

1226 Boltigen

Notice explicative

LUC BRAILLARD

Atlas géologique de la Suisse



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo
www.swisstopo.ch

2015

143

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

1:25 000

1226 Boltigen

Notice explicative

19 figures, 2 tableaux et 1 planche

par
LUC BRAILLARD

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

Recommandation pour la citation en bibliographie

Carte:

BRAILLARD, L. (2015): Feuille 1226 Boltigen. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 143.

Notice explicative:

BRAILLARD, L. (2015): Feuille 1226 Boltigen. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 143.

Illustration de couverture

Jaquette:

Radiolarites de la Brendelspitz. Photo Luc Braillard, 2015.

Notice explicative:

Traces fossiles (Helminthoïdes) sur une surface de banc de la Formation du Biot. Photo Luc Braillard, 2014.

Editeur

© 2015, 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 digital), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisées qu'avec l'accord de l'éditeur.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40075-4



TABLE DES MATIÈRES

Préface de l'éditeur	4
Résumé	5
Zusammenfassung	6
Riassunto	7
Summary.....	8
Introduction	9
Stratigraphie.....	15
Mélange infrapréalpin	15
Nappe des Préalpes médianes.....	16
Préalpes médianes plastiques.....	18
Préalpes médianes rigides.....	40
Nappe de la Brèche	46
Nappe du Gurnigel	52
Nappe de la Sarine.....	55
Nappe des Dranses	57
Nappe de la Simme	59
Nappe des Gets.....	70
Quaternaire	73
Pléistocène	73
Holocène	81
Tectonique	90
Cadre régional et considérations géodynamiques	90
Description des unités tectoniques.....	90
Accidents.....	102
Modèles de déformation	105
Tremblements de terre.....	106
Matières premières exploitables.....	107
Hydrogéologie	110
Archéologie	117
Sentiers géologiques et archéologiques.....	120
Bibliographie	121
Cartes géologiques.....	131
Annexes	133
Appendice.....	134

PRÉFACE DE L'ÉDITEUR

La carte Boltigen, feuille n°143 de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, fournit un inventaire actuel, complet et détaillé de la géologie de la région située entre le Simmental et la haute vallée de la Jogne.

Mandaté par le Service géologique national, sous la direction du Prof. Christian Caron, le Dr Luc Braillard a commencé en 2006 le levé géologique de la région. Il pouvait se baser sur une riche collection de manuscrits non publiés, établis par MM. les Prof. Jean Tercier et Christian Caron depuis les années 1950 pour l'Université de Fribourg. De plus, des originaux de cartes de diplôme ou de thèse d'autres Universités (Berne, Neuchâtel) ainsi que des cartes publiées sans fond topographique et des rapports géologiques de bureaux privés ont été pris en considération. Les administrations fédérales et cantonales ainsi que des bureaux de géologie privés ont livré des renseignements supplémentaires. Entre 2006 et 2012, Luc Braillard a effectué une révision minutieuse des documents existants, accompagnée de nombreux contrôles et levés de terrain.

Dans le cadre de l'harmonisation des unités lithostratigraphiques de la Suisse (projet Harmos) en collaboration avec le Comité Suisse de Stratigraphie (CSS), de nouveaux noms de formations et de membres apparaissant sur la feuille Boltigen ont été proposés, et beaucoup d'autres officialisés, basés sur la littérature disponible. Ils ont été avalisés par le CSS à Lausanne le 16 novembre 2013 et leurs définitions peuvent être consultées en ligne dans le lexique stratigraphique suisse (www.strati.ch).

La relecture scientifique de la présente carte et de sa notice explicative a été réalisée, au nom de la Commission Géologique Suisse, par MM. les Prof. Dr Adrian Pfiffner, Prof. Dr Jon Mosar, Dr Werner Flück et Dr Gilles Borel.

La première version de cette notice explicative a été rédigée en français par Luc Braillard. Des corrections et aménagements ont été apportés lors de sa traduction en allemand par Meinrad Thalmann et Stephan Dall'Agnolo. La présente version constitue donc une traduction fidèle, en français, de la version allemande. Les quelques erreurs qui se sont insérées dans le texte lors de la première traduction (du français vers l'allemand) ont cependant été corrigées dans la présente version, ce qui explique les différences qui peuvent exister entre les versions allemande et française de cette notice, qui a également bénéficié des apports scientifiques et rédactionnels de Stephan Dall'Agnolo, Reto Burkhalter, Yves Gouffon et Sandrine Vallin (tous de swisstopo).

La mise en forme cartographique a été réalisée par Bruno Reber et Remo Trüssel (swisstopo). Les figures ainsi que les planches ont été retravaillées par Reto Casty et Stephan Dall'Agnolo (swisstopo).

Le Service géologique national remercie l'auteur et toutes les personnes qui ont contribué par leur travail et les informations fournies à la qualité de la présente carte.

RÉSUMÉ

La région couverte par la feuille Boltigen ne comprend que des unités des Préalpes: Mélange infrapréalpin, nappes des Préalpes médianes, de la Brèche, du Gurnigel, de la Sarine, des Dranses, de la Simme et des Gets.

Le Mélange infrapréalpin consiste en une matrice principalement argileuse englobant des éléments tant sédimentaires – olistolithes – que tectoