologie de l'extrémité inférieure de l'amas, avec sa pente accentuée, aurait pu être provoquée par des mouvements de glissement ultérieurs (C. Schlüchter, comm. orale). Il n'est pas non plus exclu que l'écroulement se soit produit sur le glacier; la limite inférieure de l'amas s'abaissant en direction de l'est – dans la direction probable du flux de la glace – en serait alors un

indice. La limite inférieure du dépôt d'écroulement étant plus élevée que la limite supérieure de la glace lors Dernier Maximum Glaciaire, une phase de retrait de l'Avant-dernière Période glaciaire (Période glaciaire de Beringen, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011) peut être envisagée comme âge maximum de la chute de blocs – celle-ci est toutefois peut-être bien plus récente.

Eboulis (en partie glissés ou transportés par solifluxion)

Les éboulis se forment en continu dans les terrains escarpés et s'accumulent, en partie de manière stratifiée ou cimentée sous la forme de brèche, au pied des versants et en dessous des parois rocheuses. En fonction de la teneur en argile de la lithologie initiale, ils forment des dépôts souvent secs ou mélangés à des limons d'altération. Des éboulis apparaissent souvent au pied des versants escarpés, quelques centaines de mètres en dessous des parties raides de la pente; ils ne sont ainsi pas (plus) en relation avec la zone de provenance de l'éboulis. De tels affleurements se trouvent principalement sur la Molasse alsacienne altérée le long du pied nord du Chasseral et du Montoz; ils pourraient avoir été transportés vers l'aval depuis leur lieu de formation primaire par des mouvements gravitationnels. Un transport par solifluxion durant des périodes froides (voir PFIRTER 1997) ne peut toutefois pas être exclu.

Les éboulis occupent de grandes surfaces dans le versant sud de l'anticlinal du Mont-Soleil, dans les versants nord et sud du Montoz, au pied nord du Chasseral, dans le versant sud du Chasseral au-dessus de Nods et d'Orvin ainsi qu'autour du Mont Sujet.

Limons d'altération et colluvions, mélangés à des éboulis

q_L Limons d'altération et colluvions

Les limons issus de l'altération, souvent gréseux et limonitiques, recouvrent des zones de relief plutôt plat, dans l'angle nord-ouest du territoire de la feuille Chasseral qui fait partie du point de vue géomorphologique de la pénéplaine des Franches Montagnes (voir AUFRANC et al. 2016a). Dans les versants escarpés, les limons d'altération sont souvent délavés (colluvions), mélangés aux éboulis ou entraînés par l'eau et accumulés dans les dépressions du terrain. Les limons d'altération mélangés à des éboulis se forment aussi souvent directement à partir de lithologies initiales argilo-calcaires.

Les sols constitués de limons d'altération sont plus perméables que les sols situés au-dessus des Membres à Renggeri et d'Effingen riches en argile dans lesquels l'eau a tendance à stagner. Pour cette raison ils ne sont pas acidifiés ce qui a une incidence sur la composition de la végétation. Ainsi, les hêtres qui apprécient les sols calcaires croissent bien sur les limons d'altération, mais pratiquement jamais sur le Membre à Renggeri. D'autre part, dans les combes du Chasseral qui

trahissent la présence du Membre d'Effingen, seuls les épicéas aux racines superficielles et les fourrés de bruyères croissent aux endroits où les marnes sont très proches de la surface comme c'est le cas dans la combe au sud entre la Métairie du Milieu de Bienne et la Métairie le Bois-Raiguel.

Holocène

Tuf calcaire

Le territoire de la feuille Chasseral ne comprend que peu d'affleurements de tuf calcaire dignes de figurer sur la carte. Des dépôts de tuf calcaire se sont formés aux sites de résurgence dans les éboulis au-dessus de la retenue d'eau de la petite centrale électrique du Moulin à la sortie de la Combe du Bez (coord. 2577.150/ 1226.600).

Cônes d'alluvions

q_b Dépôts torrentiels

L'eau qui s'accumule sur les formations argileuses, sur les dos des anticlinaux et dans les combes, s'écoule – de manière pérenne ou périodique – dans des ravines torrentielles en aval. Lors de fortes crues, le matériel transporté se dépose dans les ravines elles-mêmes sous forme de dépôts torrentiels et au pied du versant sous forme de cônes d'alluvions. Sur le territoire de la feuille, les plus grands affleurements de dépôts torrentiels se trouvent surtout le long des cours d'eau du flanc sud du Vallon de St-Imier entre Villeret et Sonceboz. Aucun cône d'alluvions notable ne s'est formé près de l'embouchure des vallées latérales en partie fortement encaissées dans le fond de la vallée de la Suze. Cependant, de Sonceboz vers l'aval se trouvent le cône d'alluvions construit au pied du col de Pierre Pertuis à Sonceboz, celui de la Métairie de Nidau en dessous de la Porte des Enfers, celui du Paradis en dessous des Golons et celui qui a été formé par le ruisseau Le Pichoux près de la Fosse Margot à Péry. Le pied du cône de la Métairie de Nidau a été entaillé par la Suze et forme un ressaut bien marqué au nord de l'autoroute. Les autres cônes se fondent pour la plupart en douceur dans le fond de la vallée de la Suze.

q_a Alluvions récentes

Au contraire des dépôts torrentiels qui ont été transportés et accumulés dans les lits de cours d'eau escarpés par des laves torrentielles ou des processus similaires de haute énergie, les alluvions récentes se sont aussi déposées – localement de façon prépondérante – dans des eaux stagnantes ou s'écoulant lentement. La transition entre alluvions récentes et dépôts torrentiels est floue, ce qui signifie que leur délimitation n'est pas aussi nette que la représentation sur la carte ne le sug-

gère. Les zones cartographiées comme alluvions récentes peuvent être inondées lors de fortes crues.

Des alluvions récentes plus importantes accompagnent le cours de la Suze (interrompues uniquement dans le défilé de Tournedos), celui de la Birse depuis sa source ainsi que celui de l'Orvine et de son affluent latéral au sud.

L'ancien cours de la Suze dans le Vallon de St-Imier, avant sa rectification partielle, a été repris des éditions des années 1870 des feuilles 118 Courtelary, 119 Sonceboz et 120 Chasseral de l'Atlas Siegfried.

q_v Dépôts d'atterrissement du lac de Bienne

Le fond de la vallée dans la région nouvelle ville de Bienne – Nidau – Ipsach est constitué de dépôts d'atterrissement du lac de Bienne (cf. ANTENEN 1973b). Les zones asséchées du territoire de la feuille, dans lesquelles ne se trouve qu'une succession d'atterrissement incomplète respectivement de sédiments lacustres, en font partie. Elles atteignent jusqu'à env. 400 m de largeur et résultent de l'abaissement du niveau du lac de Bienne de 3,5 m au total dans le cadre de la première (1868–1891) et de la deuxième (1939, 1962–1973) correction des eaux du Jura. Les dépôts d'atterrissement du lac de Bienne ont une épaisseur de 4–8 m dans la zone d'extension des Graviers de la Suze. En dehors de cette zone, ils constituent les derniers mètres sommitaux des sédiments lacustres tardiglaciaires à holocènes du lac de Bienne, qui peuvent atteindre une épaisseur de plus de 100 m. Les dépôts d'atterrissement du lac de Bienne sont constitués d'argile en partie plastique ou de silt argileux (argile lacustre) qui contient vers le haut des composants organiques (restes de roseau et de bois) en plus grandes quantités. Ils contiennent en partie des intercalations de sable fin. De la craie lacustre et de la tourbe terminent la succession d'atterrissement dans la zone Nidau – Ipsach tandis que la teneur en sable augmente de plus en plus à proximité de la Suze. Les dépôts d'atterrissement du lac de Bienne documentent une ou plusieurs périodes de hautes eaux postérieures au dépôt des Graviers de la Suze (voir plus haut).

Les lignes de la rive du lac de Bienne et des effluents de la Thielle figurant sur la carte proviennent de la feuille 7 Porrentruy – Soleure de la carte Dufour (1:100000) de 1864 et de la première édition de la feuille 121 Orvin de l'Atlas Siegfried (1:25000) de 1872. Elles indiquent la position de la rive du lac avant et durant la première correction des eaux du Jura.

Tourbières

Tourbières drainées, sols tourbeux

Parmi les nombreux haut-marais qui apparaissent aux Franches Montagnes, dans la région de la feuille Bellelay - Saignelégier adjacente au nord (AUFRANC et al. 2016a, b), seule l'extrémité sud de la tourbière éponyme La Tourbière, à l'est de la

Chaux-des-Breuleux, déborde sur le territoire de la feuille Chasseral. Elle a été en partie exploitée.

Des tourbières drainées respectivement des sols tourbeux apparaissent à deux endroits du territoire de la feuille. Sur le côté nord de la route principale à l'est de Cortébert, ZIEGLER (1956) a relevé une coupe comprenant 1,8 m de tourbe sur de la craie lacustre – légèrement entremêlée de gravier – jusqu'à une profondeur de 2,5 m. Suivait ensuite une couche de gravier, puis à 4,5 m de profondeur la Molasse alsacienne. De la tourbe d'un bas-marais drainé apparaît en outre entre le canal de Nidau – Büren et Ipsach (voir également ANTENEN 1973b).

Marais

Marais drainés

En plus des relevés sur le terrain, d'anciennes éditions de cartes topographiques ont été utilisées pour cartographier les marais et marais drainés. Les marais se forment sur des sous-sols riches en argile, peu ou pas perméables, tels ceux constitués par la Formation de Bärschwil, le Membre d'Effingen, la Molasse alsacienne (dépôts d'altération inclus), mais aussi le till à granulométrie fine de la Dernière Période glaciaire et les dépôts de bordure glaciaire près d'Orvin ainsi que les dépôts d'atterrissement du lac de Bienne et les alluvions récentes de la Suze. Les marais ont été en grande partie drainés dans les zones à forte densité de population du Vallon de St-Imier et aux environs du lac de Bienne, mais aussi pour gagner des terres cultivables.

Masses glissées subaquatiques dans le lac de Bienne

Au moyen d'une carte bathymétrique à haute résolution (modèle de profondeur) du lac de Bienne, les dépôts respectivement les traces de plusieurs mouvements de masses subaquatiques au fond du lac ont pu être visualisés devant les rives de Daucher, Alfermée et Strandbode à Ipsach. Seules les formes qui se manifestent de manière nette et bien délimitée – par conséquent les plus récentes – ont été représentées sur la feuille Chasseral. Des formes diffuses apparaissent également; il pourrait s'agir de masses glissées plus anciennes recouvertes d'un voile de sédiments lacustres. La nature exacte des masses glissées subaquatiques sensu lato dans le lac de Bienne n'est pas connue. Il en va de même pour l'âge et la cause des mouvements de masses. Il est concevable que les mouvements de masses devant les rives de Daucher et d'Alfermée aient pu être provoqués par des remblais de matériel d'excavation provenant de la construction respectivement de l'extension de la route et du tracé ferroviaire le long du lac (F. Anselmetti, comm. orale). Les masses glissées dans la partie sud-est du bassin lacustre pourraient par contre être mises en relation avec la dérivation de l'Aar dans le lac de Bienne via le canal de Hagneck terminé en 1878 (F. Anselmetti, comm. orale).

Dépôts artificiels dans le lac de Bienne

Juste en amont de la sortie du lac de Bienne dans le canal de Nidau – Büren, un relief positif prononcé, de forme irrégulière, est reconnaissable sur la carte bathymétrique à haute définition du lac de Bienne (voir plus haut). Il s'agit de matériel d'excavation du canal dont la construction commença en 1868 pour la première correction des eaux du Jura et qui a été élargi et approfondi entre 1962 et 1973 lors de la deuxième correction des eaux du Jura. Une partie de ce matériel a glissé en direction de la zone plus profonde du bassin lacustre.

Dépôts artificiels, remblais

Des dépôts anthropiques se trouvent dans les nombreux sites d'extraction de matériaux du territoire de la feuille, qu'ils soient en cours de remblayage ou déjà remblayés. Quelques sites d'extraction débordent même, ce qui signifie que le remblai dépasse de la morphologie initiale du terrain. On trouve aussi souvent une décharge de gravats dans les carrières au pied des zones escarpées. D'autres dépôts artificiels sont les comblements de dépressions du terrain, ainsi que les déponies (La Cernie à l'ouest de Tramelan, La Vignerole au sud de Tournedos).

Diverses culées de ponts, routes et lignes ferroviaires sont, elles aussi, constituées de remblais. Les plus grands remblais de ligne ferroviaire sont ceux de la bifurcation de Sonceboz-Sombeval et ceux des tronçons Bienne – Neuchâtel et Bienne – Granges au nord-ouest de la gare de Bienne qui se trouve elle-même sur un dépôt artificiel.

Devant la Nouvelle ville de Bienne et la ville de Nidau, le lac de Bienne a été remblayé par étape pour gagner des terres. La construction de la plage de Bienne eut lieu entre 1929 et 1932, le remblai de la baie près de la plage de Nidau en 1970 et le Strandbode (au nord de l'embouchure de la Suze) fut agrandi en 1973.

Terrains modelés artificiellement

Les plus importants remodelages artificiels de terrain sur le territoire de la feuille ont été entrepris lors de la construction de l'autoroute A16, en particulier le long du trajet entre Péry et Tournedos avec les deux tranchées couvertes de la Heutte et de la Métairie de Nidau ainsi que près des sorties d'autoroute de Sonceboz et de Tavannes aux portails sud respectivement nord du tunnel de Pierre Pertuis. De grands remodelages de terrain, des travaux de nivellement principalement, ont été effectués pour les installations sportives et quelques bâtiments de la Haute école fédérale de sport de Macolin HEFSM.

TECTONIQUE

Généralités

Le territoire de la feuille Chasseral se situe presque entièrement dans le Jura plissé interne. Seule la partie située au sud-est, avec le lac de Bienne et les terrains alluviaux limitrophes, ainsi que les affleurements de molasse du Birlig au sud-ouest d'Ipsach, est attribuée tectoniquement au Plateau de l'Avant-pays (Avant-pays nord-alpin décollé), correspondant paléogéographiquement au Bassin molassique.

Dans le Jura plissé, la zone de transition complexe entre la chaîne des Bois et la chaîne des Places est reconnaissable tout au nord-ouest avec ses différents segments anticlinaux. La puissante chaîne du Montoz lui est contiguë et occupe la partie nord du territoire de la feuille avec ses segments Mont-Soleil et Montoz sensu stricto. Vient ensuite le large synclinal du Vallon de St-Imier. En direction de l'est, au niveau de la zone de transfert de Pierre Pertuis, il passe de manière brusque au synclinal de Péry, étroit et replissé. Le plateau formé par ces deux synclinaux est chevauché par l'ensemble formé par l'anticlinal du Chasseral, les anticlinaux des Pontins et des Boveresses et leurs avant-plis. Le cœur de l'anticlinal du Chasseral s'étend de manière transversale sur le territoire de la feuille, de l'angle sud-ouest à la bordure orientale. Le brachyanticlinal du Mont Sujet limitrophe au sud se restreint pratiquement au territoire de la feuille; il s'élève depuis le synclinal de la Montagne de Diesse et plonge sous le synclinal d'Orvin. Dans sa partie centrale, il touche presque l'anticlinal du Lac dont le flanc sud s'enfonce dans le lac de Bienne et marque la bordure sud du Jura plissé.

Coupes équilibrées

Six coupes équilibrées à travers le territoire de la feuille ont été réalisées (pl. I) pour illustrer le contexte tectonique, notamment la cinématique. Pour une meilleure compréhension, trois des coupes ont été prolongées en direction du sud-ouest sur le territoire de la feuille Bielersee adjacente jusqu'à la zone riveraine du lac de Bienne. De plus, trois coupes ont été étendues sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier adjacente au nord, afin de permettre le raccord avec les coupes équilibrées contenues dans la notice explicative correspondante (AUFRANC et al. 2016a).

Les coupes équilibrées sont des interprétations tectoniques concluantes plausibles, complètes et sans recoupement du point de vue cinématique, de la géométrie actuelle. Si cette construction aboutit à une géométrie d'origine vraisemblable, la coupe obtenue peut être considérée comme plausible (même si elle n'est pas

forcément exacte). Les équilibrages peuvent être appliqués surtout là où une zone montagneuse s'est formée suite à un détachement au-dessus d'un décollement basal discret et lorsque les lithologies impliquées se comportent de manière plutôt cassante. On peut ainsi partir du principe que la puissance et l'extension latérale des unités rocheuses initiales ne se sont pas modifiées lors des plissements et chevauchements. En référence à une coupe, cela signifie que la puissance et les longueurs cumulées d'une limite de couche particulière restent constantes tout au long du processus de déformation.

Des données fiables sur la géométrie des surfaces de décollement et sur la puissance des formations et membres impliqués sont nécessaires à un équilibrage réussi. Pour le territoire considéré, seules des données sur la puissance, et la variabilité latérale de cette dernière, des séries sédimentaires mésozoïques entre le Hauptrogenstein et les dépôts du Crétacé sont disponibles. Les couches plus récentes, à savoir l'USM, l'OMM et l'OSM, qui se manifestent en bordure du Bassin molassique et dans la région de la Dépression rauracienne, varient ici fortement de telle sorte que la puissance des unités molassiques ne peut être utilisée ni comme donnée de base ni pour l'évaluation de la plausibilité des constructions de coupes. Pour les unités mésozoïques plus anciennes, pratiquement aucunes données ne sont là non plus disponibles. Seuls les résultats du forage profond de Hermrigen ont pu être pris en compte ici (FORNAGE 1983).

Aucunes données sismiques n'existent pour le territoire considéré ou elles ne sont tout au moins pas accessibles au public. Il n'en va pas de même pour le Plateau Suisse limitrophe. Mais ici aussi, de grandes incertitudes subsistent pour la conversion des profondeurs des signaux sismiques puisque de nouveau, seul le forage de Hermrigen peut servir pour l'étalonnage sur un vaste périmètre. Par conséquent, des données fiables sur la situation en profondeur et la géométrie des décollements basaux postulés ne sont pas disponibles. Quelques auteurs postulent de surcroît un cisaillement (supplémentaire) dans le socle cristallin (voir discussion plus bas).

La construction des coupes présentées ici (pl. I) est obtenue à partir des prémisses suivantes:

- Niveau de décollement continu, le plus simple possible sur le plan géométrique, dans le Muschelkalk moyen (Formation de Zeglingen, JORDAN 2016). Cette prémisse n'a pu être respectée que de manière limitée. Le respect des autres prémisses plus pertinentes (voir plus bas) a pour conséquence que le niveau de décollement apparaît avec une faible ondulation, variable régionalement, et une légère inclinaison vers l'ouest (voir discussion plus bas).
- Puissances constantes des formations du Muschelkalk jusqu'au Dogger: Muschelkalk décollé 170 m, Keuper 310 m, ensemble Lias – Dogger 410 m. Une augmentation progressive de la puissance de l'intervalle Lias – Dogger n'est considérée qu'au sud-ouest, à peu près depuis l'anticlinal du Lac; il mesure près de 625 m dans le forage de Hermrigen (corrigé; FORNAGE 1983)

- Variation continue minime de la puissance des formations du Malm et du Crétacé selon les indications du chapitre Stratigraphie.
- La puissance de la molasse dans les synclinaux peut atteindre 400 m et plus (près de 400 m dans le forage de Hermrigen, FORNAGE 1983).
- Respect strict de la situation représentée sur la carte géologique. Les interprétations divergentes publiées s'appuient localement de manière explicite ou implicite sur des conditions stratigraphiques ou géométriques variant fortement.
- Dans la mesure du possible, construction géométrique stricte en utilisant en particulier les concepts de pli par propagation de faille au-dessus d'un chevauchement aveugle en développement (fault-propagation fold, SUPPE 1983), de pli de rampe (fault-bend fold, SUPPE & MEDWEDEFF 1990), de transition d'un chevauchement aveugle à un pli de rampe comme conséquence de la percée du plan de chevauchement, ainsi que de plissements subséquents de ces mêmes structures (chevauchement plissé).

Configuration tectonique au nord du Vallon de St-Imier

Chaîne des Bois

La chaîne des Bois, aussi appelée anticlinal des Côtes du Doubs – Les Bois (BOURQUIN et al. 1946) ou anticlinal des Bois – Pâturatte (FORKERT 1933), s'étend du territoire de la feuille Les Bois à celui de la feuille Bellelay-Saignelégier et affleure encore tout juste le territoire de la feuille Chasseral (pl. II). Le segment en question fait partie de la zone de transition complexe entre l'anticlinal des Bois (sensu stricto) situé au sud-ouest et l'anticlinal de la Pâturatte au nord-ouest.

Le segment de pli méridional Le Peuchapatte – Les Breuleux se sépare de la chaîne des Bois à l'est des Bois, encore sur le territoire de la feuille du même nom (BOURQUIN et al. 1946). Il se subdivise à l'est des Breuleux, juste au bord du territoire de la feuille, en segments de pli de la Deute et des Sommêtres qui plongent tous deux en direction du nord-est (pl. I, coupe 5; pl. II).

Le synclinal d'Es Paigres – La Theurillatte (BOURQUIN et al. 1946) est contigu au nord, son cœur se caractérise par l'apparition du Membre du Banné. L'anticlinal du Pré du Pommerat sur le territoire de la feuille Les Bois, décrit par BOURQUIN et al. (1946), un autre segment anticlinal de la chaîne des Bois – et par conséquent aussi le synclinal des Prés Claclos qui constitue sa limite au nord – n'atteignent pas le territoire de la feuille Chasseral. L'anticlinal du Roselet leur succède ainsi directement plus au nord (pl. I, coupe 5; pl. II).

La chaîne des Bois est limitée vers le sud par le synclinal d'Es Chaux (plaine à l'est des Breuleux) qui se caractérise par un plissement ondulé de la Formation du

Twannbach. Du point de vue régional, cette chaîne peut être considérée comme faisant le lien entre le synclinal de la Chaux d'Abel au sud-ouest (BOURQUIN et al. 1946) et le synclinal du Pâturage du Bas (grande forêt le long de la route Les Reussilles – Les Genevez) au nord-est (AUFRANC et al. 2016a).

En bordure ouest du territoire de la feuille, le petit anticlinal du Petit Crêt s'élève à partir du synclinal d'Es Chaux. Il est entaillé par la carrière de la Fin des Chaux au sud-est de la STEP des Breuleux (fig. 21). En raison d'une géométrie étroite, il doit prendre racine dans un décollement basal secondaire et est peut-être en relation avec le chevauchement de l'anticlinal de la Chaux d'Abel (voir plus bas; pl. I, coupe 5).

Chaîne des Places

La chaîne des Places (p. ex. FORKERT 1933), avec le segment de l'anticlinal des Reussilles (AUFRANC et al. 2016a), atteint le territoire de la feuille Chasseral depuis le NNE près de Sous le Crêt. De là, l'axe du pli s'élève d'abord vers le point de culmination au nord-ouest du Georget et plonge ensuite en direction du sud-ouest jusqu'à ce qu'il disparaisse dans le nœud tectonique du Mont-Tramelan dans la région de la route principale Les Breuleux – Tramelan au nord-ouest du Petit Cerneux (voir plus bas; pl. II). A l'ouest de la Forêt du Bioulet, une synforme se calque dans son flanc nord partiellement renversé et chevauche vraisemblablement le synclinal d'Es Chaux limitrophe au nord.

Anticlinal de la Chaux d'Abel

L'anticlinal de la Chaux d'Abel (BOURQUIN et al. 1946) atteint le territoire de la feuille depuis le sud-ouest près du Cerneux Sergent et plonge de là successivement en direction du nord-est. Il recouvre le synclinal d'Es Chaux limitrophe au nord et la chaîne des Places plongeante vers le nord-est.

L'anticlinal de la Chaux d'Abel est interprété ici comme partie frontale de la chaîne du Montoz (pl. II, coupe 5). Il en ressort que l'anticlinal s'est formé au-dessus d'une rampe plate qui a été initiée sur le niveau des Argiles à Opalinus à partir du cœur de l'anticlinal du Mont-Soleil (branche principale locale de la chaîne du Montoz, voir plus bas). LAUBSCHER (2008) a interprété l'anticlinal de la Chaux d'Abel comme le prolongement de la chaîne des Places et a appelé par conséquent la configuration ici présente «collision Montoz – Les Places».

Une faille normale héritée se trouve dans la culmination de l'anticlinal de la Chaux d'Abel au Finage du Coinay (entre Sur Angosse et Les Envers, ce nom ne figure plus sur la carte). Dans la coupe 5 (pl. I), cette faille est interprétée comme limite sud-est d'un petit graben incorporé dans le plissement.

Fig. 21: Anticlinal du Petit Crêt dans la Formation de Reuchenette, recoupé par la carrière de la Fin des Chaux aux Breuleux (coord. 2568.100/1228.550, vue en direction du sud-ouest). Photo J. Aufranc, 2016.

Nœud tectonique de Mont-Tramelan

Entre la Ferme de la Croisée et le Faviez, des structures tectoniques importantes se croisent, respectivement se détachent l'une par rapport à l'autre. Depuis l'WNW, le chevauchement frontal de l'anticlinal de la Chaux d'Abel se perd près des Vacheries Bruniers. L'étroit synclinal de la Combe à la Biche qui contient localement de la molasse (BOURQUIN et al. 1946) et qui sépare l'anticlinal de la Chaux d'Abel de la branche principale de la chaîne du Montoz, est cisaillé de manière croissante depuis la Combe au Curé.

Près du Mont-Tramelan et de nouveau près du Faviez, un synclinal étroit contenant de la molasse est reconnaissable. Entre les deux, dans la Combe des Arses, le cœur du synclinal est recouvert depuis le sud par la Formation du Twannbach, et depuis les Faviez par la Formation de Reuchenette. Un anticlinal étroit (p.ex. au pt 1014 m) et un synclinal étroit limitrophe plus au sud, cacheté par le Calcaire

saccharoïde de la Formation du Twannbach, se profilent dans les masses déplacées.

Le synclinal du Faviez ainsi que le chevauchement, respectivement l'anticlinal de la Combe des Arses, se terminent dans la région du bord septentrional du territoire de la feuille dans le prolongement méridional de la zone transversale de la Caquerelle (AUFRANC et al. 2016a).

Depuis le synclinal mentionné, adjacent au sud et dont le cœur est constitué de Calcaire saccharoïde, le chevauchement plissé de la chaîne du Montoz se développe en direction ENE, à peu près depuis le prolongement méridional de cette même zone, comme il est possible de le reconnaître dans les coupes 3 et 4 (pl. I) situés à l'est. Le synclinal de Tramelan dont le cœur contient de la molasse à partir de la Combe se développe sous ce chevauchement. Ce synclinal peut être relié avec le synclinal de Tavannes au-dessus du défilé du Moulin Brûlé (feuille Bellelay-Saignelégier), à l'endroit où le chevauchement à vergence nord de la chaîne du Montoz touche pratiquement le rétrochevauchement de la chaîne des Places (AUFRANC et al. 2016a, b).

Anticlinal de la Tanne

L'anticlinal de la Tanne (AUFRANC et al. 2016a; anticlinal de la Rochette, LAUBSCHER 2008) est représenté au Pâturage de la Rochette sur le territoire de la feuille Chasseral. Il est interprété ici comme une structure de la région frontale du chevauchement du Montoz, qui a été accentuée vers l'est par le bombement de l'anticlinal d'Orange, plus récent, limitrophe au nord (AUFRANC et al. 2016a) (pl. I, coupe 2). Le synclinal de Malvaux sépare l'anticlinal de la Tanne de la voûte principale de la chaîne du Montoz. Près de la faille du Grimm (pl. II), l'affleurement du chevauchement est déplacé de manière sénestre vers le nord de telle sorte que ce dernier se retrouve plissé directement par l'anticlinal d'Orange (AUFRANC et al. 2016a, pl. I, prolongement de la coupe 1).

Chaîne du Montoz

En suivant le concept de LAUBSCHER (2008), la chaîne du Montoz comprend l'anticlinal du Mont-Soleil dominant au nord du territoire de la feuille (BOURQUIN et al. 1946) avec des plis secondaires dans la région du Mont Crosin (pl. II), l'anticlinal du Montoz sensu stricto qui – depuis le territoire de la feuille Büren a. A. (GRUNER et al. 2013) – atteint l'angle nord-ouest du territoire ici présent, ainsi que les petits plis dans la zone de transition complexe entre les deux grands plis dans la zone du Col de Pierre Pertuis (LAUBSCHER 2008). Selon l'interprétation géométrique présentée ici, les anticlinaux de la Chaux d'Abel et de la Tanne décrits plus haut, sont à attribuer également à la chaîne du Montoz du point de vue cinématique.

Segment occidental de l'anticlinal du Mont-Soleil

A part les deux structures secondaires désignées ici comme synclinal du Col du Mont Crosin et anticlinal du Mont Crosin, le segment occidental de l'anticlinal du Mont-Soleil se caractérise par un flanc sud comparativement peu incliné et qui, par conséquent, s'étend loin en direction du sud. Avec la voûte principale, les deux structures secondaires constituent ensemble un pli coffré très large qui est précédé dans cette zone en direction du nord par l'anticlinal de la Chaux d'Abel (voir plus haut) ainsi que par le petit anticlinal du Petit Crêt et séparé par le synclinal de la Combe à la Biche. Ici, l'anticlinal du Petit Crêt est aussi mis en relation avec la formation de la chaîne du Montoz. L'axe du pli de la voûte principale s'étend à peu près dans la direction WSW–ENE.

La combinaison des quatre anticlinaux (Petit Crêt, La Chaux d'Abel, Mont-Soleil et Mont Crosin) est interprétée ici (pl. I, coupe 5) comme le résultat d'un chevauchement le long d'une surface non plissée, mais constituée de plusieurs plans d'inclinaisons différentes. L'anticlinal du Mont Crosin marque la première transition entre un plan raide et un plan moins raide. La voûte principale s'est formée selon cette interprétation comme pli de rampe et a été transportée en direction du nord. L'anticlinal de la Chaux d'Abel s'est formé à la transition du plan médian moins raide à un plan à nouveau plus incliné. Quant à l'anticlinal du Petit Crêt, il serait la conséquence de la percée tardive de la partie moins raide centrale de la surface de chevauchement.

Le passage au segment central de l'anticlinal du Mont-Soleil est marqué au sud par la disparition des plis secondaires, par la formation d'un relief molassique saillant dans le synclinal du Vallon de St-Imier vers le nord et par l'accentuation de la pente du flanc sud de la voûte principale. Au nord, suite à la disparition de l'anticlinal de la Chaux d'Abel, le petit pli secondaire du Charbonnet apparaît dans le flanc nord de la voûte principale entre Chez Wittmer et le Pré Vanné.

Segment central de l'anticlinal du Mont-Soleil

Le segment central de l'anticlinal du Mont-Soleil se caractérise par des flancs escarpés, localement même renversés. Le flanc nord recouvre cependant le synclinal de Tramelan. La voûte centrale est érodée, comme c'est déjà le cas dans le segment occidental, jusque dans la Formation du Pichoux, localement même jusque dans les Formations de Bärschwil respectivement d'Ifenthal. L'axe du pli de la voûte principale s'étend de manière inchangée à peu près dans la direction WSW–ENE.

L'anticlinal du Mont-Soleil est interprété ici comme un chevauchement plissé (pl. I, coupe 4). Par comparaison avec les voûtes étroites des segments voisins, cela est dû à un pli par propagation de faille.

La transition vers la zone du Col de Pierre Pertuis est marquée, à peu près depuis les Roches, par la plongée vers l'est de l'axe du pli.

Segment oriental de l'anticlinal du Mont-Soleil

Dans le segment oriental de l'anticlinal du Mont-Soleil, la voûte se ferme dans la Formation de Reuchenette. L'axe du pli redevient horizontal vers Jeanbrenin et forme toutefois un léger et large coude en direction du nord. Dans cette même direction, le synclinal de la Tanne précède la voûte principale. L'inclinaison du flanc sud de la voûte principale atteint encore 60° au maximum.

Dans la coupe 3 (pl. I) qui traverse le segment oriental de l'anticlinal du Mont-Soleil à proximité de la zone de transition vers le segment central, l'anticlinal présente encore une structure similaire à la coupe 4. Le plissement du chevauchement est toutefois moins prononcé et les deux flancs plissés sont plus plats et par conséquent encore plus étendus. L'anticlinal de la Tanne trouve son origine dans un chevauchement aveugle qui s'accentue en direction de l'WSW et est la conséquence du caractère de pli par propagation de faille du segment central de l'anticlinal du Mont-Soleil.

La transition vers la zone du Col de Pierre Pertuis est graduelle. Dans la région de la voûte principale, elle est marquée par la formation d'une voûte coffrée à deux arêtes à peu près depuis Sommersheim. L'apparition des anticlinaux étroits du Brahon et du Châtillon liés à des chevauchements à vergence nord au sud de la voûte principale est plus indicative (LAUBSCHER 2008). Ils surgissent toutefois du remplissage de roche meuble du Vallon de St-Imier et ne peuvent ainsi être identifiés formellement qu'à l'est de la Suze. La question de savoir s'ils se terminent en direction de l'ouest ou de manière plus tranchée près d'un accident tectonique reste sans réponse.

Zone du Col de Pierre Pertuis

Si l'on prend en considération le segment oriental de l'anticlinal du Mont-Soleil décrit plus haut, la zone du Col de Pierre Pertuis (LAUBSCHER 2008) peut être interprétée comme une large zone de cisaillement dextre qui déplace l'anticlinal du Mont-Soleil par rapport à l'anticlinal du Montoz sensu stricto de près de 2 km vers le nord. Si l'on se concentre toutefois sur la zone située entre la limite occidentale diffuse qui vient d'être décrite, et la limite orientale également floue qui peut être placée approximativement à la limite entre les communes de Tavannes/Reconvilier et de La Heutte/Péry, une image très complexe apparaît (pl. II).

Au sud, l'anticlinal du Châtillon, d'orientation approximative E–W, peut être suivi à travers toute la zone avant qu'il ne vienne former le flanc sud de l'anticlinal du Montoz sensu stricto juste avant les Golons. Le chevauchement qui lui est associé dans le flanc nord se termine toutefois déjà au niveau de la faille du Grimm (pl. II), d'abord en direction S–N puis contre la césure d'orientation SW–NE du synclinal de Tavannes.

La même situation se retrouve pour l'anticlinal du Brahon, également d'orientation E–W et adjacent au nord, aussi bien pour le chevauchement associé à ver-

gence nord que pour le pli lui-même. L'axe de ce dernier se poursuit toutefois au-delà de la faille du Grimm en passant un peu au sud du pt 1162 m et par le pt 992 m jusqu'à la Métairie de la Werdtberg. Ce pli peut être considéré comme la terminaison en forme de S, cisaillée et plongeant en direction de l'ouest, de l'anticlinal du Montoz sensu stricto.

L'anticlinal du Mont-Soleil (anticlinal du Grimm, LAUBSCHER 2008), ici de forme coffrée, qui s'étend depuis l'ouest, se termine aussi au niveau de la faille du Grimm. L'examen des deux branches principales (anticlinaux du Mont-Soleil et du Montoz sensu stricto) montre un déplacement dextre au niveau de la faille du Grimm. Cette interprétation est toutefois caduque si l'on prend en compte le prolongement de l'anticlinal du Montoz sensu stricto plongeant en direction de l'ouest dans l'anticlinal du Brahon. En effet, dans cette hypothèse, l'anticlinal du Mont-Soleil dont la structure est encore bien marquée dans la région du tunnel de Pierre Pertuis (pl. I, coupe 2), se terminerait de manière abrupte sans aucun prolongement au-delà de la faille du Grimm.

Un sens de déplacement inverse, c'est-à-dire sénestre, apparaît si l'on établit (comme déjà mentionné plus haut) une corrélation entre les chevauchements frontaux, interprétés comme étant plissés dans les coupes 1 et 2 (pl. I), de la chaîne du Montoz des deux côtés de la faille du Grimm.

LAUBSCHER (2008) a interprété l'origine de cette zone des plus complexe et contradictoire comme résultant d'un point d'adhérence et d'ancrage, soit une zone où le décollement basal est localement interrompu. Selon ce modèle, la couverture sédimentaire en mouvement en direction du nord des deux côtés du point d'adhérence, s'enroule autour de ce point, tandis que les chevauchements latéraux à vergence nord convergent au-delà du point d'ancrage. En même temps, des chevauchements à vergence sud se forment au centre, au sud du point d'ancrage. Ces derniers, localisés et représentés de manière conceptuelle par LAUBSCHER (2008), n'ont pu être confirmés sur le terrain et n'ont par conséquent pas été dessinés sur la présente carte.

Une tentative d'interprétation de la situation à l'ouest de la faille du Grimm est proposée dans la coupe 2 (pl. I). Elle s'appuie sur les constatations faites lors de la prospection et du percement du tunnel de Pierre Pertuis ainsi que sur les interprétations des coupes comparables de SCHNEIDER (2005) et LAUBSCHER (2008). Les trois anticlinaux successifs du Châtillon, du Brahon et du Mont-Soleil sont interprétés comme des écailles dont les racines se rattachent en profondeur au décollement basal. L'anticlinal de la Tanne est interprété, tel que déjà mentionné plus haut, comme une structure frontale accentuée, influencée par l'anticlinal d'Orange, plus récent, dans la zone frontale du chevauchement plissé du Montoz.

Anticlinal du Montoz sensu stricto

L'anticlinal du Montoz sensu stricto s'étend en direction WSW–ENE (GRUNER et al. 2013), de la Métairie de la Werdtberg en direction de l'est jusqu'au bord du territoire de la feuille et au-delà, sur le territoire de la feuille Büren a. A. Sur le territoire de la feuille Chasseral, la crête des plis est large et déplacée tant au nord qu'au sud en direction du flanc du pli; elle a ainsi la forme d'un champignon (pl. I, coupe 1). Cette configuration fait ressortir le comportement disharmonique des couches situées au dessous et au dessus du Membre d'Effingen.

Synclinal du Vallon de St-Imier

Le Vallon de St-Imier n'est pas en soi un véritable synclinal avec deux flancs (LÜTHI 1954), mais un élément de la couverture sédimentaire transporté parallèlement au décollement basal. Un flanc plissé dont l'inclinaison croît de manière continue ne s'est formé qu'à proximité de la chaîne du Montoz limitrophe au nord. Près de Sonvilier, à environ 3 km à l'ouest, en dehors du territoire de la feuille Chasseral, ce flanc nord a chevauché le synclinal du Vallon de St-Imier vers l'arrière (MFR 1997, 1998, RIEBEN 1999). Aucune indication directe ne confirme un prolongement du rétrochevauchement jusque sur le territoire de la présente feuille.

On ne sait peu de choses sur le prolongement du synclinal du Vallon de St-Imier en direction du sud. LÜTHI (1954) postulait déjà un chevauchement considérable de l'anticlinal du Chasseral sensu lato, anticlinal des Pontins et avant-plis compris, sur le synclinal du Vallon de St-Imier. Selon cette interprétation, ce chevauchement pourrait atteindre plusieurs centaines, voire quelques milliers, de mètres (voir plus bas; pl. I).

La terminaison morphologique de la vallée située près de Sonceboz doit son origine à l'apparition des anticlinaux du Brahon et du Châtillon à partir du synclinal et à l'élargissement de l'anticlinal du Mont-Soleil. Le prolongement ou l'équivalent latéral du synclinal du Vallon de St-Imier à l'est est appelé synclinal de Péry.

Anticlinaux situés au sud du Vallon de St-Imier (nappe du Chasseral)

Généralités et vue d'ensemble

Sur le territoire de la feuille Chasseral, la région située au sud du Vallon de St-Imier est marquée par quatre grandes chaînes d'orientation SW–NE à WSW–ENE: les anticlinaux des Pontins et des Boveresses, l'anticlinal du Chasseral, l'anticlinal du Mont Sujet ainsi que l'anticlinal du Lac (Seekette) (pl. II).

Tandis que l'anticlinal des Pontins conserve la même orientation WSW–ENE sur le territoire de la feuille Les Bois adjacente à l'ouest (BOURQUIN et al. 1946),

l'anticlinal du Chasseral qui s'étend parallèlement sur de larges segments, s'incurve juste avant le bord occidental du territoire de la feuille, en direction du sud-ouest, dans la zone transversale du Grand Chaumont (pl. II). Après un décalage sénestre de près de 5 km, sa prolongation est constituée par l'anticlinal des Planches (SUTER & LÜTHI 1969), d'orientation WSW–ENE. Vers l'ouest, plusieurs anticlinaux s'intercalent entre l'anticlinal des Pontins et celui du Chasseral respectivement celui des Planches, notamment celui du Mont d'Amin (BOURQUIN et al. 1946) – La Joux-du-Plâne.

Le brachyanticlinal du Mont Sujet, orienté lui-aussi WSW–ENE, est pratiquement restreint au territoire de la feuille Chasseral. Il émerge à l'est du synclinal d'Orvin et disparaît, un peu au sud du bord du territoire de la feuille, en tournant légèrement en direction du sud-ouest, dans le synclinal de la Montagne de Diesse.

L'anticlinal du Lac d'orientation SW–NE, traverse le territoire de la feuille entre Evilard et la Montagne de Douanne. Ce n'est que plus au sud-ouest, sur le territoire de la feuille Bielersee, qu'il s'incurve également vers le sud-ouest (SUTER & LÜTHI 1969, SCHÄR 1971), après un court segment de direction WSW–ENE.

Pour l'interprétation de la configuration tectonique, les faits suivants doivent être pris en considération:

– Les anticlinaux du Chasseral et du Lac sont affectés par la zone transversale sénestre du Grand Chaumont alors que l'anticlinal des Pontins ne l'est pas. (L'anticlinal du Mont Sujet se termine à l'est bien avant la zone transversale.)

– L'anticlinal du Chasseral principalement, les anticlinaux des Pontins et des Boveresses, mais aussi celui du Mont Sujet, possèdent des voûtes étroites et élevées, presque symétriques, constituées par les formations du Dogger et du Malm. Par conséquent, sur la base de réflexions géométriques, il ne peut s'agir ici d'anticlinaux complets qui émergeraient du niveau de décollement basal.

Deux hypothèses peuvent expliquer cette situation:

– Ces quatre anticlinaux sont des structures indépendantes initiées depuis le niveau de décollement basal. Des chevauchements plissés ou des plis par propagation de faille liés à des chevauchements aveugles percés disposés en écailles sont concevables. Les anticlinaux du Lac, du Mont Sujet et du Chasseral se sont formés avant ou en même temps que la zone transversale sénestre du Grand Chaumont, le futur anticlinal des Pontins plus tardivement.

– Les anticlinaux élevés du Mont Sujet, du Chasseral ainsi que des Pontins et des Boveresses sont des éléments d'une grande nappe de décollement qui, dans ce cas, est déplacée bien au-delà du très large synclinal du Vallon de St-Imier.

La première hypothèse nécessite des chevauchements d'amplitude significative entre les divers anticlinaux, structures défendues par les partisans de cette in-

terprétation comme SCHORI et al. (2015) qui ont décrit le segment des deux côtés de la coupe 2 (pl. I). De tels chevauchements n'ont toutefois pas pu être confirmés lors de la cartographie de la feuille Chasseral, ou en tout cas pas dans la configuration spatiale exigée (inclinaison, tracé à l'affleurement) ni avec les rejets correspondants.

Par conséquent et en accord avec les observations de terrain et la représentation sur la carte, la situation s'explique ici par une nappe de décollement qui comprend les quatre anticlinaux. Cette interprétation se heurte à des objections d'ordre tant mécanique que cinématique. Ainsi, les circonstances qui font par exemple que les anticlinaux du Chasseral et du Lac soient affectés par la zone transversale du Grand Chaumont, contrairement à l'anticlinal des Pontins (sensu lato), ne peuvent pas être expliquées de manière satisfaisante.

Pour des raisons d'exhaustivité, les interprétations mentionnées ci-dessus ainsi que d'autres alternatives seront encore décrites et discutées brièvement dans un sous-chapitre indépendant à la fin du chapitre Tectonique.

Les structures tectoniques liées à la nappe du Chasseral sont décrites ci-après du nord au sud.

Chevauchement frontal

Le chevauchement frontal (St.-Immertal-Überschiebung, LÜTHI 1954; La-Mi-Côte-Überschiebung, SCHORI 2014) se voit attribuer une signification particulière dans l'hypothèse d'une nappe. La distance de chevauchement augmente d'est en ouest et atteint plus de 3 km dans la coupe 5 (pl. I); elle dépasse ainsi la somme de tous les autres raccourcissements au sein de la nappe (plis, chevauchements secondaires). Sur le terrain, il n'existe aucune observation géométrique ou stratigraphique qui irait à l'encontre de cette hypothèse. La trajectoire suivie par le détachement dans la molasse doit toutefois être très plate.

Anticlinaux des Pontins et des Boveresses

La structure appelée ici anticlinal des Boveresses à l'est de la faille des Prés de Cortébert est considérée comme équivalent latéral de l'anticlinal des Pontins (anticlinal de Sous les Roches – Les Pontins, LÜTHI 1954) qui s'étend du territoire de la feuille Les Bois jusqu'à la faille des Prés de Cortébert. Ces deux structures sont par conséquent discutées ensemble. Trois segments se distinguent d'est en ouest:

Anticlinal des Boveresses

Tout à l'est, entre la Métairie de Nidau et l'accident transversal légèrement sénestre de la Haute Joux, l'anticlinal des Boveresses, d'orientation approximative E–W, jouxte le chevauchement frontal (pl. II). Le cœur de l'anticlinal est érodé jusqu'au Membre d'Effingen (Formation de Wildegg).

Dans le segment suivant et jusqu'à la faille des Prés de Cortébert, l'axe du pli s'étend d'abord en direction WSW pour ensuite revenir dans une direction E–W (pl. II). Dans l'entaille de la Combe du Bez, l'érosion n'a pas atteint la Formation de Balsthal. Ce sont plutôt les couches de la Formation de Reuchenette, très redressées ou affectées par plusieurs petits chevauchements, qui apparaissent au cœur de l'anticlinal.

La zone de transition des Prés de Cortébert

A l'ouest de la Combe du Bez, le prolongement d'orientation approximative E–W de l'anticlinal des Boveresses peut être suivi entre le Chalmé et la Cuisinière jusqu'à la Combe à Bosset d'orientation SW–NE. Sur le côté ouest de la combe, l'anticlinal des Pontins s'étend depuis le Châble jusqu'au Pletz, dans une direction approximative SW–NE. A la Combe à Bosset, les traces des axes des deux plis sont décalées de quelques centaines de mètres dans le sens dextre. La déviation marquée vers le nord-est de l'anticlinal des Pontins s'étendant plus à l'ouest en direction WSW–ENE fait toutefois plutôt penser à un rejet sénestre (pl. II). La situation rencontrée au niveau de la faille des Prés de Cortébert correspond probablement à une zone de faille rhénane réactivée. Initialement sénestre, elle a été transportée de manière passive au cours du plissement et du chevauchement, puis elle a rejoué de manière dextre. Il est intéressant d'observer que le synclinal de la Vieille Vacherie ainsi que – vraisemblablement – l'anticlinal érodé de la Vieille Vacherie (voir plus bas) sont plus jeunes que la réactivation de l'accident transversal.

Anticlinal des Pontins

Du Pletz jusqu'à la bordure occidentale du territoire de la feuille (et au-delà), l'anticlinal des Pontins s'étire de manière relativement monotone en direction WSW–ENE avec peu d'ondulations latérales et verticales. Le Membre d'Effingen (Formation de Wildegg) affleure souvent au cœur du pli, dans la Combe Grède il s'agit même du Membre de Bollement (Formation d'Ifenthal). Près des Limes, la voûte se referme rapidement dans la Formation de Vellerat. A plusieurs endroits dans le flanc nord entre la Combe Grède et la ferme Frémont des plissements vers le haut ou vers l'arrière affectent le Hauptmumienbank redressé verticalement, par exemple ceux qui se trouvent à l'extrémité sud du vallon au nord-est de la Métairie de Graffenried Dessus et qui sont très joliment recoupés perpendiculairement à l'axe du pli.

Anticlinaux et synclinaux au-dessus du chevauchement frontal

Divers petits plis précèdent les anticlinaux des Pontins et des Boveresses au nord, ils sont décrits ici du sud au nord.

Synclinal et anticlinal de la Vieille Vacherie

Le synclinal de la Vieille Vacherie (Stierenberg-Synklinale, LÜTHI 1954) se profile à l'est pour la première fois à la sortie de la Combe du Bez dans le Calcaire saccharoïde, l'anticlinal de la Vieille Vacherie (Stierenberg-Antiklinale, LÜTHI 1954) quant à lui un peu à l'ouest de la Combe à Bosset dans la Formation de Reuchenette.

Le cœur du synclinal occupé au sud-ouest de la Métairie de Graffenried Dessous par la Pierre jaune de Neuchâtel (Formation du Grand Essert) semble entièrement fermé et intact. Il en va de même dans la Combe Grède où il est formé par le cintrage des bancs calcaires des deux côtés de la gorge, à la limite entre la Formation de Reuchenette et la Formation du Twannbach. Non loin de là vers le nord, le sommet de la Formation de Balsthal affleure au cœur de l'anticlinal au fond de la gorge. Cette observation est d'importance dans la mesure où un chevauchement significatif devrait se trouver à cet endroit si l'on veut expliquer l'anticlinal des Pontins par une structure prenant racine dans le décollement basal (voir plus bas).

L'axe du pli s'incline légèrement vers la Métairie aux Renards. Le prolongement du synclinal et de l'anticlinal de la Vieille Vacherie peut être suivi en direction de l'ouest près de La Benonne en dehors du territoire de la feuille. A noter que l'anticlinal est reconnaissable au léger ressaut constitué par les bancs de la Formation de Reuchenette le long de la lisière de la forêt au nord de la clairière de La Benonne.

Synclinal et anticlinal de la Mi Côte et synclinal frontal

Le synclinal de la Mi Côte (LÜTHI 1954), situé au nord de l'anticlinal de la Vieille Vacherie, se dessine à l'ouest du Chenau de l'Envers dans la Formation du Twannbach. A peine 1 km à l'ouest, près de la ferme éponyme de la Mi Côte, c'est la Molasse d'eau douce inférieure qui affleure en son centre. Le compartiment saillant bien visible jusque dans la vallée est peut-être aussi soumis à des mouvements gravitationnels, au même titre que le versant situé plus haut. Le synclinal de la Mi Côte se termine devant le flanc nord fortement élargi de l'anticlinal de la Vieille Vacherie, entre les coord. 2572 et 2573. Le synclinal se manifeste à nouveau plus à l'ouest. Dans la Forêt de l'Envers, son cœur est constitué de la Formation du Goldberg tandis que près de la Fauchette il s'agit de la Formation de Pierre-Châtel.

Au sud des Loumonts, le synclinal de la Mi Côte chevauche en direction du nord un synclinal autonome dont le cœur est constitué de la Formation du Grand Essert. Ce synclinal est directement limité par le chevauchement frontal. Le véritable prolongement du synclinal de la Mi Côte se trouve à l'ouest de la Combe Grède dans la Côte au Renard.

Le synclinal qui vient d'être décrit peut être mis en relation avec une structure un peu moins spectaculaire située plus à l'est dans la région de la Combe Perret (pl. I, coupe 5). SCHORI (2014) a introduit le terme de synclinal frontal pour cette

structure. Elle est normalement séparée du synclinal de la Mi Côte par l'anticlinal de la Mi Côte (SCHORI 2014).

Synclinal de la Métairie des Plânes – Le Pendant, chevauchement de la Métairie des Plânes et anticlinal du Chasseral

L'anticlinal du Chasseral se développe par subdivision de l'anticlinal du Weissenstein dans la zone du Bürenschwängli (feuille Büren a. A., GRUNER et al. 2013; voir également LAUBSCHER 2008). Il traverse tout le territoire de la feuille Chasseral et est dévié dans l'angle sud-ouest de cette dernière par la zone transversale sénestre du Grand Chaumont (pl. II). Le synclinal de la Métairie des Plânes – Le Pendant le sépare des anticlinaux des Pontins et des Boveresses adjacents vers le nord.

Synclinal de la Métairie des Plânes – Le Pendant et chevauchement de la Métairie des Plânes

Le synclinal de la Métairie des Plânes – Le Pendant (LÜTHI 1954 a désigné son segment occidental synclinal de Combe de Fornet – Métairie des Plânes) s'élève à partir du chevauchement frontal près de la Heutte (pl. II). Depuis la Métairie de Meuringue, il est chevauché vers l'ouest le long du chevauchement de la Métairie des Plânes (LÜTHI 1954; chevauchement du Chasseral, SCHORI 2014), en périphérie du flanc nord de l'anticlinal du Chasseral (pl. I, coupe 5). Le chevauchement de la Métairie des Plânes peut être suivi à travers la zone transversale sénestre du Grand Chaumont jusqu'à l'accident transversal des Bugnenets (feuille Val de Ruz) (pl. II). L'incorporation du synclinal dans la zone transversale du Grand Chaumont s'avère plus complexe (voir plus bas).

Une grande importance est accordée aux deux structures ci-dessus dans le cadre de l'interprétation de l'anticlinal du Chasseral comme pli autonome prenant racine dans le décollement basal ou comme partie d'un chevauchement (voir plus bas). Les observations de terrain, en particulier dans la Combe Grède fortement encaissée, montrent un synclinal se fermant rapidement au niveau des formations crétacées et un chevauchement peu incliné en direction du sud (et se terminant rapidement à l'est de la Combe Grède) avec une amplitude de chevauchement relativement faible. Ces deux éléments ne plaident pas en faveur d'une structure prenant racine en profondeur.

Anticlinal du Chasseral entre la cluse de Rondchâtel et le Petit Chasseral

La trouée de la Suze à Rondchâtel a été initiée par une dépression axiale (un ensellement) de l'anticlinal du Chasseral (ANTENEN 1996, GRUNER et al. 2013).

Aux Coperies – Saesseli du Haut, la voûte du Malm est fermée au niveau de la Formation de Balsthal (pl. I, coupe 1). Plus à l'ouest, la carrière de la Tscharner offre un aperçu en profondeur jusque au toit du Hauptrogenstein. Dans la région

de la Porte des Enfers, une faille d'orientation rhénane traverse l'anticlinal (faille de la Porte des Enfers, pl. II). Elle sépare la partie occidentale du flanc nord – où les Formations de Balsthal et de Reuchenette s'élèvent de manière verticale à légèrement renversée jusqu'à une altitude de 1200 m – du segment oriental. Dans ce dernier segment, au Bambois à une altitude de 946 m, les mêmes couches reposent sur des niveaux plus redressés de la base d'un pli sous-jacent du segment médian (anticlinal du Bambois, pl. II). Cette structure exotique se termine rapidement en direction de l'est. Déjà à Saesseli du Haut, le flanc nord est incliné de 30–45° de manière monotone vers le nord. Comme la faille de la Porte des Enfers marque aussi le début de l'anticlinal des Boveresses qui la précède au nord (voir plus bas), une structure héritée importante est envisagée; cette dernière se relierait à la zone du Col de Pierre Pertuis située plus au nord (voir plus haut).

De là jusqu'au Petit Chasseral, la voûte est presque entièrement érodée jusqu'au Dogger, souvent jusqu'au Hauptrogenstein, et dans la combe de la Steiner jusque dans la Formation du Passwang, voire même probablement jusque dans les Argiles à Opalinus. Il n'y a qu'à l'est de Pierrefeu que la voûte se referme sur une courte distance au niveau de la Formation du Pichoux. La voûte, y compris les deux flancs constitués par les unités comprises entre les Formations de Vellerat et du Twannbach, se présente de manière très simple et uniforme. Le Jobert et le Petit Chasseral marquent des culminations axiales, séparées par une légère dépression axiale entre les deux à Pierrefeu. La voûte est perturbée de manière insignifiante par la faille sénestre d'orientation rhénane des Prés de Cortébert, de manière distincte dans le flanc nord près des Goguelisses, et déplacée de manière plutôt diffuse dans le flanc sud entre les Colisses du Haut et le Clédar de Pierrefeu.

Incorporation de l'anticlinal du Chasseral dans la zone transversale du Grand Chaumont

A l'ouest du Petit Chasseral le cœur du pli, puis également le flanc nord et finalement – dans une moindre mesure – le flanc sud de l'anticlinal du Chasseral, sont affectés par la zone transversale sénestre du Grand Chaumont. Dans le cœur en Dogger, le changement de direction se manifeste par un écaillage serré des unités comprises entre le Hauptrogenstein et la Formation du Pichoux. Les écailles ont été ensuite segmentées par l'accident tectonique d'orientation rhénane. Dans le segment situé entre le Pré aux Auges et la Métairie de St-Jean, un plissement étroit du cœur de la voûte et d'orientation WSW–ENE peut être observé (pl. II). A l'ouest d'un accident rhénan qui s'étire du Col du Chasseral au Pré aux Auges, les structures ont en majorité une orientation SW–NE. Ici par contre le cœur de la voûte, constitué des unités comprises entre les Formations d'Ifenthal et de Wildegg, est à nouveau structuré de manière simple. Le flanc nord présente un plissement complexe et un écaillage bien visible dans la coupe de la route du col, le synclinal plat de la Cornette chevauche son flanc sud sur une surface à vergence sud fortement

cintrée, ce qui est confirmé par des tectoglyphes bien conservés. La structure peut encore être suivie loin en direction du sud dans la crête du flanc nord-ouest. L'anticlinal de l'Egasse lui est contigu vers le nord. Sur la crête de l'Egasse (pt 1460 m), le flanc nord constitué par le Hauptmumienbank est déplacé vers le sud par deux accidents tectoniques (pl. I, coupe 6).

Plus au sud-ouest, le flanc nord d'orientation SW–NE de l'anticlinal du Chasseral se simplifie à nouveau. Il est toutefois segmenté par des accidents prononcés à vergence nord-est qui n'occasionnent que des déplacements minimes.

Au sud-ouest de la Métairie des Plânes et au bord du territoire de la feuille près du Fornel du Haut, le cœur crétacé du synclinal de Combe de Fornet – Métairie des Plânes est constitué par la Formation du Vuache respectivement par la Pierre jaune de Neuchâtel (Formation du Grand Essert). Entre deux, le Calcaire saccharoïde apparaît au cœur du synclinal. Le flanc sud est à chaque fois décollé par le chevauchement de la Métairie des Plânes.

Dans la Combe Biosse, au cœur de l'anticlinal du Chasseral, des petites structures compressives d'orientation WSW–ENE dans le Membre de Bollement et la Formation du Pichoux attirent l'attention. Elles présentent des directions de contraintes divergentes (découplage de la succession stratigraphique au niveau du Membre d'Effingen). Un extra-pli également d'orientation approximative WSW–ENE dans la Formation de Günsberg du flanc sud du Chasseral est traversé par le sentier qui mène de la Métairie de Frienisberg à la Métairie de l'Isle (feuille Bielersee), un peu en dessous de 1400 m d'altitude. Le long de ce chemin, quelques plis étroits et très élevés apparaissent en outre dans le Hauptmumienbank au bord du territoire de la feuille.

Synclinaux et anticlinaux situés au nord-ouest de la zone transversale du Grand Chaumont

Entre l'anticlinal des Pontins au nord et le chevauchement de la Métairie des Plânes, diverses structures tectoniques s'amorcent vers l'ouest. Elles se trouvent encore sur le territoire de la feuille Chasseral (pl. II).

Le synclinal de l'Echelette (synclinal de l'Echelette – Le Plan Marmet, BOURQUIN et al. 1946, LÜTHI 1954) longe à peu près la route du col depuis le bas des téléskis des Savagnières Dessous (feuille Les Bois) en direction ENE et n'est reconnaissable que jusqu'au pt 1221 m.

L'anticlinal du Mont d'Amin (respectivement anticlinal de Joux du Plâne – Les Pointes, BOURQUIN et al. 1946), contigu vers le sud, s'étend à travers l'alpage des Savagnières Dessus et se perd lui aussi quelque part dans la région de la route du col. Entre les Savagnières Dessus et Aux Pointes, il est possible d'entrevoir un synclinal et un anticlinal supplémentaires. Le synclinal de la Métairie des Plânes – Le Pendant ou, dans la région de la frontière cantonale, le chevauchement de la Métairie des Plânes, leur succède directement en direction du sud-ouest.

Synclinal des Prés Vaillons et anticlinal du Mont Sujet

Le synclinal des Prés Vaillons (LÜTHI 1954) sépare l'anticlinal du Chasseral du (brachy)anticlinal du Mont Sujet (LÜTHI 1954, SCHÄR 1971). Venant de l'ouest, ce dernier se manifeste pour la première fois près de la Crotte au sud de Nods, encore juste sur le territoire de la feuille Bielersee, par un bombement dans la Formation du Twannbach. De là, jusqu'au Pentier, où la Formation de Reuchenette affleure pour la première fois, l'axe du pli est légèrement incliné; il s'oriente d'abord environ en direction SSW–NNE avant de pivoter en direction WSW–ENE.

Près de Pentier, une zone de déformation d'orientation NNW–SSE traverse l'anticlinal du Mont Sujet (pl. II). Elle peut être suivie en direction du sud jusqu'à Diesse. Plus au nord, en face des Prés Vaillons, de petites structures d'orientation NNE–SSW apparaissent fréquemment dans la région de l'Aiguillon, elles suggèrent une parallélisation avec la faille des Prés de Cortébert de formation rhénane. L'orientation inhabituelle près de Pentier serait due à une rotation provoquée par un plissement.

En face de la zone de déformation, l'axe du pli s'élève rapidement jusqu'à l'auberge du Fornel. L'anticlinal est ensuite traversé par un horst rhénan dépassant légèrement de la morphologie entre la combe à l'est du Fornel et la Combe d'Enfer (pl. I, coupe 4). La culmination se situe entre le pt 1333 m et le pt 1337,4 m alors que l'axe de l'anticlinal du Mont Sujet s'étend pratiquement à l'horizontale. La Formation de Günsberg affleure en son cœur dans la combe sans nom au nord de la Bergerie du Haut. Dans la Forêt de l'Envers, la question de savoir si l'anticlinal du Mont Sujet chevauche vraiment le flanc sud de l'anticlinal du Chasseral, comme le suppose LAUBSCHER (2008), reste sans réponse. Les observations de terrain faites au sud de la Métairie de Prêles plaident contre cette hypothèse et supportent clairement la présence d'un synclinal intact (pl. I, coupe 3). La disparition de la Formation du Twannbach au sud-ouest de la métairie et sa brève réapparition un peu plus au sud-est, au sud du pt 1118 m, indiquent de plus la culmination de l'axe du synclinal des Prés Vaillons dans cette région.

Du pt 1337,4 m, l'anticlinal du Mont Sujet plonge rapidement en direction ENE et se subdivise près de Noire Combe. La branche principale peut être suivie dans la même direction au moins jusqu'à Charjus (anticlinal de Charjus). La branche nord, l'anticlinal de la Bragarde, se dirige d'abord vers le nord-est pour ensuite reprendre la direction ENE près du Grillon. De ce fait, le synclinal des Prés Vaillons est également dévié vers le nord. Tant l'anticlinal de la Bragarde que le synclinal des Prés Vaillons disparaissent dans la région des Rochelles.

Synclinaux de la Montagne de Diesse et d'Orvin

Le haut plateau de la Montagne de Diesse ainsi que la large vallée d'Orvin sont recouverts de dépôts localement épais de l'époque glaciaire. Des forages qui

ont atteint la roche en place sous-jacente n'ont été effectués que dans la bordure septentrionale correspondante. Un sondage foré en 2016 au sud-ouest du stand de tir d'Orvin (près de la Vanchée) s'est terminé à une profondeur de 100 m dans des sédiments de bordure glaciaire. Dans la vallée du Jorat qui relie la Prèze au Crêt sor Neuchâtel, le flanc sud redressé à la verticale et partiellement renversé de l'anticlinal du Mont Sujet, se rapproche à quelques centaines de mètres seulement du flanc nord également vertical de l'anticlinal du Lac. Le remplissage du cœur du synclinal, qui est manifestement cohérent avec l'élément septentrional et chevauché par l'élément méridional, s'étend jusque dans la Molasse d'eau douce inférieure. Cette situation complexe est en rapport d'une part avec l'apparition de l'anticlinal du Mont Sujet et, d'autre part, avec les orientations différentes des deux anticlinaux.

Anticlinal du Lac et petites structures limitrophes

L'anticlinal du Lac (Seekette, SCHÄR 1971, See-Antiklinale, GRUNER et al. 2013) émerge du Bassin molassique près du Firsi à l'ouest de Granges SO (GRUNER et al. 2013) et y replonge près de St-Blaise NE – ou pour être plus précis, il disparaît sous le lac de Neuchâtel (SUTER & LÜTHI 1969).

Dans le tronçon Montagne de Boujean – Macolin, l'anticlinal du Lac apparaît comme un pli de rampe simple déplacé sur le synclinal d'Orvin limitrophe au nord, avec une voûte cassée abruptement dans le flanc nord. Ce pli présente une dépression axiale dans la région des Gorges du Taubenloch (ANTENEN 1996, LAUBSCHER 2008, GRUNER et al. 2013). Dans le flanc sud, des sédiments crétacés sont présents à divers endroits: un petit synclinal parasite comblé de dépôts crétacés et situé sur le territoire de la feuille Büren a. A., un petit affleurement directement au bord du territoire de la feuille au sud-est de Tschäris ainsi qu'un autre, plus grand, en forme de coin, fortement plissé entre Vigneules et Alfermée. Cette zone de plis de Vigneules se termine de manière diffuse, près de la zone de failles de la Comtesse (pl. II) représentée par divers petits accidents. Cette dernière ne se manifeste que dans le faîte de l'anticlinal par de plus grands accidents tectoniques qui peuvent être suivis sur une plus longue distance. A l'ouest de la zone de failles de la Comtesse, un grand nombre de failles d'orientation SSW–NNE traversent le toit de l'anticlinal du Lac au sud-ouest de la Hohmatt. Elles sont soulignées par du till altéré d'âge Pléistocène moyen. Un grand nombre de failles orientées dans la même direction apparaissent aussi entre Tschäris et le bord oriental du territoire de la feuille. Elles concernent la partie est d'Evilard où diverses petites résurgences sont visibles dans la région de la crête de l'anticlinal. En outre, RYNIKER (1923) avait déjà remarqué des «flexures répétitives superposées» dans le flanc sud de l'anticlinal du Lac. Il s'agit de plans de faille inverse à vergence sud qui sont reconnaissables à leurs têtes de banc «pendantes» plutôt que normalement dressées.

Le segment de l'anticlinal du Lac entre la zone de faille de la Comtesse et la faille des Esserts à l'ouest (pl. II) se caractérise par un flanc nord court, raide, en

partie vertical, qui recouvre la molasse, en particulier dans le défilé de l'Envers de Jorat décrit plus haut.

Au nord de l'anticlinal principal, une deuxième voûte s'est formée, appelée ici anticlinal de la Fin du Monde (End-der-Welt-Antiklinale). Cette voûte frontale tourne en direction du sud-ouest avant la faille des Esserts, dans le sens de l'accident. Le synclinal discret des Prés de Macolin s'achève également au niveau de cet accident.

Ces dernières structures sont précédées par le synclinal de Gaicht et par l'anticlinal du Chapf (HÄFELI 1966, SCHÄR 1971). Sur le territoire de la feuille Chasseral, il est possible de les suivre encore au moins jusqu'au Ryselschleipf à l'ouest du Tüscherzberg.

Dans le prochain segment qui se trouve déjà en grande partie en dehors du territoire de la feuille, mais qui est encore effleuré par les coupes 4 et 5 (pl. I), l'anticlinal du Lac s'élève à nouveau après une dépression axiale dans la région des Gorges de la Douanne. Aucun chevauchement frontal étendu n'apparaît sur le territoire de la feuille Bielersee. Sur la base de réflexions géométriques, un chevauchement caché par les puissants dépôts de roches meubles est postulé (pl. I, coupes 4, 5).

Interprétation de la géométrie et de la cinématique des quatre anticlinaux

Le concept d'une nappe du Chasseral se fonde sur les coupes de la planche I pour les raisons mentionnées plus haut (voir discussion plus bas).

Tout à l'est du territoire de la feuille (coupe 1), l'anticlinal du Chasseral est interprété comme un pli par propagation de faille qui a replissé un chevauchement plus ancien à vergence nord. Vers l'ouest (coupe 2), l'ancien chevauchement, réactivé tardivement, a recoupé l'anticlinal et transporté le cœur du pli avec le flanc sud chevauché, sur le synclinal de Péry qui est pour sa part incorporé dans la zone du Col de Pierre Pertuis.

A l'ouest de cette zone, la chaîne du Montoz s'oriente distinctement en direction du nord (anticlinal du Mont-Soleil), et le synclinal de Péry s'élargit pour former le synclinal du Vallon de St-Imier. Dans la coupe 3, l'anticlinal du Chasseral et celui des Boveresses qui le précède ici pour la première fois, sont déjà déplacés loin sur ce synclinal, le long d'une trajectoire en grande partie non perturbée. De la coupe 2 à la coupe 5, la racine de ce chevauchement se déplace de plus en plus vers le sud-est (dans le niveau de décollement basal).

Entre la coupe 4 et la coupe 6, le chevauchement basal présente une géométrie dont la rampe s'aplatit nettement. L'anticlinal des Pontins et ses avant-plis se trouvent sur un plan chevauchement très peu incliné s'étendant dans la molasse basale. L'anticlinal du Chasseral marque la transition entre cette rampe supérieure et le replat médian. Dans la coupe 6, l'anticlinal du Chasseral est déplacé sur le synclinal de la Métairie des Plânes – Le Pendant qui s'élargit. Cet élargissement est en

rapport avec le changement de direction de l'anticlinal du Chasseral dans la zone transversale du Grand Chaumont et avec le pendage inchangé de l'anticlinal des Pontins en direction WSW.

La structure de l'anticlinal du Mont Sujet est mise en relation avec l'extension en direction du sud-est de la surface du chevauchement et son changement d'inclinaison. Dans la coupe 2, le décollement diffus décrit plus haut pour le flanc sud de l'anticlinal du Chasseral est reconnaissable. L'anticlinal du Mont Sujet disparaît ensuite rapidement en direction du sud-est. Un pli par propagation de faille à vergence sud dont le chevauchement perce dans la coupe 4, se développe jusqu'à la coupe 3. Dans la coupe 5, l'anticlinal du Mont Sujet ne se manifeste que comme pli en kink à vergence nord.

Il est intéressant de remarquer que la géométrie de l'anticlinal du Lac, reconnaissable à la surface, varie peu entre les coupes 1 et 4. Ce n'est qu'avec la poursuite du recul de la racine du chevauchement de la nappe du Chasseral dans la coupe 5 qu'une accentuation de la structure se produit. Dans une large mesure, l'anticlinal du Lac correspond géométriquement à l'est à un pli de rampe. Le flanc nord très raide bien que n'étant développé que de manière rudimentaire en surface, est expliqué par une genèse en deux phases dans la région du synclinal d'Orvin. Dans la deuxième phase ce flanc s'est retrouvé pris sous un chevauchement plus récent.

La situation près du défilé de l'Envers de Jorat est représentée dans la coupe 3. La compression contre l'anticlinal du Mont Sujet qui s'étend loin en direction du sud-est, a conduit à la formation d'un autre anticlinal (hypothétique) qui plisse et accentue l'inclinaison de la trajectoire du chevauchement de l'anticlinal du Lac. Après un rejet sénestre au niveau de la faille des Esserts, la géométrie initiale du pli de rampe de l'anticlinal du Lac est modifiée de manière de plus en plus prononcée par un pli par propagation de faille en se rapprochant de la racine du chevauchement de la nappe du Chasseral. Cela conduit finalement à la culmination axiale dans la région de la coupe 5 (Petit Chasseral).

D'un point de vue cinématique, la construction des coupes se base d'abord sur une progression en séquence vers l'avant (du SE vers le NW), avec des structures subsidiaires hors-séquence. Il s'agit d'une part de structures indépendantes qui sont initiées à partir d'aspérités le long de la surface du chevauchement, et d'autre part de structures plus anciennes qui ont été accentuées lors du transport passif au-dessus de cette surface dont l'inclinaison est variable. Par conséquent, l'anticlinal du Lac s'est formé avant la nappe du Chasseral. A cet endroit, les anticlinaux des Pontins, des Boveresses et du Chasseral représentent d'anciennes structures dans la zone frontale du chevauchement, qui ont ensuite été transportées passivement et ultérieurement déformées. L'anticlinal du Mont Sujet serait une structure plus récente. Les discussions se poursuivent au sous-chapitre suivant dans lequel d'autres interprétations sont exposées.

Plateau Suisse

L'angle sud-est du territoire de la feuille Chasseral appartient déjà à l'arrière-pays tectonique du Jura plissé (soit le Plateau de l'Avant-pays nord-alpin décollé, aussi dénommé Bassin molassique en terme de paléogéographie). Nous ne disposons d'aucune indication directe sur l'évolution en profondeur de la géométrie des formations jurassiques et crétacées fortement inclinées près du lac de Bienne et dans la région limitrophe en direction de la vieille ville de Bienne. La Molasse marine supérieure affleure à Ipsach. Son inclinaison vers l'est ou le sud-est est liée au synclinal de Lattrigen (pl. II).

Autres interprétations de la géométrie et de la cinématique tectoniques régionales

Anticlinaux du Chasseral et des Pontins et les anticlinaux qui les précèdent au sud-ouest du territoire de la feuille

SCHORI et al. (2015) proposent, dans le cadre de la poursuite des travaux de SCHORI (2014), une géométrie et une cinématique différentes pour les anticlinaux situés au sud du Vallon de St-Imier au sud-ouest du territoire de la feuille Chasseral. La coupe représentée dans la figure 22 s'étire 2 km à l'ouest de la coupe 5 (pl. I). A cet endroit, l'anticlinal du Mont Sujet a déjà disparu. La coupe de la figure 22 ne comprend donc plus que les anticlinaux du Lac, du Chasseral et des Pontins, ainsi que les petits anticlinaux qui les précédent.

Dans leur interprétation SCHORI et al. (2015) distinguent un niveau de décollement basal et un niveau de décollement supérieur (fig. 22). Selon cette différenciation, le niveau de décollement supérieur se positionne près de 300 m plus haut et le décollement basal près de 350 m plus bas que l'unique niveau de décollement de notre coupe 5 (pl. I), en considérant une géométrie comparable.

Les deux niveaux de décollement délimitent par conséquent un paquet de couches, épais de près de 650 m, constitué du Muschelkalk moyen et supérieur, du Keuper, du Lias et du Dogger basal (fig. 22). Cela signifie que le reste de la succession stratigraphique, depuis le Dogger moyen jusqu'aux formations du Crétacé et de la molasse, doit avoir été transporté loin dans l'avant-pays. Comme dans la chaîne du Montoz aucune indication d'un dédoublement de cette série stratigraphique supérieure ne subsiste, la plausibilité de deux niveaux de décollement superposés au sud du Vallon de St-Imier est pour le moins remise en question.

SCHORI et al. (2015) postulent qu'au sein du paquet chevauché, les anticlinaux du Chasseral et des Pontins ainsi que les avant-plis considérés comme unités tectoniques indépendantes, forment chacun un segment autonome débutant dans le niveau de décollement supérieur. Les trois segments auraient ensuite été déformés

successivement du sud au nord comme trishear fault propagation folds (ERSLEV 1991) et – après la percée du chevauchement aveugle – déplacés sous forme d'écailles sur l'avant-pays. Diverses observations de terrain s'opposent toutefois à cette hypothèse, même si elle reste plausible du point de vue mécanique et convaincante du point de vue cinématique face à l'hypothèse d'une nappe:

– Dans la coupe présentée, l'anticlinal du Chasseral recouvre le segment des Pontins qui le précède sur une distance de près de 1,25 km. Les quatre plans partiels du chevauchement sont inclinés de 45–70°. Des chevauchements correspondants ont effectivement été constatés aux endroits indiqués. Un chevauchement du Dogger supérieur sur le Malm moyen, comme supposé pour le deuxième chevauchement le plus profond, n'a toutefois pas été observé sur le terrain. Le chevauchement le plus profond s'étend de manière beaucoup plus plate, comme c'est le cas dans la Combe Grède voisine. L'amplitude réelle du chevauchement atteint tout au plus quelques douzaines de mètres. L'extension latérale limitée du chevauchement considéré plaide aussi en faveur d'une contribution réduite. Seuls deux des quatre chevauchements peuvent être observés quelques centaines de mètres seulement en direction du nord-est. Dans la coupe 5 (pl. I) situé 2 km plus à l'est, plus aucun des chevauchements n'apparaît. En direction du sud-ouest, les chevauchements se terminent contre un accident tectonique d'orientation NNE–SSE. Au-delà de cet accident, on constate certes à nouveau des chevauchements, leurs rejets restent toutefois très faibles.

– L'anticlinal des Pontins est déplacé de près de 1 km sur l'écaille qui le précède dans la coupe présentée (fig. 22). Le chevauchement incliné de près de 30° nécessaire pour ce mouvement n'a pu être constaté sur le terrain. Le plan de chevauchement construit par SCHORI (2014) à partir de coupes proches l'une de l'autre, et construites en parallèle, recoupe des parois rocheuses bien affleurantes dans la Combe Grède en particulier. Toutefois aucun rejet – et en tous les cas certainement pas avec l'ampleur nécessaire – n'est visible sur le terrain à cet endroit. La coupe de SCHORI et al. (2015) montre certes quelques modifications par rapport au modèle correspondant (Combe Grède est) de SCHORI (2014), mais cela ne change rien au fait qu'il n'y a sur le terrain aucune confirmation pour un chevauchement si important.

– La conséquence de la construction de SCHORI et al. (2015) est que l'écaille la plus profonde qui comprend les «avant-plis» ne recouvre le synclinal du Vallon de St-Imier que sur une distance d'à peine 1 km. La nappe hypothétique présentée ici (pl. I) nécessite, comme cela a déjà été exposé plus haut, un chevauchement nettement moins incliné sur plus de 3 km dont la plausibilité mécanique est moindre. Les relations cartographiques le long de l'affleurement du chevauchement ne contredisent aucune de ces deux approches.

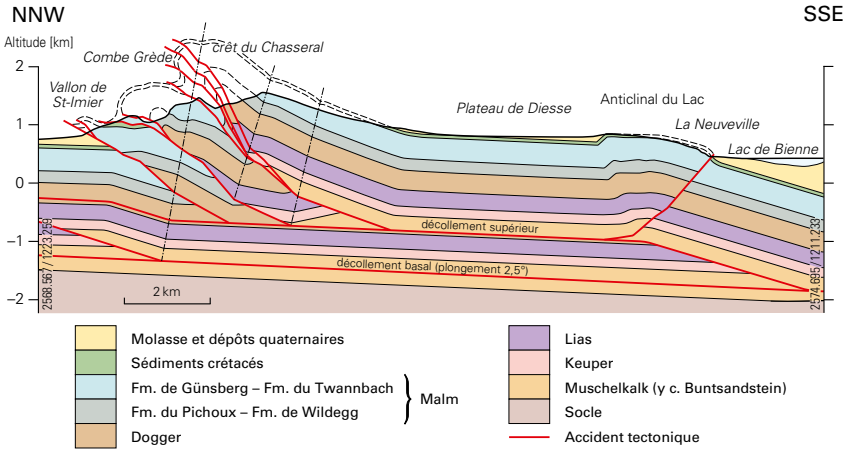


Fig. 22: Coupe NNW–SSE à travers la partie occidentale du territoire de la feuille. D'après SCHORI et al. (2015), en maintenant la géométrie et en actualisant la subdivision et la nomenclature stratigraphiques. Discussion dans le texte. La puissance admise par les auteurs pour l'ensemble des couches mésozoïques décollées correspond bien avec les hypothèses énoncées ici, même si la puissance de chaque unité prise individuellement peut diverger sensiblement (cf. SCHORI 2014).

— SCHORI et al. (2014) interprètent l'anticlinal du Lac comme pli de rampe à vergence sud dont le chevauchement est initié à partir d'un changement d'inclinaison du décollement supérieur (fig. 22), ce qui correspond assez à la manière dont est expliqué ici l'anticlinal du Mont Sujet (pl. I). La continuité de la structure en direction du nord-est ne plaide pas en faveur de cette hypothèse. A cet endroit, elle est explicitement à vergence nord (pl. I, coupes 1–4) et vraisemblablement plus ancienne que les anticlinaux limitrophes au nord. Il est intéressant de noter que le Crétacé dans la coupe de la figure 22 ne présente pratiquement aucun rejet de telle sorte que le rejet de la série inférieure est vraisemblablement aussi insignifiant. Une interprétation dans le style de la planche I est ainsi possible.

Anticlinaux du Lac, du Chasseral et du Montoz à l'est du territoire de la feuille

M. Schneider a compilé dans son travail de diplôme non publié (SCHNEIDER 2005) deux coupes entre l'anticlinal de Mörigen (resp. de Hermrigen) au sud et l'anticlinal du Montoz au nord, en s'appuyant sur ses propres relevés et des travaux

également non publiés de KÜHNI (1993) et DE GASPARO (2002). Ces coupes – en partie représentées sous une forme graphique fortement généralisée – ont fait leur apparition dans diverses publications de son superviseur (p.ex. PFIFFNER 2015). Une brève considération de ces coupes paraît dès lors justifiée (fig. 23).

Les deux coupes s'étendent dans la direction NNW–SSE. Seul le segment septentrional de la coupe orientale concerne le territoire de la feuille Chasseral. Dans le synclinal de Péry, le tracé de cette coupe change sur le territoire de la feuille Büren a.A. et s'écarte ainsi de plus en plus de la coupe s'étendant en direction N–S (pl. I). La coupe occidentale correspond à peu près à la coupe 2 (pl. I).

Dans les deux coupes, le plissement du Jura trouve son origine dans la combinaison d'un décollement dans les évaporites du Muschelkalk moyen (Formation de Zeglingen, JORDAN 2016) et d'un décollement plus tardif dans le socle. Les grabens permo-carbonifères ont été inversés par ce dernier. Les anticlinaux souvent étroits sont interprétés souvent comme structure de soulèvement (p.ex. MCCLAY 1992). Il en résulte des chevauchements raides conjugués à vergence nord et sud. Les autres mécanismes impliqués sont des plis par propagation de faille, des chevauchements aveugles plissés et des découplages dans le Keuper.

Dans la mesure où la présente carte est concernée, la coupe orientale (fig. 23, en haut) est en accord avec notre interprétation actuelle (pl. I, coupe 1). La structure interne de l'anticlinal du Montoz y est interprétée de manière un peu différente mais tout aussi hypothétique et sans prise en compte d'un graben inversé. Dans la zone proche de la surface, notre construction tient compte d'un chevauchement à vergence nord qui a été ignoré par SCHNEIDER (2005).

Dans le segment nord, la coupe occidentale (fig. 23, en bas) montre aussi une grande similitude avec notre coupe 2 (pl. I). Le chevauchement de l'anticlinal de la Tanne n'a pas été pris en compte en dehors de la limite de la coupe. Le chevauchement dans le cœur de l'anticlinal coffré du Mont-Soleil se termine par conséquent de manière aveugle. C'est la raison pour laquelle les anticlinaux du Brahon et du Châtillon recouvrent tous deux considérablement l'anticlinal du Mont-Soleil. Dans notre coupe, chaque anticlinal est une écaille indépendante qui prend racine dans le décollement basal, l'amplitude du chevauchement (pour chacun des chevauchements considéré séparément) est par conséquent faible.

Les interprétations divergent plus fortement dans le segment méridional. S'appuyant sur KÜHNI (1993), SCHNEIDER (2005) considère une transition non perturbée entre l'anticlinal du Châtillon et l'anticlinal du Chasseral. Par conséquent, ce dernier doit recouvrir le synclinal d'Orvin avec une vergence sud. DE GASPARO (2002) interprète l'anticlinal du Lac comme structure de soulèvement qui recouvre le synclinal d'Orvin vers le nord et le synclinal de Lattrigen vers le sud. Ici (pl. I, coupe 2) au contraire, l'anticlinal du Chasseral ainsi que l'anticlinal du Lac sont interprétés comme résultant d'un plissement en relation avec des chevauchements à vergence nord. Il est en même temps postulé que le synclinal d'Orvin est nettement plus large. Ce synclinal et la région au sud et à l'ouest de la Vignerole (au sud

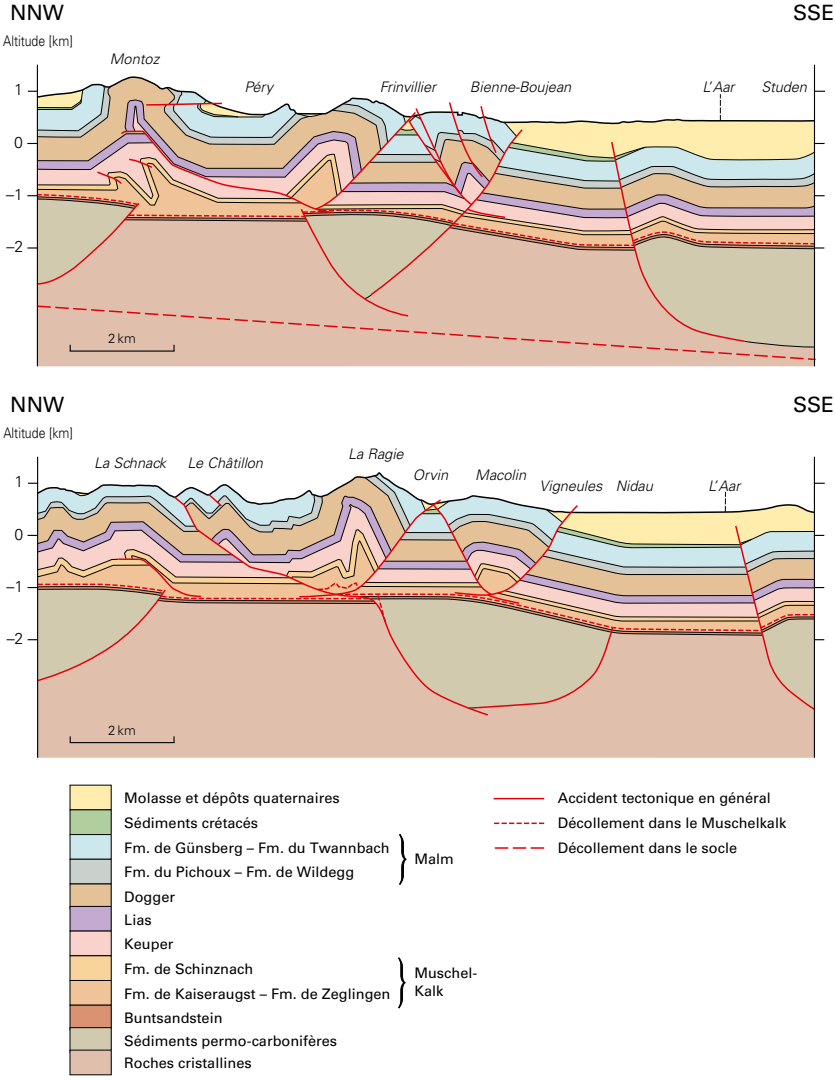


Fig. 23: Deux coupes d'orientation NNW–SSE à travers la partie est du territoire de la feuille Chasseral (en bas) et dans la région limitrophe de la feuille Büren a.A. adjacente (en haut). D'après SCHNEIDER (2005), en maintenant la géométrie et en actualisant la subdivision et la nomenclature stratigraphiques. Discussion dans le texte.

de Sonceboz) représentent des endroits-clés qui apportent des arguments en faveur ou en défaveur des deux hypothèses. Toutefois d'épais dépôts quaternaires de roches meubles y empêchent toute observation des structures du soubassement rocheux. Même un chevauchement à vergence sud de l'anticlinal du Lac qui s'étendrait profondément dans le sillon glaciaire comblé le long du pied sud du Jura, ne peut être ni confirmé ni réfuté à l'heure actuelle. La continuité avec les coupes situées plus à l'ouest plaide en particulier pour l'interprétation que nous proposons ici.

La prise en compte de mouvements tardifs au sein du socle cristallin pour la formation du Jura plissé, en particulier l'inversion de grabens permo-carbonifères, comme illustré par SCHNEIDER (2005, fig. 23), est tout à fait plausible mais pas non plus confirmée jusqu'ici.

HYDROGÉOLOGIE

La Suze draine toute la partie nord et centrale du territoire de la feuille Chasseral du fait qu'une multitude de sources karstiques situées le long de son tracé se déversent dans son cours. La partie tout au nord-est de la feuille est drainée par la Birse, la partie nord est drainée par le Doubs et la partie sud-ouest est drainée par le lac de Bienne. L'essentiel du territoire de la feuille Chasseral fait donc partie du bassin du Rhin, à l'exception de la région des Breuleux qui fait partie du bassin du Rhône.

L'hydrogéologie de la région de la feuille Chasseral est essentiellement de type karstique, à l'exception du Vallon de St-Imier et la région de Bienne où les dépôts quaternaires permettent le développement de nappes alluviales, sièges de circulations en milieux poreux. Les zones d'infiltration préférentielle s'étendent sur les flancs des anticlinaux et dans les synclinaux sans couverture molassique. Les circulations souterraines dans les aquifères karstiques couvrent de longues distances et les exutoires de ces systèmes sont peu nombreux mais importants. Ils émergent le long du Vallon de St-Imier et du vallon de Péry, ainsi qu'au sud de Tavannes, sur les bords du lac de Bienne et dans les cluses de la Suze. Les quatre sources karstiques principales sont la source de la Dou à Cormoret, la source de la Birse à Tavannes, la source Merlin dans les Gorges du Taubenloch et les sources de Brunnmühle à Douanne.

Aquifères

Au sein de la série mésozoïque, trois à quatre groupes lithostratigraphiques sont potentiellement karstifiables: le Muschelkalk, le Dogger et le Malm. Par endroits, les formations du Crétacé sont également susceptibles d'être karstifiées. Les deux principaux aquifères régionaux se développent dans le Malm supérieur et le Dogger (MALARD et al. 2012).

L'aquifère calcaire du Malm supérieur, de 350 à 400 m d'épaisseur (BOURQUIN et al. 1946, JÄCKLI 1981, ISSKA 2012f), est le plus important de la région. Il est relativement homogène et les intercalations marneuses (Membre de Röschenz p. ex.) sont trop peu épaisses pour former un réel aquiclude. Cet aquifère a de vastes surfaces réceptrices et la karstification y est intense (grotte du Taubenloch et Wasserhooliloch notamment), assurant une circulation rapide des eaux souterraines (JÄCKLI 1981).

Parmi les formations du Dogger, les calcaires du Hauptrogenstein, d'une épaisseur de plus de 100 m, forment un aquifère karstique. Les Marnes à Homomyes, séparant les parties inférieure et supérieure de la formation, ne sont pas

considérées comme limite étanche (JÄCKLI 1981). L'aquifère est majoritairement captif dans la région à l'exception des zones anticlinales du Petit Chasseral et de Jobert (ISSKA 2012f) où il est libre sous couverture.

Les dépôts plus marneux du Malm inférieur, de près de 130 m d'épaisseur, forment une barrière en théorie imperméable entre le Dogger et le Malm supérieur. La formation aquiclude est ici représentée par le Membre d'Effingen puisque la Formation de Bärschwil n'a qu'une très faible épaisseur dans le secteur (JÄCKLI 1981), sauf au nord-ouest. A la faveur de chevauchements et de failles, les deux aquifères peuvent être mis en contact, ce qui peut se traduire par une libre circulation des eaux souterraines. En effet, l'aquifère du Dogger participe à certains endroits à l'alimentation de systèmes karstiques drainant l'aquifère supérieur du Malm. C'est notamment le cas sur la crête du Chasseral où certains traçages ont montré des circulations depuis l'aquifère du Dogger vers l'aquifère du Malm (DERVEY & MATHEZ 2003, ISSKA 2012c). Les modalités de ces échanges restent toutefois difficiles à caractériser.

Séparé du Dogger calcaire par les argilites et marnes des Argiles à Opalinus et du Lias (Formation de la Staffelegg, REISDORF et al. 2011), le troisième aquifère karstique est celui du Muschelkalk supérieur (Formation de Schinznach, PIETSCH et al. 2016). Celui-ci n'affleure pas sur le territoire de la feuille et n'a jamais fait l'objet d'étude (MALARD et al. 2012).

Dans la partie sud-est du territoire de la feuille, sur les flancs qui bordent le lac de Bienne, se développe un quatrième aquifère karstique, celui du Crétacé, limité à la base par les marnes de la Formation du Goldberg. Les systèmes karstiques qui s'y développent sont cependant de petite extension et les circulations peu importantes (JÄCKLI 1981, MALARD et al. 2012).

La molasse est globalement considérée comme un aquiclude formant une chape imperméable sur les aquifères du Mésozoïque dans le fond des synclinaux. Son épaisseur peut atteindre 400 m en certains endroits des vallons de St-Imier et de Péry (pl. I; ISSKA 2012f). Le Calcaire d'eau douce de Delémont (Molasse alsacienne, USM) est néanmoins susceptible de former un petit aquifère et d'interagir avec les aquifères karstiques sous-jacents (SCHINDLER 1977).

Les dépôts quaternaires forment également des niveaux aquifères, mais de moindre importance. Ils se limitent essentiellement à des éboulis de pente (SCHINDLER 1977), des placages alluvionnaires au fond des vallées et des tills (dépôts morainiques). Les alluvions de la Suze forment des aquifères particulièrement productifs entre Villeret et Cormoret, entre Courtelary et Cortébert, à la Heutte et à Péry. Bien que modestes, ces aquifères sont cependant des cibles hydrogéologiques non négligeables pour des captages de petit rendement (JÄCKLI 1981). Un autre aquifère de moindre importance est constitué par les Graviers de la Suze dans la région de Bienne. L'écoulement s'effectue en direction du lac de Bienne avec un débit d'environ 60 l/s et s'exfiltre principalement dans la Thielle (KELLERHALS+HAEFELI AG 1995, GRUNER et al. 2013).

Ecoulement des eaux souterraines et principales nappes

Les structures décrites au chapitre tectonique influencent nettement la répartition des sources et les directions des écoulements. A l'échelle régionale, on distingue deux principaux types d'écoulement. Le premier se fait hors de la zone saturée, là où les plis dressent les aquicludes au-dessus du niveau piézométrique régional. Les eaux souterraines s'écoulent alors parallèlement aux axes des plis, le long de gouttières synclinales (PIQUEREZ 2013). A l'échelle de la feuille Chasseral, les écoulements dans les gouttières synclinales se font globalement d'ouest en est. Cet écoulement hors de la zone saturée est plutôt rapide et assure l'essentiel de l'alimentation des sources karstiques. Le second type d'écoulement se fait lorsque le synclinal est en grande partie saturé en eaux. Il forme alors un bassin où se développent d'importantes nappes karstiques où l'écoulement des eaux souterraines est particulièrement lent. A l'échelle de la feuille, l'écoulement se fait globalement d'ouest en est. Les nappes karstiques participent également à l'alimentation des sources karstiques et assurent leur débit de base. Sur le territoire de la feuille Chasseral, cinq nappes karstiques sont répertoriées. Il s'agit des nappes du pied du Jura, de Diesse, d'Orvin, de St-Imier et de Tavannes.

Dans la partie tout au nord du territoire de la feuille (région Mont-Tramelan, Montagne du Droit et Montoz), les écoulements se font en direction de la grande nappe karstique de la Vallée de Tavannes. Celle-ci se décharge dans la Birse mais se déverse également dans la nappe du Vallon de St-Imier à la faveur de l'ensellement du col de Pierre Pertuis. Sur le territoire de la feuille Chasseral, la nappe de Tavannes participe à l'alimentation de la source de la Birse à Tavannes et des sources de la Cuchatte et de Tournedos à Sonceboz (SCHINDLER 1977, ISSKA 2012f, MALARD et al. 2012).

Sur les flancs nord et sud du Vallon de St-Imier, les écoulements se font en direction de la nappe du Malm du Vallon de St-Imier. Celle-ci est en grande partie confinée par les dépôts molassiques qui recouvrent le synclinal. Plusieurs sources karstiques situées en bordure des dépôts molassiques drainent cet important aquifère. La partie ouest de la nappe (jusqu'à Courtelary au moins) est drainée par les sources de Cormoret (Dou, Torrent, Raissette et Borcairde). La partie nord-est de la nappe est drainée par les sources de la Cuchatte et de Tournedos et la partie sud-est de la nappe par les sources du Bez à Corgémont. Si la nappe s'étend de Péry (à l'est) jusqu'aux Convers (à l'ouest), son alimentation se fait bien au-delà du décrochement de la Ferrière puisqu'un traçage réalisé aux Grandes-Crosettes au sud de la Chaux-de-Fonds a prouvé une connexion avec les sources de Cormoret (ISSKA 2014). Il s'agit là d'une des plus longues connexions hydrogéologiques prouvées par traçage dans le Jura (17 km). A noter encore que dans la nappe du Vallon de St-Imier, les eaux s'écoulent d'ouest en est.

Au sud de la crête du Chasseral, les eaux souterraines s'écoulent pour la partie est (La Tscharner, Prés-d'Orvin, Orvin) en direction de la nappe de la vallée

d'Orvin et pour la partie ouest (Mont Sujet, Plateau de Diesse) en direction de la nappe de Diesse. Les deux nappes sont en liaison directe avec la grande nappe du pied du Jura. La nappe d'Orvin est en partie confinée par des dépôts molassiques. Elle alimente les sources Châtel I et II, la source Merlin (toutes trois situées dans la cluse de Rondchâtel) et la Source romaine à Bienne. La nappe de Diesse est semi-captive (uniquement en hautes eaux) et se déverse par-dessus l'anticlinal du Lac, par le biais de deux seuils sous les localités de Lignières et Prêles dans la grande nappe du pied du Jura. A noter encore que la présence d'une petite nappe perchée n'est pas exclue dans le synclinal des Prés Vaillons, situé entre le Mont Sujet et le Chasseral; celle-ci se déverserait dans la nappe de Diesse.

La nappe du pied du Jura s'étend le long de la bordure est de la chaîne du Jura. Elle se prolonge jusqu'au canton de Vaud et jusqu'à Soleure. Elle participe à l'alimentation d'un chapelet de sources qui se développent au pied du Jura (Brunnmühle et Source romaine notamment).

A noter encore qu'à l'extrême nord-ouest du territoire de la feuille (région des Breuleux), les eaux s'écoulent en direction des sources de la vallée du Doubs (RIEBEN 2000).

Les vitesses d'écoulement mesurées par traçages dans le karst sont à la fois rapides (70 m/h en moyenne) et très hétérogènes, de 15 à 400 m/h (RIEBEN 2000, DERVEY & MATHEZ 2003, ISSKA 2012c, e). Celles-ci sont davantage conditionnées par les conditions hydrologiques que par l'organisation du réseau de conduits. La forte hétérogénéité des vitesses d'écoulement mesurées va dans le sens d'un karst bien développé (JÄCKLI 1981).

Hydrologie et climat

Pour la chaîne du Jura, UTTINGER (1951) a donné la corrélation suivante entre la pluviométrie et l'altitude: *précipitation [mm] = 692 + (0,732 · Z)*, Z étant l'altitude en mètres. A l'échelle du Vallon de St-Imier, JÄCKLI (1981) a donné une corrélation légèrement différente: *précipitation [mm] = 885 + (0,46 · Z)*.

La norme des précipitations annuelles pour la période 1981–2010 est comprise entre 1100 mm et 1300 mm pour le pied du Jura, 1187 mm à la station de Bienne (n° 6370), environ 1350 mm pour le Vallon de St-Imier et le vallon de Péry et 1373 mm à la station de Courtelary (n° 6400). Sur les reliefs, la norme des précipitations annuelles atteint ou dépasse les 1500 mm avec 1638 mm à la station de la Montagne du Droit (n° 8569) et 1487 mm à la station du Chasseral (n° 6360). Compte tenu de l'altitude élevée, une bonne partie de ces précipitations y tombent sous forme neigeuse.

L'évapotranspiration annuelle est comprise entre 400 et 500 mm pour le Chasseral, le Mont-Soleil et le Mont Crosin. Elle est en revanche supérieure à 500 mm pour le reste du territoire de la feuille (SHGN 1992).

En raison du karst, le réseau d'écoulement superficiel est très peu développé notamment sur le massif Chasseral – Mont Sujet ainsi que sur la partie franc-montagnarde du territoire de la feuille. Il se limite à quelques ruisseaux qui disparaissent dans des pertes.

En revanche, dans le Vallon de St-Imier, la présence d'importants dépôts molassiques permet le développement d'un réseau superficiel plus dense. La Suze est le seul cours d'eau conséquent qui s'écoule sur le territoire de la feuille Chasseral, elle prend sa source aux Convers, sur la commune de Renan, et draine tout le Vallon de St-Imier et le vallon de Péry. Elle récolte les eaux des importantes sources karstiques situées à Cormoret (Dou, Torrent, Raissette) et de quelques torrents. Ses principaux affluents sont le Grabe, le Terbez et l'Orvine. Le débit moyen de la Suze est de 4,25 m^3/s (période 1961–2013) au niveau de la station OFEV à Sonceboz (coord. 2579.810/1227.350). Lors de la crue centennale de 1991, le débit atteint par la Suze était de près de 65 m^3/s à Sonceboz (OFEV) et 90 m^3/s à la station AWA à Péry (PUENTENER 2013, MALARD et al. 2015).

D'autres cours d'eau de moindre importance s'écoulent également sur le territoire de la feuille Chasseral. Il s'agit de l'Orvine qui s'écoule sur les sédiments quaternaires de la vallée d'Orvin, du Grabe qui s'écoule sur les marnes du Membre d'Effingen sur le flanc nord du Chasseral et du ruisseau de la Combe Grède. Ces trois cours d'eau se déversent dans la Suze.

Sources et puits

Les principales sources situées sur le territoire de la feuille Chasseral sont toutes d'origines karstiques. Elles jaillissent pour la plupart depuis les calcaires du Malm. Aucune d'elles ne se trouve à la base de l'aquifère, on trouve le plus souvent les sources en bordure des couvertures molassiques (MALARD et al. 2012). On compte également quelques sources de faible importance situées notamment au pied d'éboulis et dans certaines formations semi-perméables de la molasse.

Nord du territoire de la feuille

La partie à l'extrême nord et nord-est du territoire de la feuille est drainée par les sources situées en bordure des sédiments molassiques de la Vallée de Tavannes et par les sources du vallon de Péry.

La *source de la Birse* à Tavannes (coord. 2581.555/1229.221) est la plus importante et la plus élevée en altitude. Elle draine essentiellement la Montagne du Droit et les Prés de la Montagne. Sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, les affleurements de Malm situés de part et d'autre de Tramelan et du plateau d'Orange font partie du bassin d'alimentation de la source. La source jaillit à 771 m d'altitude

des calcaires de la Formation du Twannbach, près du contact avec les sédiments imperméables de la Molasse alsacienne. SCHINDLER (1977) a estimé le débit moyen de la source à environ 330 l/s alors que l'ISSKA (2012b) l'a estimé à 200 l/s. Le débit chute à 7 l/s en étiage sévère et peut atteindre plus de 900 l/s (SCHINDLER 1977, ISSKA 2012b) en crue. Il est supposé que la *source de la Chiffelle* située 100 m à l'ouest est en connexion avec la source de la Birse (SCHINDLER 1977).

Vallon de St-Imier

Quatre sources situées sur la commune de Cormoret drainent la partie ouest et centrale des flancs du Vallon de St-Imier. Elles se situent toutes dans les calcaires du Malm au contact avec les sédiments imperméables de la Molasse alsacienne et font partie d'un seul et même système karstique, certainement le plus important de la région du Jura bernois (MFR 1998).

La source la plus importante est la *source de la Dou* qui a en fait deux exutoires: *Dou supérieure* (coord. 2569.580/1224.225/738) et *Dou inférieure* (Petite Dou; coord. 2569.860/1224.190/730). Le débit moyen de la source est de 1,6 m^3/s, il peut chuter à 200 l/s en étiage mais peut atteindre les 10 m^3/s lors des plus fortes crues. La source de la Dou supérieure fait office d'exutoire temporaire du système mais lors de crues, il est l'exutoire le plus contributif (débit > 9 m^3/s). Une partie du débit de la source alimente la station électrique de la Société des Forces Électriques de La Goule située en rive gauche (JÄCKLI 1981, ISSKA 2012d, 2013).

La *source de la Raissette* (coord. 2570.725/1224.845/725) a un débit moyen de 0,4 m^3/s et varie entre 0,1 et 4,6 m^3/s. Elle est captée depuis 1893 pour l'alimentation en eau de la ville de St-Imier (JÄCKLI 1981, WICHT 1995, ISSKA 2012d).

La *source du Torrent* (coord. 2570.084/1224.153/719) a un débit moyen de 0,1 m^3/s. Ce débit tombe à 57 l/s en étiage pour atteindre les 333 l/s en période de crue (JÄCKLI 1981, ISSKA 2012d, 2013). La source du Torrent est captée pour l'alimentation en eau potable de la ville de St-Imier et des villages connectés au Syndicat pour l'alimentation des Franches-Montagnes en eau potable (SEF) depuis 1970 (JÄCKLI 1981, WICHT 1995, ISSKA 2012d).

La plus petite des sources, la *source de la Borcairde* (coord. 2571.009/1225.046/708), située au cœur du village de Cormoret, se caractérise par une très faible variabilité de son débit, celui-ci variant de 10 à 20 l/s. Elle est utilisée pour l'alimentation en eau potable du village de Courtelary (WICHT 1995, ISSKA 2012d).

Les *sources du Bez* drainent le flanc sud de la partie sud-est du Vallon de St-Imier et jaillissent depuis le s calcaires du Malm, au contact avec la molasse. Il est possible que l'aquifère du Dogger participe à l'alimentation du système, le chevauchement du Vallon de St-Imier mettant en contact les deux aquifères. Les sources du Bez se composent d'un exutoire pérenne et de deux exutoires de crue. La *source du Bez inférieure* (coord. 2576.992/1225.585/710) est l'exutoire pérenne; il débite en moyenne 33 l/s. Le débit peut tomber à 8 l/s en étiage et peut atteindre

85 l/s lors de crue. Cette source est captée pour l'alimentation en eau de la commune de Corgémont. La *source du Bez supérieure* (coord. 2576.905/1225.425/738, 2576.908/1225.415/744) est le principal exutoire de crue et est bien plus contributif que l'exutoire pérenne. Lors d'importantes crues, son débit peut dépasser 1 m^3/s. A noter encore que la petite gorge de l'Envers, située juste au sud des sources, fait office d'estavelle. En effet, si en temps normal un ruisseau s'y infiltre, le fond du lit du cours d'eau devient émissif en période de crue (JÄCKLI 1981, ISSKA 2012a, 2013).

La *source de la Cuchatte* (coord. 2580.890/1226.551/636) et *la source de Tournedos* (2580.410/1226.695/658) se situent au sud-est de Sonceboz, entre les vallons de St-Imier et de Péry. Toutes deux se situent dans les calcaires du Malm et drainent le flanc nord de la partie est du Vallon de St-Imier et le versant sud du Montoz. Une participation du Dogger est aussi envisageable. Il est important de noter qu'une partie de la nappe de la Vallée de Tavannes est supposée se déverser dans celle du Vallon de St-Imier à la hauteur du col de Pierre Pertuis, renforçant ainsi l'alimentation des sources de la Cuchatte et de Tournedos. Les débits sont ici mal connus mais en hautes eaux, le système donne jusqu'à 1 m^3/s et en basses eaux, 200 l/s. La source de la Cuchatte est en partie captée pour l'alimentation en eau potable des communes appartenant au Syndicat pour l'alimentation en eau des communes de Sonceboz, Tavannes et Reconvilier (SESTER) (JÄCKLI 1981, ISSKA 2012f, 2013).

Cluses de la Suze

Quatre sources situées dans la cluse de Rondchâtel drainent notamment la partie est de l'anticlinal du Chasseral et le synclinal d'Orvin.

Les deux *sources de Châtel I* et *Châtel II* (coord. 2585.610/1224.790/556 et 2585.610/1224.615/538, hors feuille) se situent au milieu de la cluse de Rondchâtel et émergent des formations du Dogger. Les seules informations disponibles sont des indications de débits moyens: 50 l/s pour Châtel I et 30 l/s pour Châtel II. Toutefois, les débits en crue doivent probablement atteindre au moins 1–2 m^3/s (ISSKA 2012f, 2013) par le biais de plusieurs exutoires.

La *source Merlin* (coord. 2585.863/1224.381/530) située en bordure sud de la cluse de Rondchâtel (hors feuille), au nord du village de Frinvillier, en rive droite de la Suze sourd des calcaires du Malm. Son débit moyen s'établit à environ 200 l/s, le débit pouvant chuter à 50 l/s en étiage. Le débit estimé lors des épisodes de crue les plus «fréquents» s'établit entre 3 et 5 m^3/s et peut atteindre 9 m^3/s selon une estimation de RUTSCH et al. (1969). A noter que le bassin d'alimentation de la source s'étend à l'est, hors du territoire de la feuille Chasseral, jusqu'au vallon de Romont. Cette source est captée par Energie Service Biel/Bienne (ESB) comme alimentation d'appoint pour l'eau potable de la ville.

La *source de la Talvonne* (coord. 2585.077/1227.922/890, hors feuille), située dans les calcaires du Dogger, alimente le village de Péry. Il n'y a actuellement pas

d'informations concernant cette source. Depuis le 17 février 2015, la commune de Péry l'utilise pour produire de l'électricité (SCHINDLER 2015).

Sud du territoire de la feuille

Les *sources de Brunnmühle* sont situées sur la commune de Douanne, au bord du lac de Bienne, dans les calcaires du Malm. Elles drainent le flanc sud et une partie de la crête du Chasseral ainsi que les flancs de l'anticlinal du Lac, soit une surface de 66 km^2. La *Brunnmühle* (coord. 2578.032/1215.595/433, hors feuille) est l'exutoire pérenne principal, son débit moyen est d'environ 180 l/s, le débit peut chuter à 30 l/s en étiage et atteindre 1 m^3/s lors de crues.

Deux autres sources pérennes de moindre importance participent également à la décharge de la nappe du pied du Jura dans ce secteur. Il s'agit de la *Fluhquelle* (coord. 2580.838/1217.728/450, hors feuille) et de la *Sauserquelle* (coord. 2578.263/1215.838/435, hors feuille). Les principaux exutoires de crue sont le *Wasserhooliloch* (coord. 2578.210/1215.890/479, hors feuille), il peut déverser jusqu'à 10 m^3/s, la *Gischeren* (coord. 2578.225/1215.890/479, hors feuille) et le *Schüttstein* (coord. 2578.180/1215.875/479, hors feuille) peuvent également se mettre en charge en hautes eaux et peuvent déverser jusqu'à 3 m^3/s pour la Gischeren et respectivement 2 m^3/s pour le Schüttstein.

Puits

On compte plusieurs puits de pompage qui exploitent l'aquifère alluvial de la Suze dans les vallons de St-Imier et de Péry.

Deux puits filtrants de près de 1,5 m de diamètre, distant de 250 m l'un de l'autre, situés en rive droite de la Suze entre Courtelary et Cortébert (SEF I et II, coord. 2574.334/1226.375 et 2574.085/1226.160) sont chacun équipés d'une pompe d'un débit de 1200 l/min et utilisés pour l'adduction d'eau potable par le Syndicat pour l'alimentation des Franches-Montagnes en eau potable (SEF).

Le puits SEF III à l'aérodrome de Courtelary (coord. 2573.380/1225.790) est un puisard de 3m de diamètre et de 13 m de profondeur. Quatre drains horizontaux partent en étoile à l'horizontale depuis la base du puisard. Le puits est équipé d'une pompe d'un débit de 1500 l/min et est utilisé pour l'adduction d'eau potable par le SEF.

Les puits de Villeret (coord. 2569.451/1223.733) et de la Heutte (coord. 2583.540/1226.440) alimentent en eau potable les communes de Villeret respectivement de la Heutte.

A noter encore la présence de trois forages profonds (SON1, SON2: 1997, SON3: 2007) réalisés autour de Sonvilier (MFR 1998, 2008) dans le cadre de la prospection de ressources en eaux souterraines de l'aquifère du Malm. Ces forages sont placés sous la responsabilité du Syndicat pour l'alimentation des Franches-Montagnes en eau potable (SEF) et de la commune de St-Imier.

MORPHOLOGIE

Dépressions sans exutoire superficiel

Les dépressions sans exutoire superficiel situées sur le territoire de la feuille ont été identifiées au moyen d'une analyse SIG des données du modèle altimétrique numérique à haute résolution swissALTI^{3D}.

Parmi les nombreuses dépressions sans exutoire superficiel situées dans la pénéplaine des Franches Montagnes (AUFRANC 2016a, b), seule celle du Bartelard apparaît sur le territoire de la feuille Chasseral, à environ 2 km à l'ouest de Tramelan. Les dépressions sans exutoire superficiel sur le territoire cartographié sont principalement liées à des structures synclinales (cf. FIERZ & MONBARON 1999), comme celle près des Vacheries Bruniers (Mont-Tramelan) et entre la Métairie de Meuringue et le Creux de Glace (au nord-est du Petit Chasseral). Elles peuvent être également mises en relation avec des phénomènes karstiques associés à des failles comme celles de la Montagne du Droit.

La dépression délimitée par une guirlande de blocs en talus près du Pré Seyu au nord-ouest de Courtelary (voir plus haut), la dépression peu profonde endiguée par un vallum morainique de la Dernière Période glaciaire près de la Gruebmatt (Prés de Macolin) ainsi que celle peu profonde, formée par compactage du sol, sur la Neumatte près d'Ipsach sont également des dépressions sans exutoire superficiel.

Dolines

Sur le territoire de la feuille, l'eau s'accumule sur les formations riches en argile et s'écoule dans des dolines situées au niveau de leur contact avec les unités calcaires (FIERZ & MONBARON 1999). Les dolines forment typiquement de longs chapelets – parfois de plusieurs kilomètres – le long des limites lithostratigraphiques et des discontinuités structurales. Ces chapelets de dolines marquent très souvent la limite entre la Formation du Pichoux et le Membre d'Effingen (Formation de Wildegg). On les rencontre aussi souvent entre les Membre de St-Brais et de Saulcy (Formation d'Ifenthal), entre les Formations d'Ifenthal et de Bärschwil (au nord-ouest du territoire de la feuille), ainsi qu'à l'intérieur du Membre d'Effingen et du Membre de Röschenz (Formation de Vellerat).

Grottes

Les grottes localisées sur la feuille Chasseral sont énumérées dans le tableau 1.

Tab. 1: *Grottes localisées sur la feuille Chasseral.*

Nom	Coord. à l'entrée de la grotte	Formation ou membre à l'entrée de la grotte
Grotte de la Baume	2584.760/1221.900/690	Fm. du Twannbach
Creux de la Tanne (Creux du Château)	2578.425/1229.375/1028	Fm. de Reuchenette
Source no 1 du Bez [supérieure] (B1)	2576.905/1225.425/738	Fm. de Reuchenette
Source no 2 du Bez [supérieure] (B2)	2576.908/1225.415/744	Fm. de Reuchenette
Grotte de la Petite Dou	2569.860/1224.190/730	Fm. du Twannbach (Calcaire saccharoïde)
Gouffre de la Métairie de Morat	2571.325/1221.140/1490	Hauptrogenstein (partie supérieure)
Gouffre des Bises	2573.653/1228.196/1162	Fm. du Pichoux
Creux de Glace de Courtelary	2572.900/1222.500/1330	Fm. de Reuchenette
Tanna Meyer (Tanne à Meyer, Tannimeyer)	2579.295/1222.239/1082	Fm. de Reuchenette
Gouffre de la Noire-Combe (Ishöhli, Tanne de l'Envers)	2578.600/1221.750/1100	Fm. de Reuchenette
Tanne du Bérudet (Noisetière, Diomée) [Creux de Glace]	2579.285/1222.932/1185	Fm. de Reuchenette
Grotte de la Molchenau	2580.844/1222.366/915	Fm. de Reuchenette
Trou du Van	2584.473/1227.708/1082	Fm. de Vellerat
Gouffre du Grabe	2580.214/1224.705/1170	Mb. de St-Brais
Grotte du Schilt (Grotte des Boveresses)	2579.310/1225.457/1100	Fm. de Reuchenette
Grotte du Brahon	2582.220/1227.550/1135	Mb. de Ste-Vérène
Grotte du Tunnel N16*	2581.025/1227.505/710	Fm. de Reuchenette
Grotte de la Cigogne (Grotte du Tournedos)	2580.400/1226.588/673	Fm. de Reuchenette
Grotte de l'Envers (Grotte à Neuenschwander)	2573.978/1229.158/975	Fm. de Reuchenette
Grotte 1 de Chasseral	2569.791/1219.443/1525	Fm. de Vellerat
Grotte 2 de Chasseral	2570.010/1219.603/1536	Fm. de Vellerat
Petit Creux de Glace	2578.220/1229.750/995	Fm. de Reuchenette
Grotte de Mijoux (Baume des Prés de Mijoux)	2573.775/1220.540/1175	Fm. de Reuchenette
Creux Bareau	2572.655/1220.550/1375	Fm. de Reuchenette

Indications données par F. Maire (comm. écrite) * N'est plus visitable.

Ponor

Un ponor, respectivement emposieu, est indiqué sur le territoire de la feuille à la limite supérieure de la Combe des Arses à l'est du Mont-Tramelan (coord. 2571.165/1228.670).

MATÉRIAUX EXPLOITABLES

Matériaux de construction

Pierre de taille et pierre concassée

Roche calcaire: la roche calcaire la plus pure possible est utilisée pour obtenir des pierres de taille et des pierres concassées, p.ex. comme matériel pour les coffres de route. Sur le territoire de la feuille, elle est extraite des carrières Huguelet (Les Combattes) près de Tramelan et de la Fin des Chaux près des Breuleux. Une autre grande carrière était celle de Pierre Pertuis près de la route du col; elle a été abandonnée il y a plusieurs années. De la roche calcaire provenant de la Formation de Reuchenette est ou a été exploitée dans ces trois sites.

De nombreuses petites carrières abandonnées se trouvent sur le territoire de la feuille Chasseral, certaines d'entre elles sont en partie ou complètement comblées. Elles ont été cartographiées lors du levé sur le terrain et à l'aide de cartes topographiques plus anciennes. Les calcaires des unités lithostratigraphiques suivantes ont été exploités:

- Membre du Hauptmumienbank (pour la fabrication entre autres d'éléments de construction porteurs ou décoratifs): au sud de la route col du Mont Crosin – Ferme de la Croisée et sur le Mont Crosin.
- Formation de Balsthal: sur le Mont Sujet.
- Formation de Reuchenette: le long de la route St-Imier – Mont Crosin, près de la Heutte, près du Cernil (coord. approx. 2577.150/1225.950) (Banc à Nérinées).
- Formation du Twannbach: dans la Côte au Renard au sud-est de St-Imier, à divers endroits au-dessus de Courtelary, Cortébert et Sonceboz, au nord-est de Nods et au-dessus d'Evilard.
- «Marbre bâtard» (Formations de Pierre-Châtel et de Vions): dans les carrières de la rive gauche du lac de Bienne et à Bienne.

Les murs en pierres sèches typiques des pâturages de la chaîne du Chasseral sont en général construits avec les plaques rugueuses, qui par conséquent ne glissent pas, du Membre de Bollement (Dalle nacrée) qui ont été extraites de nombreux petits affleurements qu'il n'est plus possible d'identifier aujourd'hui.

Grès coquillier: du Grès coquillier de Meinisberg a été extrait dans la carrière désaffectée Flueächer, à la bordure orientale d'Ipsach, tout juste en dehors du territoire de la feuille (coord. 2585.015/1218.275).

Blocs erratiques cristallins: autrefois, ce sont surtout les blocs erratiques en granite qui avaient une valeur particulière. Ils ont été utilisés pour des bornes, des pierres tombales, des bordures ainsi que comme pierre de construction. Aujourd'hui, certains d'entre eux sont protégés.

Chaux

Avant le développement du procédé de fabrication du ciment, la chaux vive servait de liant et entrait dans la fabrication de mortier et de crépi. Des vestiges d'anciens fours à chaux se trouvent sur le territoire de la feuille Chasseral (voir chapitre Archéologie).

Matières premières pour la fabrication du ciment

La cluse de Rondchâtel qui héberge les Ciments Vigier SA est l'un des centres de fabrication du ciment en Suisse. Le calcaire et la marne sont les composants principaux du ciment. Ils proviennent des carrières sises dans la cluse et près de la Tscharner plus à l'ouest. La fabrication du ciment commença en 1891. La première extraction de matière première eut lieu en dessous de la forêt de la Charuque (feuille Büren a. A., voir également GRUNER et al. 2013). Elle se faisait au début dans des galeries puis, dès 1950, dans des exploitations à ciel ouvert (BOURGEOISIE DE BIENNE 2016). Au milieu des années 1980, la carrière de la Forêt de Châtel fut mise en exploitation de l'autre côté de la cluse. Elle est aujourd'hui abandonnée, entre autres en raison du risque de glissement du versant situé au-dessus de la zone excavée (ANTENEN 1997). En 1994, un autre site d'exploitation visible seulement de quelques endroits et sis dans la partie est de la combe de la Petite Métairie de Nidau près de la Tscharner, a été délimité (BÖHI 2002). En 2000–2002, un tunnel de liaison de 2,3 km a été réalisé à travers la Formation du Pichoux et le Membre d'Effingen basal riche en calcaire (BÖHI 2002). L'extraction dans la carrière de la Tscharner (fig. 6, 9) a débuté en 2003. Actuellement, plus de 400 000 m^3 de calcaire et de marne sont extraits annuellement d'une surface à ciel ouvert d'environ 30 ha (BOURGEOISIE DE BIENNE 2016). Concassé sur place, le matériel est convoyé par bande transporteuse à travers le tunnel de liaison jusqu'à la cimenterie pour être traité ultérieurement (VIGIER 2013). La production annuelle s'élève à l'heure actuelle à environ 900 000 t de ciment (VIGIER 2013), ce qui correspond à 20 % de la production totale en Suisse.

Un autre site d'extraction de matières premières pour le ciment, plus petit et aujourd'hui désaffecté, se trouve dans la dépression de la Vanne au-dessus de la Heutte, à la base du Membre d'Effingen. Des éléments d'une ancienne installation de transport par câble aérien témoignent de l'évacuation des matériaux vers la vallée.

Gravier, sable, «Jurakies»

Dans la gravière du col de Pierre Pertuis et dans la sablière des Rottes près de Sonceboz (voir également EPPLE 1947), du gravier et du sable ont été extraits d'anciens graviers dans la vallée de la Suze ($\mathbf{q_{agS}}$), ainsi que des graviers et sables de bordure glaciaire d'Orvin ($\mathbf{q_{gO}}$) dans la bordure sud de la vallée d'Orvin. Du gravier

et du sable ont de plus été extraits de zones de till (moraine) riches en gravier du glacier Valaisan ($\mathbf{q_{mV}}$) à Diesse et aux Esserts à l'est de Lamboing ainsi que du Poudingue polymicte et grès à galets ($\mathbf{m_{3p}}$) altéré au Rinzon près de Cortébert.

Dans la ceinture d'éboulis au pied des chaînes, des éboulis limoneux («Jurakies») étaient ou sont toujours exploités dans de nombreuses gravières pour le revêtement de routes naturelles et de places. Les plus grands sites d'extraction d'éboulis se trouvent près des Carolines au nord-ouest de Corgémont, au-dessus d'Orvin le long de la route Orvin – Prés d'Orvin et en dessous des Roches dans la vallée de l'Envers de Jorat.

Argile

L'argile sert de matière première pour les briqueteries et poteries. En outre, elle est utilisée pour l'étanchéification lors de travaux en extérieur. Il n'existe plus aucun site d'extraction d'argile sur le territoire de la feuille. Le toponyme La Tuilerie (à l'est de Villeret et au sud de Corgémont) indique que de l'argile était transformée, elle provenait dans ce cas vraisemblablement des dépôts quaternaires ou de la Molasse alsacienne.

Une tuilerie s'étendait sur les côtés ouest et est de la vallée de l'Envers de Jorat. La tuilerie orientale a été mise en exploitation en 1802 après un incendie du village d'Orvin et utilisait, selon les indications d'un agriculteur de la région, du limon d'altération comme matière première (provenant peut-être des dépôts de bordure glaciaire fins).

Minerais

Sable vitrifiable

Aucun site d'exploitation de sable vitrifiable n'est connu sur le territoire de la feuille Chasseral. Les gisements du vallon de Romont (feuille Büren a. A., GRUNER et al. 2013), et peut-être aussi ceux situés dans les régions plus éloignées, comme au pied du Moron et plus à l'ouest (feuille Bellelay-Saignelégier, AUFRANC et al. 2016a), dans le Pâturage de Mont Girod (feuille Moutier, PFIRTER 1997) ou à Vauffelin et Longeau (feuille Büren a. A., GRUNER et al. 2013), entrent en considération pour l'alimentation en matières premières des anciennes verreries aux alentours de la Heutte (voir chapitre Archéologie).

Pisolites ferrugineuses [Bohnerz]

L'occurrence de pisolites ferrugineuses, revêtant une importance économique importante en tant que minerai de fer dans d'autres régions du Jura, n'est que d'ordre très secondaire sur le territoire de la feuille Chasseral. Aucun site d'ex-

ploitation n'est connu, le four destiné à la production de fer attesté par le crassier situé au sud-ouest de la Mi-Côte (coord. 2573.574/1224.226) devait toutefois s'approvisionner en matière première des gisements sidérolithiques des environs.

Combustibles

Charbon de bois

Le charbon était utilisé en particulier comme combustible dans l'industrie du fer et du verre, mais aussi pour la production de potasse (K_2CO_3; par évaporation d'une lessive alcaline à partir de cendres de bois) destinée à la production du verre (SCHWAB 1942, ERAMO 2006). Les sites d'anciennes charbonnières («meules» à charbon) sont reconnaissables aux petites levées de terre en forme d'anneau. La consommation de bois pour la production du charbon a eu pour conséquence un déboisement massif.

Tourbe

L'extraction de tourbe a joué un rôle en tant que source de combustible jusqu'au début du XXe siècle aux Franches Montagnes adjacentes au nord du territoire de la feuille Chasseral. Aujourd'hui, son exploitation est interdite pour des raisons écologiques du fait de la lenteur de renouvellement de cette matière première. Sur le territoire cartographié l'unique exploitation de tourbe, aujourd'hui abandonnée, se trouve à l'extrémité sud de la tourbière éponyme La Tourbière, à l'est de la Chaux-des-Breuleux aux coord. 2569.470/1229.985.

LA MÉTÉORITE DU TWANNBERG

La météorite portant le nom officiel «Twannberg» est l'une des huit météorites connues en Suisse et la seule dont on ait retrouvé de nombreux fragments. Ces découvertes constituent une partie du champ de dispersion initial. Le premier fragment (15,915 kg, fig. 24) fut découvert par Margrit Christen le 9 mai 1984 (BÜHLER 1986a, b, 1988, GRAHAM 1986) aux coord. 2580.160/1219.175. Après quelques découvertes isolées dans une ancienne collection rangée dans un grenier, des orpailleurs découvrirent trois petits fragments dans le ruisseau de la Douanne en 2007. Ce fut alors le coup d'envoi des premières recherches systématiques dans les Gorges de la Douanne au cours desquelles 75 nouveaux fragments furent découverts. Dès 2013, de nouvelles trouvailles furent faites près du site de la première découverte, et en 2015–2016, de nombreux fragments ont été récoltés sur le Mont Sujet. Tout l'historique des découvertes faites jusqu'à la fin mai 2016 a été consigné dans HOFMANN et al. (2016). Jusqu'à fin juin 2017, 909 fragments d'un poids total de 105,4 kg ont été rassemblés.

La météorite du Twannberg est une météorite ferreuse de classe IIG (WASSON & CHOE 2009). Il s'agit d'un type de météorites très rares; seules cinq autres météorites de ce type (dont deux appartiennent à la même chute) sont connues à travers le monde. Twannberg représente donc une des cinq chutes connues de météorites de classe IIG et est de loin la plus grande. Les résultats des analyses de Twannberg sont consignés dans WASSON & CHOE (2009) et HOFMANN et al. (2009). La minéralogie de cette météorite comprend de la kamacite (fer pauvre en Ni, ~ 90% vol.) et de la schreibersite Fe_3P (~ 10% vol.) ainsi que des traces de troïlite (FeS). Les grandes inclusions de plusieurs centimètres de schreibersite sont caractéristiques pour Twannberg. La schreibersite étant un minéral cassant, l'apparition fréquente de cette phase dans de grands cristaux a certainement une influence sur les caractéristiques mécaniques de la météorite dans son ensemble. Avec près de 4,5%, la teneur en nickel dans le métal est une des plus faibles de toutes les météorites ferreuses.

Des analyses des gaz rares et d'isotopes cosmogéniques (SMITH et al. 2016) ont révélé que Twannberg devait être une météorite d'une grandeur inhabituelle. Son diamètre au moment de son entrée dans l'atmosphère terrestre devait mesurer entre 6 et 20 m, ce qui correspond à une masse de 1000–30000 t. Au moyen des isotopes cosmogéniques ^{41}Ca et ^{36}Cl, son âge terrestre a été évalué entre 100 et 200 ka. L'incertitude de cette détermination résulte de la teneur extrêmement faible en isotopes cosmogéniques, qui est due au blindage radioprotecteur contre le rayonnement cosmique à l'intérieur de la grande masse de météorite.

La répartition des découvertes est représentée sur la figure 25. On peut les répartir sur trois régions:

Fig. 24: Twannberg, masse 1 (première découverte de 1984). La coupe transversale présente de remarquables cristaux de schreibersite, en inclusion dans la kamacite (fer pauvre en Ni). Largeur de la météorite 18 cm. Photo P. Vollenweider.

- Site de découvertes de la Gruebmatt: ici 38 météorites ont été trouvées, première découverte incluse, pour une masse totale de 33,8 kg sur une superficie de près de 1,1 x 0,8 km. Toutes les découvertes ont été faites dans des sols constitués de sédiments glaciaires très altérés, plus ou moins transportés, à une profondeur maximale de 40 cm. Tous les fragments contiennent des inclusions de grains de quartz grossiers voire même de petits galets de quartzite dans la croûte d'oxydation (fig. 26). Les découvertes ont toutes été faites en dehors de l'extension de la glace lors du Dernier Maximum Glaciaire (LGM). Les recherches intensives de météorites effectuées sur le till de la Dernière Période glaciaire n'ont abouti à aucun résultat. On peut donc en conclure que la chute doit être plus ancienne qu'env. 22 ka.
- Site de découvertes du ruisseau de la Douanne (au sud, hors du territoire de la feuille Chasseral): dans les Gorges de la Douanne, 78 météorites d'une masse totale de 2,1 kg ont été trouvées. Ces dernières se trouvaient dans des fissures et des affouillements dans la roche formant des pièges sédimentaires pour le matériel lourd. Il devrait s'agir exclusivement de fragments transportés par le ruisseau de la Douanne.
- Site de découvertes du Mont Sujet: 451 pièces d'une masse totale de 31,6 kg proviennent du haut plateau du Mont Sujet. Ces découvertes ont été faites sur une superficie de 4,5 x 0,6 – 0,8 km. Du nord-est au sud-ouest, on constate une augmentation systématique

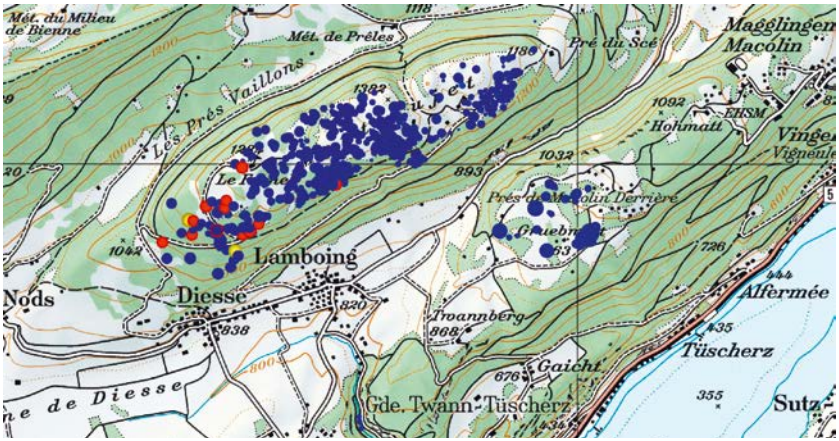


Fig. 25: Répartition des découvertes de fragments de la météorite du Twannberg (état fin 2016) avec les sites de découvertes de la Gruebmatt au sud-est et du Mont Sujet au nord. Les découvertes du Mont Sujet allant de 400 g à 1 kg sont marquées en rouge, celles de plus de 1 kg en jaune.

Fig. 26: Surface d'un fragment de la météorite du Twannberg de la Gruebmatt (23 g, masse 88). La croûte de rouille présente de nombreuses inclusions de grains de quartz mal arrondis.

de la masse des fragments, ce qui indique une direction de vol du nord-est au sud-ouest. Une partie du champ de dispersion initial est manifestement conservé à cet endroit. Les découvertes du Mont Sujet étaient enfouies dans des éboulis calcaires ou des limons d'altération silteux à une profondeur variant de quelques centimètres à 40 cm. Celles provenant des éboulis calcaires en particulier sont peu altérées et présentent souvent des restes de croûte de fusion.

Alors que les météorites trouvées dans la région de la Gruebmatt et dans le ruisseau de la Douanne ont très probablement été transportées sur une distance inconnue, la répartition dimensionnelle sur le Mont Sujet est caractéristique d'un champ de dispersion original, cela signifie que les météorites ont été trouvées à l'endroit même où elles sont tombées. Il est frappant de constater que les découvertes du Mont Sujet ont toutes été faites à une altitude supérieure à 1150 m. Bien que le champ de dispersion doive se prolonger vers l'ouest et le sud-ouest du fait de la répartition connue jusqu'ici, aucune autre météorite n'a été trouvée sur le Mont Sujet à plus basse altitude. Une chute au cours de l'Avant-dernière Période glaciaire (Période glaciaire de Beringen, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011; env. 130–180 ka) expliquerait le plus simplement la répartition globale. Dans la zone de glace alpine, les météorites ont été transportées (entre autres jusque dans la Gruebmatt), sur le plateau du Mont Sujet en revanche, elles se trouvaient manifestement hors de l'influence de la glace alpine.

ARCHÉOLOGIE

Sur le territoire de la feuille Chasseral, il existe divers sites archéologiques qui ont eu des répercussions sur la topographie et laissé des traces dans le terrain. Au Néolithique et à l'Âge du bronze, des habitats lacustres bordaient les rives du lac. Les découvertes bien conservées qui y ont été faites et les connaissances gagnées nous offrent un aperçu des lieux et modes de vie préhistoriques. A divers endroits, des tronçons de chemins consolidés ont pu être documentés, ils fournissent également des indications sur les voies de communication suprarégionales. Finalement, des vestiges préindustriels de fours à chaux et de verreries qui faisaient partie de manière temporaire de l'infrastructure artisanale locale, sont particulièrement répandus.

Pierres à cupules

De nombreuses pierres à cupules se trouvent dans les environs de Bienne. Ces cupules ont été souvent creusées dans des blocs erratiques de gneiss ou de granite qui ont été transportés et déposés par le glacier Valaisan au cours de la Dernière Période glaciaire (SCHWEGLER 1992).

Le bloc erratique de Douanne-Daucher, à Gaichtboden (coord. 2581.180/1218.131), qui se trouve au-dessus du village de Daucher, en compte 21; celui qui se trouve à Orvin sur le Pâturage de Jorat (coord. 2582.315/1222.188) en compte près de 36. En l'absence de contexte ou de découverte archéologiques plus précis, il n'est pratiquement pas possible de dater la fabrication de ces cupules.

Sites palafittiques

Depuis 2011, cinq sites lacustres du lac de Bienne sont inscrits au patrimoine mondial de l'Unesco. Ces habitats du Néolithique et de l'Âge du bronze (du Ve au Ier millénaire av. J.-C.) ont la particularité de se trouver dans un état de conservation excellent. Les fouilles des sites lacustres ont livré un nombre particulièrement élevé de matériaux organiques tels que bois, os, bois de cervidés, textiles ainsi que des restes de plantes et de céréales, conservés par enfouissement à l'état humide depuis des millénaires. Ces découvertes permettent de percevoir de façon unique l'évolution des technologies, de l'économie de production ainsi que de l'utilisation de l'environnement entre le Ve et le Ier millénaire av. J.-C. L'analyse dendrochronologique des restes de pilotis en bois des habitations de l'époque a permis une datation exacte de l'abattage des arbres et ainsi de préciser l'époque de construction probable.

Des sites connus se trouvent à l'extrémité nord du lac devant Vigneules, près du port de plaisance à Bienne et dans le secteur de la Schlossmatte à Nidau. Ici, les couches archéologiques ont été recouvertes au fil du temps par plusieurs mètres de sédiments.

Le site du port de Bienne-Vigneules (coord. 2583.550/1220.001), l'un des sites inscrits au patrimoine mondial de l'Unesco, a été découvert en 1874 et est constitué d'une succession de plusieurs couches archéologiques datées du Néolithique tardif à terminal (Spät- bis Endjungsteinzeit; HAFNER 2005, HAFNER et al. 2009). Onze analyses de pieux et de bois de chêne gisant sur le site ont révélé des dates d'abattage de 2974/2973 av. J.-C., de 2825/2824 av. J.-C. ainsi que de l'époque comprise entre 2772 et 2695 av. J.-C.; les intervalles de 15 à 30 ans laissent supposer ici que l'habitat ait existé jusqu'au XXVIIIe siècle av. J.-C. Les couches archéologiques étant recouvertes de vase et protégées des tempêtes par la jetée du port à l'ouest, le site fait partie des habitats lacustres les mieux conservés du lac de Bienne. Le site de l'île de Vigneules, datant du début de l'Âge du bronze tardif, se trouve plus à l'est et est plus éloigné de la rive actuelle (coord. 2583.830/1220.020). Les sites palafittiques du Néolithique et de l'Âge du bronze donnent également des indications sur les fluctuations du niveau du lac.

Tronçons de chemin

Dans le Jura, de nombreux tronçons de chemins ont été étudiés sur le plan archéologique (GERBER 1997). Des voies de communication suprarégionales reliaient le Plateau Suisse aux régions du Rhin et de la Saône à l'époque romaine déjà. L'utilisation de ces voies se poursuivit souvent après l'époque romaine. A quelques endroits il a ainsi été possible d'observer une succession de plusieurs tracés de routes d'époques différentes.

Le monument le plus célèbre le long de la voie romaine traversant le Jura se trouve certainement au col de Pierre Pertuis (coord. 2581.480/1229.151) au sud de Tavannes. Le col se situe à une altitude de 827 m et présente au-dessus du portail nord du passage creusé initialement dans la roche par les processus naturels d'érosion, une épigraphe romaine datée d'env. 200 apr. J.-C. Elle se rapporte probablement à la construction de la route. Suite à son utilisation, la topographie initiale près du col a subi de grands changements jusqu'au XXe siècle.

La voie romaine qui venait de Bienne se poursuivait en direction de Tavannes. A l'ouest de l'usine Tavapan (coord. 2580.305/1226.581), l'ancien coffre de route large d'env. 6 m, et un perré de pierre provenant d'une carrière jurassienne, ont été dégagés sur une longueur de 50 m. Des découvertes associées proviennent de la deuxième moitié du premier siècle apr. J.-C. et des analyses au ^{14}C ont révélé un âge compris entre le Ier et le IIIe siècle apr. J.-C. Les ornières de roues de charrettes avec une voie de 110 cm ont été recouvertes par des tracés de routes plus récents.

Ainsi, les ornières de roues creusées dans la roche, avec une voie de 110 cm, près de Tournedos (coord. 2580.305/1226.581) à Sonceboz-Sombeval indiquent une voie romaine. Un virage de 22 m de long a été étudié sur le plan archéologique. Les approfondissements creusés transversalement à la route sont interprétés comme des culées qui devaient supporter des poutres sur lesquelles une passerelle en bois contournait l'éperon rocheux. Après l'abandon du passage en bois, une plateforme en remblai fut réalisée en vue de construire une voie à ornières. Plus tard, la roche fut excavée pour permettre l'élargissement du chemin.

Une autre route ancienne avec des ornières se situe au nord de Courtelary près de Piémont. Entre les coord. 2571.480/1226.070 et 2571.760/1226.650, des ornières ont été creusées dans le rocher avec une voie variant de 120 à 130 cm. A la cote altitudinale 950, on peut conclure d'après la forme et le fond large des ornières, qu'il s'agit de gorges de rail du XVIIIe ou XIXe siècle (IVS 2002). Des vestiges d'installations plus anciennes d'âge inconnu ont pourtant été découverts à différents endroits. Ce tronçon de chemin pourrait éventuellement correspondre à une ancienne voie de communication directe reliant Courtelary à Tramelan. Le lieu-dit «Sous les Tannes» au sud-ouest de cette voie rappelle celui de la Tanne (coord. 2578.805/1229.916) située à l'ouest de Tavannes. A cet endroit, deux tronçons de routes médiévales avec deux ornières parallèles ont été étudiés sur une longueur de 100 m. Selon DRACK & FELLMANN (1988), ces toponymes indiquent des voies de communication.

Industrie

Anciens fours à chaux

La pierre calcaire est un matériau apprécié et omniprésent dans le Jura. Le calcaire calciné dans les fours et éteint avec de l'eau servait de liant pour le mortier. Plusieurs vestiges connus de fours à chaux se trouvent sur le territoire de la feuille Chasseral, ils n'ont toutefois pas été fouillés jusqu'ici. En revanche, lors de la construction de l'autoroute A16 (Transjurane), plusieurs études archéologiques de fours à chaux de diverses époques ont été menées (GERBER et al. 2005, GERBER 2010a). Connus depuis l'époque romaine, ils ont été remplacés par des fours industriels à partir du milieu du XIXe siècle. Les fours à chaux étaient construits le plus souvent sur un versant ou au pied d'une pente, en tout cas le plus près possible d'un affleurement de pierre calcaire. Pour cette raison, il n'est pratiquement pas possible d'attribuer un four à chaux à un site de construction.

La forme ronde et la grandeur du four, dont le diamètre variait de 3,25 à 5,5 m, n'ont pratiquement pas changé depuis l'époque romaine. Il en va de même de l'utilisation temporaire et du fonctionnement avec une longue flamme: la charge de pierres calcaires était empilée de telle sorte à former une cavité voûtée sous laquelle se trouvait le feu. Un grand savoir-faire était nécessaire pour maintenir le proces-

sus de calcination à une température de près de 1000° C durant plusieurs jours.

La forme des fours se modifia néanmoins au cours du temps. Les fours romains étaient enterrés complètement sur trois côtés. Le tisard situé à la base du four était accessible depuis un côté au-dessus d'une grande aire de service. Du haut Moyen Âge jusqu'aux temps modernes, les fours étaient enterrés moins profondément. Le tisard ne se trouvait plus à la base du four mais au niveau du sol de circulation. L'aire de service diminua ou disparut totalement.

La voûte commençait au-dessus de l'ouverture du tisard et séparait le foyer de la charge de pierre. Les pierres calcaires empilées étaient recouvertes d'un manteau de limon pour les stabiliser. Le tout était renforcé au besoin par des poutres horizontales et des pieux dont on a retrouvé parfois les traces dans le sol lors de fouilles.

Les fours à chaux laissent en général un approfondissement souvent arrondi et en forme de cuvette qui est également visible sans fouille. Outre la forme en cuvette, des fragments de limon calcinés et des pierres rougies par la chaleur indiquaient déjà l'emplacement d'anciens fours à chaux à Douanne-Daucher, Montagne de Douanne (coord. 2579.090/1218.171) et à Nods, Champ Matthieu (coord. 2573.420/1219.371). La présence d'autres fours à chaux à Douanne-Daucher (coord. 2579.350/1218.331) et à Cortébert, Prés de l'Envers (coord. 2575.415/1225.661) est probable.

Anciennes verreries

La fabrication du verre nécessitait du sable quartzitique, des cendres, du calcaire et de l'eau. En outre, une grande quantité de bois était nécessaire pour chauffer le four de fusion et pour la production des cendres. Les denses forêts du Jura ont donc joué un rôle primordial pour l'établissment de verreries.

Selon des sources écrites, les premières verreries connues dans le Jura datent des XIVe et XVe siècles (GERBER et al. 2005). Un premier essor de la fabrication de verre suivit aux XVIIe et XVIIIe siècles. Des maîtres verriers immigrés de la Forêt-Noire transmettaient leur savoir-faire. La production du verre tout comme celle du fer consommait beaucoup de bois. C'est la raison pour laquelle les verreries étaient construites le plus souvent dans une forêt et exploitées pendant quelques années jusqu'à ce que les alentours soient déboisés. Les structures en bois des habitations et des ateliers pouvaient ensuite être démontées et déménagées vers un nouvel emplacement.

Un groupe de verriers de la Heutte, un autre de Gänsbrunnen ainsi que des maîtres verriers allemands créèrent ensembles la première de quatre verreries dans les alentours de Court. La troisième d'entre elles, qui fut exploitée entre 1699 et 1714, a été documentée au cours d'importantes fouilles (GERBER 2010b). L'étude des différents fours, de trois maisons d'habitation avec caves ainsi que d'autres infrastructures ont livré d'importantes connaissances quant à l'organisation spatiale, aux techniques de production et à la typologie. C'est dans cette verrerie qu'étaient fabriqués entre autres le verre pour les fenêtres, les bouteilles et les verres à boire.

Une autre verrerie près de la Vanne au nord du village actuel de la Heutte a été mentionnée en 1370. L'emplacement put être localisé au cours d'une reconnaissance (coord. 2583.180/1227.481). On peut encore reconnaître sur le terrain un amoncellement de dépôts, les éventuels murs sont recouverts. Une «nouvelle verrerie» est citée dans les sources en 1594. Celle-ci se trouvait vraisemblablement au sud-ouest de la Heutte près de la Porte des Enfers (coord. 2582.725/1225.421), des tessons et des déchets de produits en verre datant du XVIIe siècle ont été retrouvés sur le site. Plus à l'ouest sur la commune de Sonceboz-Sombeval, deux autres emplacements de verreries ont pu être localisés près de la Steiner (coord. 2581.150/ 1225.001) et près du Graben (coord. 2580.150/1224.831) sur la base de découvertes de verre et de ruines.

BIBLIOGRAPHIE

ALLENBACH, R. P. (2001): Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea: A new interpretation of the Oxfordian basins of northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *94*/3, 265–287.

ANTENEN, F. (1914): Beitrag zur Quartärforschung des Seelandes. – Eclogae geol. Helv. *13*/2, 184–232.

– (1936): Geologie des Seelandes. – Verl. Heimatkundekomm. Biel.

ANTENEN, M. [A.] (1971): Die Geologie der Regio Biennensis. – Neues Bieler Jahrbuch *1971*, 52–112.

– (1973a): Geologie der Montozkette unter besonderer Berücksichtigung des Tertiärs in den angrenzenden Mulden von Péry und Tavannes (Berner Jura). – Diss. Univ. Bern.

– (1973b): Der Boden der Stadt Biel. – Neues Bieler Jahrbuch *1973*, 23–30.

– (1995): Die Verena-Schichten – ein Beitrag zur Kenntnis des obersten Jura (Kimmeridgien–Portlandien) in der Region Solothurn, Teil 1. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] *52*, 63–74.

– (1996): Neue Beiträge zur Geologie von Biel. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] *53*, 79–90.

– (1997): Rollier und seine geologischen Spezialkarten des Berner Juras. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] *54*, 69–89.

– (2008): Der Muschelsandstein – ein vergessener Baustein. In: AELLEN, E. & WICK-WERDER, M. (Hrsg.): Der Seebutz 2009. Heimatbuch des Seelandes und Murtenbiets (p. 55–72). – Gassmann, Biel.

ANTENEN, M. [A.], KELLERHALS, P. & TRÖHLER, B. (1996): Blatt 1126 Büren a. A. (mit Beiträgen von R. SCHÜRCH). – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte *109*.

ARAGNO, P.-O. (1994): Etude de la terminaison ouest de l'anticlinal de Chasseral. – Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

AUFRANC, J. (1985): Geologische Untersuchungen in der Chasseral-Kette südlich von Cortébert. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

AUFRANC, J., JORDAN, P., PIQUEREZ, A., KÄLIN, D. & BURKHALTER, R. (2016a): Feuille 1105 Bellelay, avec partie est de la feuille 1104 Saignelégier. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Notice expl. *147*.

AUFRANC, J., LAUBSCHER, H. P., SUTER, M. & BURKHALTER, R. (2016b): Feuille 1105 Bellelay, avec partie est de la feuille 1104 Saignelégier. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Carte *147*.

BAUMBERGER, E. (1901): Über Facies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. – Ber. Töchterschule Basel (wiss. Beil.) *1901*, 1–44.

– (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – Eclogae geol. Helv. *20*/4, 533–578.

BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – Int. J. Earth Sci. *94*/4, 697–710.

BITTERLI [-DREHER], P. [H.] (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des Oberen Doggers im zentralen und nördlichen Jura. Mit einem Beitrag zur Eisenoolithbildung. – Diss. Univ. Basel.

– (1979): Cyclic sedimentation in the upper Bathonian – Callovian of the Swiss Jura Mountains. Symp. «Sedimentation jurass. W europ.». – Publ. spéc. Assoc. Sédimentol. franç. *1*, 99–109.

– (2012): Zur Geologie der Ifenthal-Formation. – Swiss Bull. angew. Geol. *17*/2, 93–117.

BLANC, E. & MOJON, P.-O. (1996): Un paléokarst du Crétacé basal (Berriasien moyen) dans le Jura suisse occidental (région de Bienne): corrélations avec les domaines boréal et téthysien. – Cretaceous Res. *17*, 403–418.

BÖHI, D. (2002): Ciments Vigier SA: Evaluation eines neuen Abbaugebietes / Erschliessungstunnel. – Georama, Kellerhals + Haefeli AG, *2002*/5.

BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1967): Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformcarbonaten und tiefermarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). – Eclogae geol. Helv. *60*/2, 491–507.

— (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. Mit Beiträgen zur Stratigraphie und Ökologie. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *140*.

BOURGEOISIE DE BIENNE (2016): L'exploitation des carrières permet de protéger la nature et le paysage. Communiqué de presse, 3 juin 2016. – https://www.bgbiel-bienne.ch/assets/Uploads/Downloads/Communique-Bourgeoisie-de-Bienne-03062016.pdf (12.1.2017).

BOURQUIN, P., SUTER, H. & BUXTORF, A. (1946): 114 Biaufond, 115 Les Bois, 116 La Ferrière, 117 St-Imier avec parties limitrophes des feuilles 83 Le Locle et 130 La Chaux-de-Fonds et le versant français de la vallée du Doubs. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Notice expl. *15*.

BÜHLER, R. W. (1986a): Der Eisenmeteorit Twannberg. – Neue Zürcher Zeitung 12.11.1986, 65.

— (1986b): Twannberg – ein neuer Schweizer Eisenmeteorit. – Orion *44*/217, 188–192.

— (1988): Meteorite: Urmaterie aus dem interplanetaren Raum. – Birkhäuser, Basel.

BURKHALTER, R. M. (1989): Zur Geologie der Grenchenbergkette zwischen Obergrenchenberg und Hasenmatt. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

— (1993): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. Sequenzstratigraphie, synsedimentäre Tektonik, Genese von Eisenoolithen und -stromatolithen. – Diss. Univ. Bern.

— (1996): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv. *89*/3, 875–934.

COMMENT, G., AYER, J. & BECKER, D. (2011): Deux nouveaux membres lithostratigraphiques de la Formation de Reuchenette (Kimméridgien, Ajoie, Jura suisse): nouvelles données géologiques et paléontologiques acquises dans le cadre de la construction de l'autoroute A16 (Transjurane). – Swiss Bull. Géol. appl. *16*/1, 3–24.

COMMENT, G., LEFORT, A., KOPPKA, J. & HANTZPERGUE, P. (2015): Le Kimmérigien d'Ajoie (Jura, Suisse): lithostratigraphie et biostratigraphie de la Formation de Reuchenette. – Rev. Paléobiol. (Genève) *34*/2, 161–194.

CONTINI, D. (1976): Le Portlandien en Franche Comté septentrionale. – Ann. sci. Univ. Besançon (3) *26*, 1–18.

DE GASPARO, A. (2002): Geologischer Bau der Taubenlochschlucht und der Klus von Rondchâtel. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

DERVEY, T. & MATHEZ, C. (2003): Hydrometrie-Konzept des Kantons Bern. Grundlagen zum Quellenmessnetz. – Ber. z. H. Wasser- u. Energiewirtschaftsamt Kt. Bern (WEA) (unpubl.).

DESOR, E. (1854): Quelques mots sur l'étage inférieur du groupe néocomien (étage valanginien). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *3*, 172–177.

DIETZE, V. & HOSTETTLER, B. (2016): Occurrences of the ammonite genus Clydoniceras Blake, 1905 in the Middle Jurassic (Upper Bathonian, Discus Zone) of NW Switzerland. – Proc. Geol. Assoc. *128*, 218–229.

DRACK, W. & FELLMANN, R. (1988): Die Römer in der Schweiz. – Theiss/Raggi, Stuttgart/Jona.

EPPLE, P. (1947): Geologische Beschreibung der Umgebung von Sonceboz im Berner Jura. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] *4*, 29–83.

ERAMO, G. (2006): Pre-industrial glassmaking in the Swiss Jura: the refractory earth for the glassworks of Derrière Sairoche (ct. Bern, 1699–1714). In: MAGGETTI, M. & MESSIGA, B. (Ed.): Geomaterials in cultural heritage (p. 187–199). – Spec. Publ. geol. Soc. London *257*.

ERSLEV, E. A. (1991): Trishear fault-propagation folding. – Geology *19*/6, 617–620.

FIERZ, S. & MONBARON, M. (1999): Morphogénèse des Franches Montagnes (Jura Suisse). – Eclogae geol. Helv. *92*/2, 199–219.

FORKERT, E. (1933): Geologische Beschreibung des Kartengebietes Tramelan im Berner Jura. – Eclogae geol. Helv. *26*/1, 1–41.

FORNAGE, P. (1983): Rapport géologique final du sondage Hermrigen 1D. – Rapp. Elf Aquitaine Exploration Production S. A. (inéd.).

FREI, E. (1925): Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura, insbesondere des Gebietes zwischen Gorges de l'Areuse und Gorges du Seyon. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *55*/3.

GÉOPORTAIL BE [Géoportail du canton de Berne] (s. d.): http://www.apps.be.ch/geo/fr (14. 9. 2016).

GEOTEST (1974): Objekt Tü 73, Viadukt Alfermée. Geologisch-geotechnische Untersuchung. Bericht Nr. 70237 z. H. Autobahnamt des Kantons Bern. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 4465 (unpubl.).

GERBER, C. (1997): La route romaine transjurane de Pierre Pertuis. Recherches sur le tracé romain entre le Plateau suisse et les bassins du Doubs et du Rhin. – Publications périodiques de la Direction de l'instruction publique du Canton de Berne.

— (2010a): Sorvilier, La Rosière. Découverte d'un nouveau four à chaux sur le tracé de l'autoroute A16. – Archéologie bernoise, Annu. Serv. archéol. Ct. de Berne *2010*, 122–123.

— (2010b): Court, Pâturage de l'Envers. Une verrerie forestière jurassienne du début du 18e siècle. Vol. 1: les vestiges. – Serv. archéol. Ct. de Berne.

GERBER, C., BABEY, U., GONDA, C., ESCHENLOHR, L., OTHENIN-GIRARD, B. & THIERRIN-MICHEL, G. (2005): Die Nutzung der natürlichen Ressourcen: Handwerk und vorindustrielle Produktion. – Archäol. Schweiz *28*/2, 56–66.

GERBER, E. (1913): Jensberg und Brüttelen, zwei Ausgangspunkte für die Molasse-Stratigraphie des bernischen Mittellandes. – Eclogae geol. Helv. *12*/4, 451–476.

GERBER, E. & SCHMALZ, K. L. (1948): Findlinge. – Berner Heimatbücher *34*. Haupt, Bern.

GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). – Diss. Univ. Basel.

GONZALEZ, R. & WETZEL, A. (1996): Stratigraphy and paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *89*/2, 695–720.

GRAF, A. A., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., STRASKY, S., KUBIK, P. W., CHRISTL, M., BURKHARD, M., WIELER, R. & SCHLÜCHTER, C. (2015): Multiple advances of Alpine glaciers into the Jura mountais in northwestern Switzerland. – Swiss J. Geosci. *108*/2–3, 225–238.

GRAF, A. A., STRASKY, S., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., KUBIK, P. W., BURKHARD, M. & SCHLÜCHTER, C. (2007): First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. – Quatern. int. *164–165*, 43–52.

GRAF, H. R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *168*.

GRAF, H. R., JOST, J., EBERHARD, M., KRUYSSE, H. & KEMPF, O. (2012): Blatt 1109 Schöftland. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *150*.

GRAHAM, A. L. (1986): The meteoritical bulletin, no. 64. – Meteoritics *21*/3, 309–313.

GREPPIN, J. B. (1867): Essai géologique sur le Jura suisse. – Helg & Boéchat, Delémont.

GRUNER, U., AUFRANC, J., ANTENEN, M. & SCHÜRCH, R. (2013): Blatt 1126 Büren a.A. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *109*.

GSPONER, P. (1999): Etude géologique et sédimentologique de l'anticlinal du Chasseral dans la région de La Heutte. – Trav. Diplôme Univ. Fribourg (inéd.).

GUÉLAT, M. (1983): Géologie de la Combe Grède et environs (Jura suisse). – Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

GYGI, R. A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *136*.

– (1990): The Oxfordian ammonite succession near Liesberg BE and Péry BE, northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *83*/1, 177–199.

– (1995): Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. – Eclogae geol. Helv. *88*/1, 1–58.

– (2000a): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – Denkschr. schweiz. Akad. Natw. *104*.

– (2000b): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *93*/1, 125–146.

– (2012): Quantitative geology of Late Jurassic epicontinental sediments in the Jura mountains of Switzerland. – Springer (Birkhäuser), Basel.

GYGI, R. A. & MORARD, A. (2015): The Oxfordian/Kimmeridgian stage boundary in Late Jurassic sedimentary rocks of the Swiss Jura range. – Swiss J. Geosci. *108*/2–3, 201–211.

GYGI, R. A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – Eclogae geol. Helv. *79*/2, 385–454.

HABICHT, J. K. A. (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, *7b* Schweizerisches Mittelland (Molasse). – Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.

HÄFELI, C. (1964a): Ein Maestrichtien-Vorkommen nördlich von Biel (Kt. Bern). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. *30*/79, 65–68.

– (1964b): Zur Jura/Kreide-Grenze im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. *31*/80, 33–38.

– (1966): Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. *59*/2, 565–696.

HAFNER, A. (2005): Biel-Vingelz, Hafen. Tauchsondierung 1998: endneolithische Ufersiedlung. – Archäologie im Kanton Bern *6A*, 24–26.

HAFNER, A., FISCHER, J. & FRANCUZ, J. (2009): Biel-Vingelz, Hafen. Taucharchäologische Baubegleitung und Schutzmassnahmen anlässlich der Hafensanierung 2008. – Archäol. Bern, Jb. archäol. Dienst Kt. Bern *2009*, 62–65.

HAUSER, M. (1994): Geologie der Region Péry-Reuchenette. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

HOFMANN, B. A., JOST, M. & KOPPELT, A. (2016): Der Twannberg-Eisenmeteorit, Funde 1984–2016. – Space Jewels Switzerland (Eigenverl. M. Jost).

HOFMANN, B. A., LORENZETTI, S., EUGSTER, O., KRÄHENBÜHL, U., HERZOG, G., SEREFIDDIN, F., GNOS, E., EGGIMANN, M. & WASSON, J. T. (2009). The Twannberg (Switzerland) IIG iron meteorites: Mineralogy, chemistry, and CRE ages. – Meteoritics and planet. Sci. *44*/2, 187–199.

HOFMANN, F. (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. – Eclogae geol. Helv. *62*/1, 279–284.

HOSTETTLER, B. (2006): Die fosssilen regulären Echiniden der Günsberg-Formation. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
– (2014): Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Callovien und Oxfordien des zentralen Nordschweizer Jura. – Diss. Univ. Bern.

IMMENHAUSER, A. M. (1992): Geologische Untersuchungen im Gebiet der Gorges du Pichoux zwischen Sornetan und Undervelier. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

ISSKA [Institut Suisse de Spéléologie et Karstologie] (2012a): Fiche technique du système karstique du Bez. – Projet SwissKarst.
– (2012b): Fiche technique du système karstique de la Birse. – Projet SwissKarst.
– (2012c): Fiche technique du système karstique de la Brunnmühle. – Projet SwissKarst.
– (2012d): Fiche technique du système karstique Dou – Torrent – Raissette. – Projet SwissKarst.
– (2012e): Fiche technique du système karstique Merlin. – Projet SwissKarst.
– (2012f): Synthèse hydrogéologique des systèmes karstiques du canton de Berne. – Rapp. final pour l'Office des Eaux et des Déchets du canton de Berne (inéd.).
– (2013): Pré-évaluation de la composante des eaux karstiques dans la génération des crues majeures de la Suze (BE, Suisse). – Note tech. ISSKA (inéd.).
– (2014): H20, évitements du Locle et de la Chaux-de-Fonds. Capacité d'infiltration et traçage des eaux de l'emposieu des Grandes Crosettes. – Rapp. pour le Service des ponts et chaussées du Canton de Neuchâtel (inéd.).

IVS [Inventar historischer Verkehrswege der Schweiz] (2002): Strecke BE 2065.0.2 Courtelary – Son Cernion, Le Piémont (Stand 23.8.2002). – http://files.be.ch/bve/tba/Internet_IVS/BE20650002.pdf (1.2.2017).

JÄCKLI [Dr. Heinrich Jäckli AG] (1981): Hydrogéologie du Vallon de St-Imier. Données pour la protection et la gestion de l'eau souterraine du canton de Berne. – Rapp. pour l'Office de l'éco-nomie hydraulique et énergétique du Canton de Berne (OEHE) (inéd.).

JANK, M. (2004): New insights into the development of the Late Jurassic Reuchenette Formation of NW Switzerland (late Oxfordian to late Kimmeridgian, Jura Mountains). – Diss. Univ. Basel.

JANK, M., WETZEL, A. & MEYER, C. A. (2006): A calibrated composite section for the Late Jurassic Reuchenette Formation in northwestern Switzerland (?Oxfordian, Kimmeridgian sensu gallico, Ajoie-Region). – Eclogae geol. Helv. *99*/2, 175–191.

JENNY, W. (1924): Geologische Untersuchungen im Gebiete des Chasserals. – Diss. Univ. Zürich.

JORDAN, PETER (2016): Reorganisation of the Triassic stratigraphic nomenclature of northern Switzerland: overview and the new Dinkelberg, Kaiseraugst and Zeglingen formations. – Swiss J. Geosci. *109*/2, 241–255.

JORDAN, PETER, GRAF, H. R., EBERHARD, M., JOST, J., KÄLIN, D. & BITTERLI-DREHER, P. H. (2011): Blatt 1089 Aarau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *135*.

JORDAN, PHILIPPE (1999): Géologie de la région de Montoz (Jura bernois) avec analyse séquentielle de deux profiles de l'Oxfordien moyen et supérieur. – Trav. Diplôme Univ. Fribourg (inéd.).

KÄLIN, D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.

KELLER, B., BLÄSI, H.-R., PLATT, N. H., MOZLEY, P. S. & MATTER, A. (1990): Sedimentäre Architektur der distalen Unteren Süsswassermolasse und ihre Beziehung zur Diagenese und den petrographischen Eigenschaften am Beispiel der Bohrungen Langenthal. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *13*.

KELLERHALS + HAEFELI AG (1995): N5, Umfahrung Biel, generelles Projekt. Umweltverträglichkeitsbericht 2. Stufe; Fachgutachten Untergrund/Grundwasser. – Ber. z.H. Tiefbauamt Kt. Bern, Okt. 1995 (unpubl.).

KUHLEMANN, J., SPIEGEL, C., DUNKL, I. & FRISCH, W. (1999): A contribution to the middle Oligocene paleogeography of central Europe: new evidence from fission track ages of the southern Rhine-Graben. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *214*/3, 415–432.

KÜHNI, A. (1993): Strukturgeologische Untersuchungen in der Chasseral-Kette südlich von Corgémont/Sonceboz. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

LAUBSCHER, H. (2008): The Grenchenberg conundrum in the Swiss Jura: a case for the centenary of the thin-skin décollement nappe model (Buxtorf 1907). – Swiss J. Geosci. *101*/1, 41–60.

LÜTHI, E. (1954): Geologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Tessenberg und St. Immertal (Berner Jura). – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.

MALARD, A., JEANNIN, P.-Y. & WEBER, E. (2015): Assessing the contribution of karst to flood peaks of the Suze river, potentially affecting the city of Bienne (Switzerland). – Engineering Geology for Society and Territory *3*, 175–180.

MALARD, A., VOUILLAMOZ, J., WEBER, E. & JEANNIN, P.-Y. (2012): Swisskarst Project – toward a sustainable management of karst water in Switzerland. Application to the Bernese Jura. – Actes 13e Congr. natl. Spéléol., Muotathal, Suisse, 29.9.–1.10.2012, 215–219.

MCCLAY, K. R. (1992): Glossary of thrust tectonics terms. In: MCCLAY, K. R. (Ed.): Thrust tectonics (p. 419–432). – Chapman & Hall, London.

MFR [MFR Géologie-Géotechnique SA] (1997): Prospection de nouvelles ressources en eau dans le Haut Vallon de St. Imier. Résultats de la sismique-réflexion. – Rapp. pour l'Office de l'économie hydraulique et énergétique du Canton de Berne (OEHE) (inéd.).

— (1998) Prospection d'eau souterraine par forages profonds dans le Vallon de St-Imier. – Rapp. pour l'Office de l'économie hydraulique et énergétique du Canton de Berne (OEHE) (inéd.).

— (2008): Forage profond d'exploitation à Sonvilier. – Rapp. tech. d'execution pour le groupement régional du SEF et de St-Imier (GSS) (inéd.).

MINA, V. (2007): Etude pétrographique des blocs erratiques de deux terrains du Jura bernois. – Trav. Bachelor Univ. Neuchâtel (inéd.).

MOJON, P.-O. (2002): Les formations mésozoïques à Charophytes (Jurassique moyen – Crétacé inférieur) de la marge téthysienne nord-occidentale (Sud-Est de la France, Suisse occidentale, Nord-Est de l'Espagne). Sédimentologie, micropaléontologie, biostratigraphie. – Géol. alp. (Grenoble), Mém. h.s. *41*.

MOJON, P.-O. & STRASSER, A. (1987): Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). – Eclogae geol. Helv. *80*/1, 37–58.

MOUCHET, P. O. (1995): Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. – Thèse Univ. Neuchâtel.

— (1998): Stratigraphy and mineralostratigraphy of the Kimmeridgian in the central Jura mountains of Switzerland and eastern France. – Eclogae geol. Helv. *91*/1, 53–68.

OTZ, H. L. (1876): Bloc erratique sur le Mont d'Amin. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *10*, 357.

PASQUIER, F., BURKHARD, M., MOJON, P.-O. & GOGNIAT, S. (2013): Feuille 1163 Travers. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Notice expl. *162*.

PASQUIER, J.-B. (1995): Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge nord-thétysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura, Helvétique et Ultrahelvétique; comparaison avec les séries de bassin des domaines vocontien et subbriançonnais). – Thèse Univ. Fribourg.

PASQUIER, J.-B. & STRASSER, A. (1997): Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). – Sedimentology *44*, 1071–1092.

PERSOZ, F. (1982): Inventaire minéralogique, diagénèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. – Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] *155*.

PERSOZ, F. & REMANE, J. (1976): Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique–Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien. – Eclogae geol. Helv. *69*/1, 1–38.

PFIFFNER, O. A. (2015): Geologie der Alpen. 3., aktualisierte u. erweiterte Aufl. – Haupt, Bern.

PFIRTER, U. (1997): Feuille 1106 Moutier. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Notice expl. *96*.

PFIRTER, U., ANTENEN, M., HECKENDORN, W., BURKHALTER, R. M., GÜRLER, B. & KREBS, D. (1996): Feuille 1106 Moutier. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Carte *96*.

PIETSCH, J. S., WETZEL, A. & JORDAN, P. (2016): A new lithostratigraphic scheme for the Schinznach Formation (upper part of the Muschelkalk Group of northern Switzerland). –Swiss J. Geosci. *109*/2, 285–307.

PIQUEREZ, A. (2013): Hydrogéologie des Franches-Montagnes. – Trav. Sémin. long Univ. Neuchâtel (inéd.).

PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – Quatern. Sci. J. *60*/2–3, 282–305.

PUENTENER, S. (2013): Flood events of the river Suze: meteorological case studies and sensitivity experiments. – Master Thesis ETH Zurich (unpubl.).

QUERVAIN, F. DE (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz (3. Aufl.). – Kümmerly & Frey, Bern.

RAMEIL, N. (2005): Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains. – Geofocus *13* (Thèse Univ. Fribourg).

REISDORF, A., WETZEL, A., SCHLATTER, R. & JORDAN, P. (2011): The Staffelegg Formation: a new stratigraphic scheme for the Early Jurassic of northern Switzerland. – Swiss J. Geosci. *104*/1, 97–146.

REMANE, J. (1982): Die Kreide des Neuenburger Juras (Exkursion D am 15. April 1982). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *64*, 47–59.

RENZ, O. (1936): Über ein Maestrichtien-Cénomanien-Vorkommen bei Alfermée am Bielersee. – Eclogae geol. Helv. *29*/2, 545.

RIEBEN, C. (1999): Recherche d'eau à 666,6 m de profondeur. – Gaz, Eaux, Eaux usées *79*/7 (gwa 7/99), 593–599.

— (2000): Multitraçage dans la partie centrale des Franches-Montagnes, Jura. – Bull. Hydrogéol. *18*, 49–62.

RIEPPEL, O. (1979): Ein Geosaurus-Fragment (Reptilia, Thalattosuchia) aus dem oberen Malm von Evilard bei Biel. – Jb. nathist. Mus. Bern *7* (1981), 277–286.

ROLLIER, L. (1892): Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie méridionale). Dix coupes du Tertiaire jurassien. – Eclogae geol. Helv. *3*/1, 43–84.

— (1893): Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie septentrionale). Nouvelles coupes du Tertiaire jurassien. – Eclogae geol. Helv. *4*/1, 1–26.

— (1894): Carte géologique des environs de St-Imier 1:25000; a) Terrains quaternaires, b) Carte structurale. – Carte géol. spéc. *4*.

— (1901): Sur l'existence d'anciens lacs glaciaires dans le Jura. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) (4) *12*, 1901.

ROTHPLETZ, W. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Tavannes. – Verh. natf. Ges. Basel *43*, 12–150.

RUTSCH, R. F. (1942): Bericht über ein Quarzsandvorkommen auf der Montagne du Droit bei Sonceboz (Kt. Bern). Bericht 4037f zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 9854 (unpubl.).

— (1957): Geologisches Gutachten für den Bau des Vingelz-Tunnels (Rusel – Seefels) bei Biel (Kt. Bern), z. H. Schweizerische Bundesbahnen. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 33057 (unpubl.).

RUTSCH, R. [F.], SCHWAB, W. & THALMANN, H. (1969): Zur Karsthydrogeologie im südlichen Berner Jura. – Eclogae geol. Helv. *62*/1, 285–302.

RYNIKER, K. (1923): Geologie der Seekette zwischen Biel und Ligerz unter besonderer Berücksichtigung der anormalen Lagerstätten in der untern Kreide (sog. Hauterivientaschen). – Eclogae geol. Helv. *18*/1, 1–76.

SCHÄR, U. (1967): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär des Bielerseegebietes (Kt. Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *133*.

— (1971): Blatt 1145 Bieler See. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *60*.

SCHINDLER, B. (1977): Hydrogéologie de la vallée de Tavannes. Données pour l'aménagement en eau potable du canton de Berne. – Rapp. pour l'Office de l'économie hydraulique et énergétique du Canton de Berne (OEHE) (inéd.).

— (2015): La Talvonne vire renouvelable. – Echo du Bas-Vallon *18* (7. 5. 2015), 7. http://echodubasvallon.ch/magOnline.php?mag=11854 (10. 1. 2017).

SCHLÜCHTER, C. (compil.) (2009): La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM), 1:500 000. – GéoCartes500, Office fédéral de topographie swisstopo.

SCHNEIDER, M. (2005): Geologischer Bau der westlichen Montoz-Kette und der Pierre Pertuis. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

SCHORI, M. (2014). Combined structural field investigations and remote sensing analysis of the Combe Grède area (Chasseral, Central Jura). – Master Thesis Univ. Bern (unpubl.).

SCHORI, M., MOSAR, J. & SCHREURS, G. (2015): Multiple detachments during thin-skinned deformation of the Swiss Central Jura: a kinematic model across the Chasseral. – Swiss J. Geosci. *108*/2–3, 327–343.

SCHUPPLI, H. M. (1950): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, III. Teil, 8. Abschnitt: Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *26*/3.

SCHWAB, F. (1942): Glashütten und Glasergruben im Berner Jura. Bericht 4036 zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bergbaubureau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 9848 (unpubl.).

SCHWAB, R. F. (1960): Geologische Untersuchungen in der Molasse der Umgebung von Biel (Kt. Bern). – Keller, Winterthur.

SCHWEGLER, U. (1992): Schalen- und Zeichensteine der Schweiz. – Schweiz. Ges. f. Ur- u. Frühgesch., Basel.

SHGN [Service hydrologique et géologique national] (1992): Atlas hydrologique de la Suisse. – Serv. hydrol. géol. natl.

SKS [Schweizerisches Komitee für Stratigraphie] (2004): Lithostratigraphie. Richtlinien zur Anwendung der lithostratigraphischen Nomenklatur. – GEOForumCH actuel *19*, 8–15.

SMITH, T., LEYA, I., HOFMANN, B., MERCHEL, S., RUGEL, G., PAVETICH, S. & SCHARF, A. (2016): Preatmospheric size and terrestrial age of the Twannberg meteorite (IIG). – 79th annu. Meet. meteoritical Soc., Berlin, Abstr. 6187.

STAUB, W. (1938): Die Molasse im Berner Seeland und ihre Durchtalung. – Mitt. natf. Ges. Bern *1938*, 16–33.

STÄUBLE, A. J. (1959): Zur Stratigraphie des Callovien im zentralen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv. *52*/1, 57–176.

STEINHAUSER, N. & CHAROLLAIS, J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. – Geobios *4*/1, 1–59.

STEINHAUSER, N. & LOMBARD, A. (1969): Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). – C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *4*, 100–113.

STRASSER, A. (1987): Detaillierte Sequenzstratigraphie und ihre Anwendung: Beispiel aus dem Purbeck des schweizerischen und französischen Jura. – Facies *17*, 237–244.

— (1988): Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). – Sedimentology *35*, 369–383.

— (2007): Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains. – Swiss J. Geosci. *100*/3, 407–429.

STRASSER, A., CHAROLLAIS, J., CONRAD, M. A., CLAVEL, B., PICTET, A. & MASTRANGELO, B. (2016): The Cretaceous of the Swiss Jura Mountains: an improved lithostratigraphic scheme. – Swiss J. Geosci. *109*/2, 201–220.

STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. – Eclogae geol. Helv. *76*/3, 551–580.

STUDER, B. (1825): Beyträge zu einer Monographie der Molasse. – Jenny, Bern.

SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend-folding. – Amer. J. Sci. *283*, 684–721.

SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – Eclogae geol. Helv. *83*/3, 409–454.

SUTER, H. (1936): Geologische Beschreibung der Kartengebiete Les Bois und St. Imier. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *72*.

SUTER, H. & LÜTHI, E. (1969): Blatt 1145 Val de Ruz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *51*.

THALMANN, H. (1966): Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura. – Diss. Univ. Bern.

TRESCH, J. (2007): History of a Middle Berriasian transgression (Switzerland, France, and southern England). – GeoFocus *16* (Thèse Univ. Fribourg).

TRESCH, J. & STRASSER, A. (2010): History of the Middle Berriasian transgression on the Jura carbonate platform, revealed by high-resolution sequence- and cyclostratigraphy (Switzerland and France). – Int. J. Earth Sci. *99*, 139–163.

VIGIER [Vigier Holding SA] (2013): Mergel, Kalkstein und Verlässlichkeit. – Vigier Visions, Juni 2013, 10–13.

WASSON, J. T. & CHOE, W.-H. (2009): The IIG iron meteorites: Probable formation in the IIAB core. – Geochim. cosmochim. Acta *73*, 4879–4890.

WICHT, J.-M. (1995): Vallon de St-Imier. Source de la Raissette, Source du Torrent, Puits de Villeret, Source de la Borcairde. Délimitation des zones de protection. – Geotest, Notice tech. 94121 pour la Comm. intercommunale pour la protection des sources et captages, Courtelary, Cormoret, Villeret, St-Imier, SEF Saignelégier et l'Office de l'économie hydraulique et énergétique du Canton de Berne (OEHE) (inéd.).

WOLKENSTEIN, K. (2005): Phenanthroperylenchinon-Pigmente in fossilen Crinoiden: Charakterisierung, Vorkommen und Diagenese. – Diss. Univ. Heidelberg.

ZIEGLER, P. A. (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura), S. A. Blatt 118, Gebiet nördlich der Suze (I. Teil). Zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura (II. Teil). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *102*.

ZULLIGER, L. (2008): Etude lithostratigraphique et paléontologique de la Molasse de Tavannes (Jura bernois). – Trav. Master Univ. Fribourg (inéd.).

CARTES GÉOLOGIQUES

Carte géologique de la Suisse 1:500 000

Office fédéral des eaux et de la géologie, 2005.

Carte tectonique de la Suisse 1:500 000

Office fédéral des eaux et de la géologie, 2005.

La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM) 1:500 000

Office fédéral de topographie, 2009.

Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000

Flle 1 Neuchâtel, par P. CHRIST, 1944.
Flle 2 Basel–Bern, par P. CHRIST, 1942.

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

Flle VII Porrentruy–Solothurn (2e éd.), par L. ROLLIER & E. KISSLING, 1904.

Atlas géologique de la Suisse 1:25 000

N° 15 Les Bois (CN 1124) [Biaufond–Les Bois–La Ferrière–St-Imier, AS 114–117], par P. BOURQUIN, H. SUTER & P. FALLOT, 1946 (rééd. 1998).
N° 51 Val de Ruz (CN 1144), par P. BOURQUIN, R. BUXTORF, E. FREI, E. LÜTHI, C. MUHLETHALER, K. RYNIKER & H. SUTER, 1968.
N° 60 Bieler See (CN 1145), par U. SCHÄR, K. RYNIKER, K. SCHMID, C. HÄFELI & R. F. RUTSCH, 1971.
N° 76 Lyss (CN 1146), par P. KELLERHALS & B. TRÖHLER, 1981.
N° 96 Moutier (CN 1106), par U. PFIRTER, M. ANTENEN, W. HECKENDORN, R. M. BURKHALTER, B. GÜRLER & D. KREBS, 1996.
N° 109 Büren a. A. (CN 1126), par M. ANTENEN, P. KELLERHALS & B. TRÖHLER, avec contributions de R. SCHÜRCH, 2004.
N° 147 Bellelay (CN 1105) avec partie est de Saignelégier (CN 1104), par J. AUFRANC, H. P. LAUBSCHER, M. SUTER & R.[M.] BURKHALTER, 2016.

Cartes géologiques spéciales

N° 4a/4b Carte géologique des environs de St. Imier, 1:25000. a) Terrains quaternaires b) Carte structurale, par L. ROLLIER, 1894.
N° 23 Carte tectonique des environs de Moutier (Jura bernois), 1:25000, par L. ROLLIER, 1900.
N° 24 Carte tectonique des environs de Bellelay (Jura bernois), 1:25000, par L. ROLLIER, 1901.

Carte hydrogéologique de la Suisse 1:100 000

Flle 31 Biel-Bienne, par U. PFIRTER & L. HAUBER, 1991.

Carte géologique de la France 1:80 000

Flle 114 Monbéliard (3e éd., 1968).
Flle 127 Ornans (3e éd., 1968).
(Les parties suisses de ces feuilles n'ont pas de base topographique. Par consequence, elles ne figurent pas sur fig. 27.)

Carte géologique de la France 1:50 000

N° 505 Damprichard (flle XXXVI-23, 1965) (Dam).

Autres cartes géologiques publiées

Ba BAUMBERGER, E. (1894): Geologische Karte der Umgebung von Twann, 1:25000. In: Über die geologischen Verhältnisse am linken Ufer des Bielersees. – Mitt. natf. Ges. Bern *1894*, 150–202.

BB BAUMBERGER, E. & BUXTORF, A. (1908): Esquisse d'une carte géologique des environs de Granges, Chaluet et Moutier, 1:100000. In: Rapport de l'expertise géologique sur quelques questions concernant la construction d'un tunnel de base Moutier – Granges (pl. I). – Hediger, Büren a. A.

Br BRUCKERT, R. (1970): Carte géologique de Bienne, 1:35000. In: Bienne, son agglomération, sa région. Etude géographique structurale d'une zone urbaine et de son expansion territoriale. – Diss. Univ. Berne; Genodruck, Bienne (fig. 2).

Bu BURRI, F. (1951): Geologische Kartenskizze des Jensberges S Biel, ca. 1:13500. In: Geologie des Jensberges südlich von Biel (Kt. Bern). – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] *8* (Taf. I).

Eb EBERHARDT, A. (1938): Carte géologique du parc jurassien de la Combe-Grède, 1:25000. In: KRÄHENBÜHL, C. (1962): Le parc jurassien de la Combe-Grède (pl. p. 160–161). – Actes Soc. jurass. Emulation (2), *65* (1961).

Hä HÄFELI, C. (1966): Geologische Karte der Seekette zwischen Biel und Twann, 1:25000. In: Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. *59*/2, 565–696 (Taf. II).

Oe OERTLI, H. (1950): Geologische Karte des Dotzigenberges, 1:10000. In: Geologie des Dotzigenberges bei Büren an der Aare (Kanton Bern). – Eclogae geol. Helv. *43*/2 (Taf. IX).

Ru RUTSCH, R. F., BLAU, R. V., HÄFELI, C., THALMANN, H. & VALLE, G. DELLA (1966): Geologische Karte des Grundwassergebietes zwischen Kallnach und Büren a. Aare, 1:25000. – Baudir. Kt. Bern; Kraftwerk Aarberg, Beurteilung der Grundwasserfragen.

Sch SCHÜRER, W. (1928): Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Tavannes und Dotzigen, 1:25000. In: Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Tavannes und Dotzigen. – Diss. Univ. Zürich; Vogt-Schild, Solothurn.

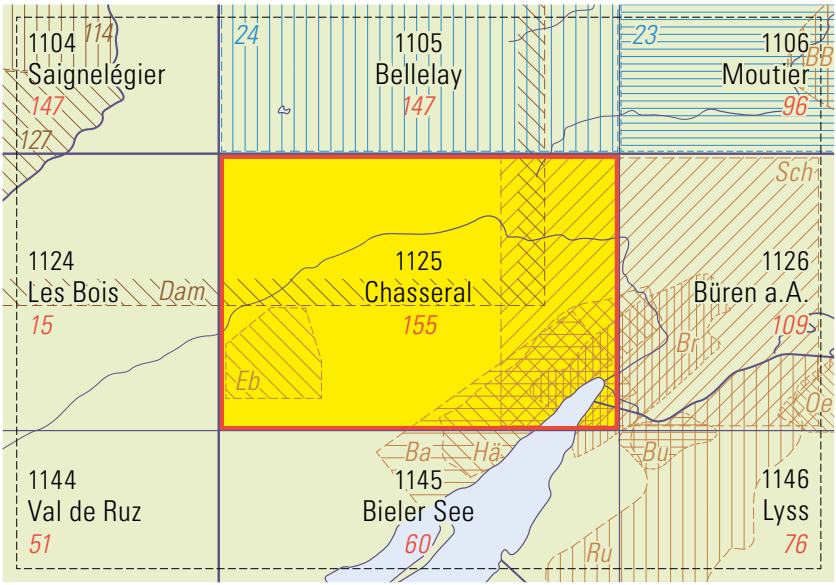


Fig. 27: Cartes géologiques publiées (depuis 1900).

ANNEXE

Annexe A: *Liste des noms de lieux mentionnés dans la présente notice explicative et pour lesquels il existe une traduction en allemand.*

Bienne	Biel
canal de la Suze	Schüsskanal
Chasseral	Gestler[1)]
Chemin Marie-Louise Bloesch	Marie-Louise-Bloesch-Weg
chemin Vert	Grünweg
Daucher	Tüscherz
Douanne	Twann
Evilard	Leubringen
faubourg du Lac	Seevorstadt
Fin du monde	End der Welt
Forêt de Nidau	Nidauwald
Frinvillier	Friedliswart[2)]
Gléresse	Ligerz
Gorges de la Douanne	Twannbachschlucht
Gorges du Taubenloch	Tubelochschlucht[3)] (Taubenlochschlucht)
Granges SO	Grenchen SO
Ile St-Pierre	St. Petersinsel
La Neuveville	Neuenstadt
la Suze de Bienne	Stadtschüss
la Suze de Madretsch	Madretsch-Schüss
Lac de Bienne	Bielersee
Le Ried-sur-Bienne	Ried oberhalb von Biel
Longeau BE	Lengnau BE
Macolin	Magglingen
Mont Sujet	Spitzberg[4)]
Montagne de Boujean	Bözingenberg
Montagne de Diesse	Tessenberg
Montagne de Douanne	Twannberg
nouvelle ville de Bienne	Bieler Neustadt

Prêles	Prägelz[2)]
Prés de Macolin	Magglingematten
Riedli près de Bienne	Riedli bei Biel
route de Neuchâtel	Neuenburgstrasse
rue de Mâche	Mettstrasse
rue du Débarcadère	Ländtestrasse
ruisseau de la Douanne, La Douanne	Twannbach
Source romaine	Römerquelle
St-Imier	St. Immer
St-Joseph SO	Gänsbrunnen SO
Suze	Schüss
Thielle	Zihl

[1)] Ce nom n'est quasiment plus connu.
[2)] Ce nom n'est presque plus utilisé.
[3)] Dénomination figurant actuellement sur les cartes topographiques.
[4)] Souvent employé sous sa forme abrégée der Spitz/le Spitz.

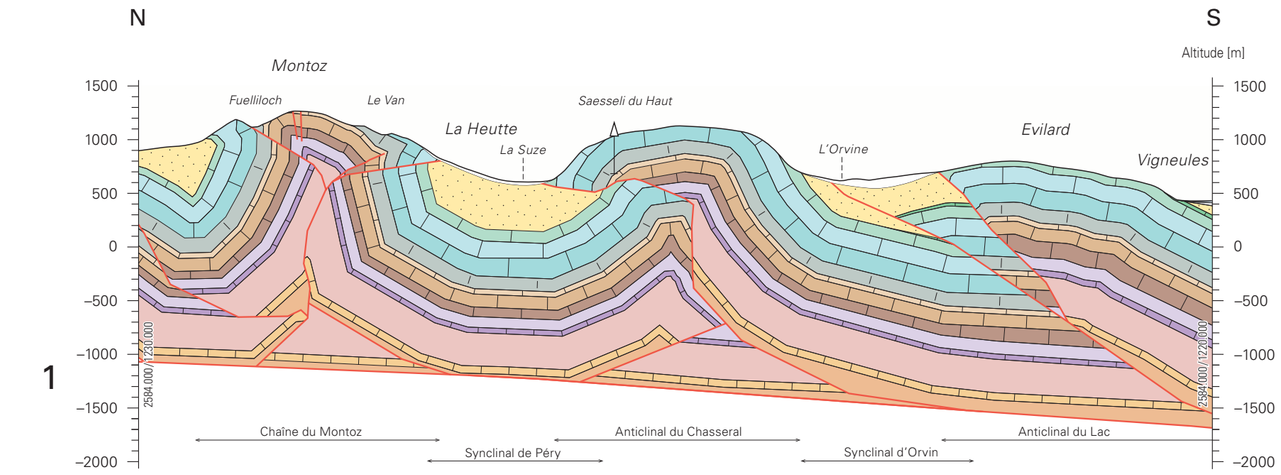
DOCUMENTS ANNEXÉS

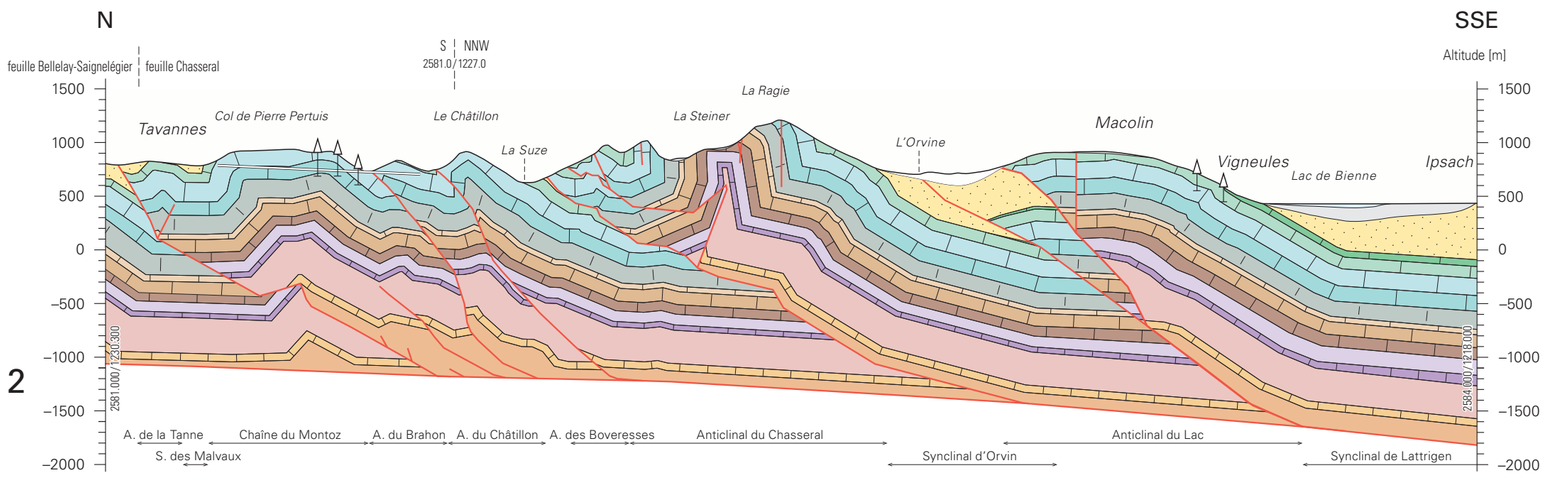
Planche I: Coupes géologiques à travers le secteur de la feuille Chasseral.
Planche II: Aperçu tectonique du secteur de la feuille Chasseral.

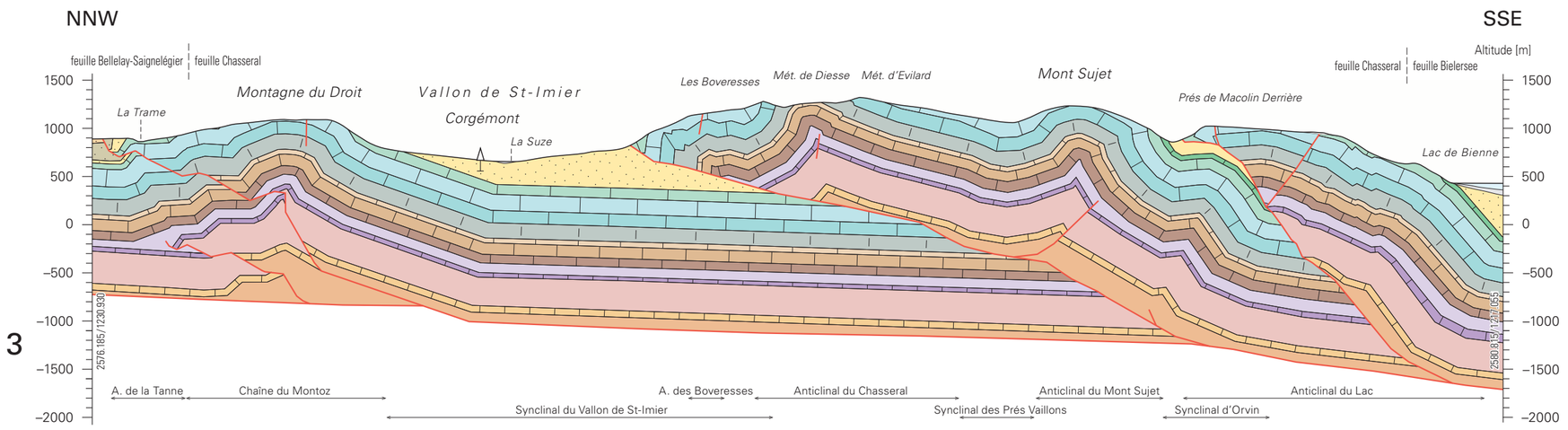
Coupes géologiques à travers le secteur de la feuille Chasseral

par

Peter Jordan



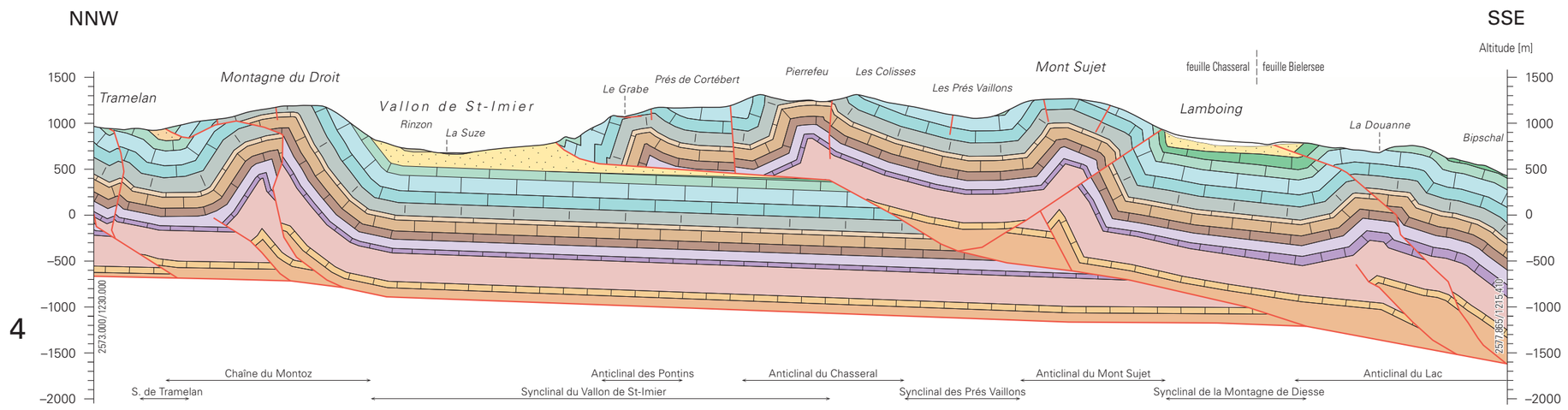


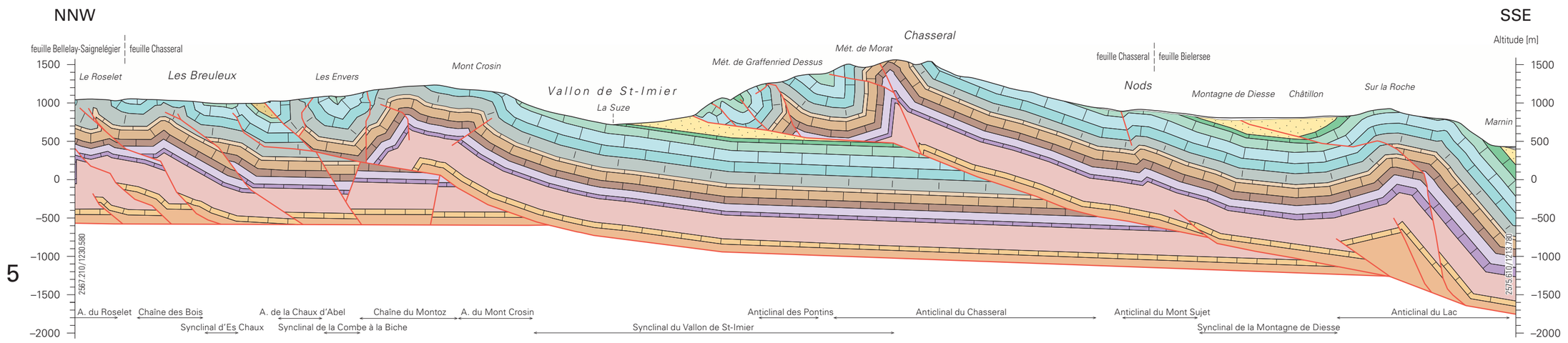


- Accident tectonique (faille normale, faille inverse, chevauchement, décollement)
- S. A. Synclinal / Anticlinal
- Forage (projeté)
- Tunnel de Pierre Pertuis (projeté)

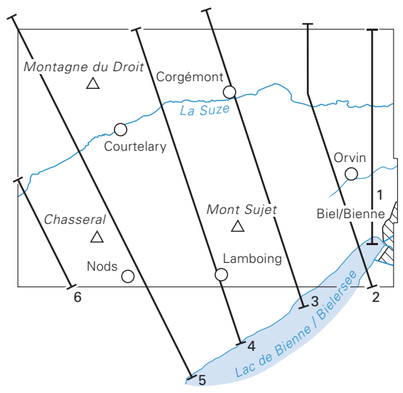
Echelle 1:50 000

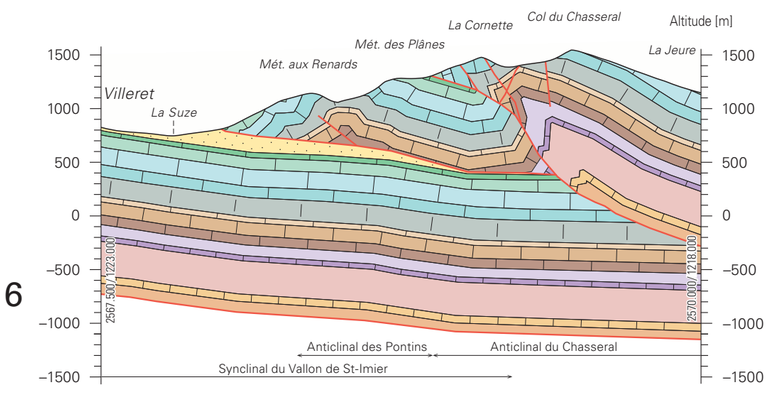
1000 m 0 1 2 km





Trace des coupes





Quaternaire

- Dépôts quaternaires en général

Paléogène – Néogène

- Molasse indifférenciée
- Molasse d'eau douce supérieure (OSM)
- Molasse marine supérieure (OMM)
- Molasse d'eau douce inférieure (USM)

Crétacé

- Formation du Goldberg à Formation du Grand Essert

Jurassique

- Formation du Twannbach
- Formation de Reuchenette
- Formation de Günsberg à Formation de Balsthal
- Formation de Bärschwil à Formation de Wildegg

Malm

- Formation d'Ifenthal
- Hauptrogenstein
- Formation du Passwang
- Argiles à Opalinus

Dogger

- Formation de la Staffelegg

Lias

Trias

- Formations du Bänkerjoch et du Klettgau

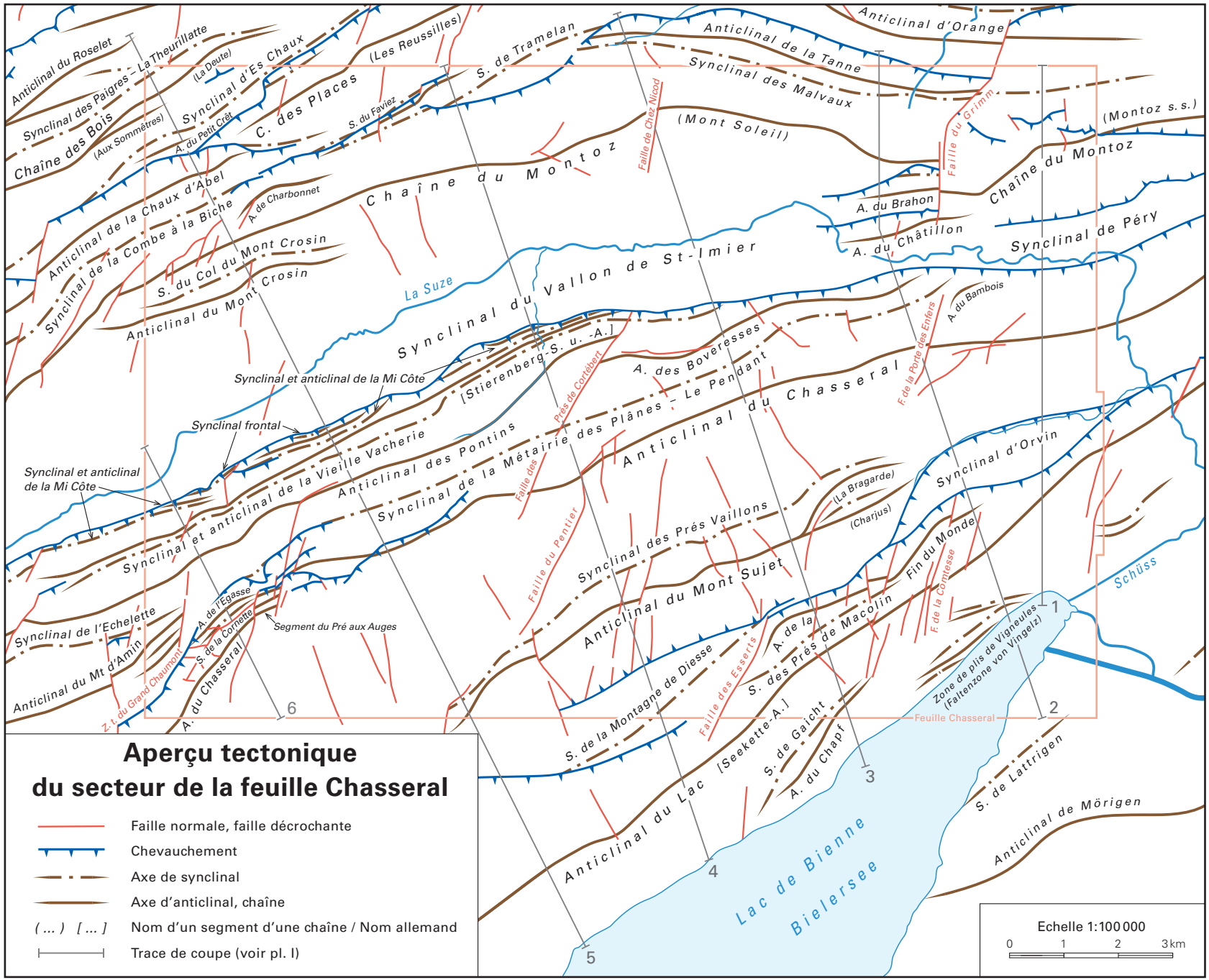
Keuper

- Formation de Schinznach
- Formation de Zeglingen

Muschelkalk

© 2017 Office fédéral de topographie swisstopo, CH-3084 Wabern

MIX
Papier aus verantwortungsvollen Quellen
FSC® C030149



© 2017 Office fédéral de topographie swisstopo, CH-3084 Wabern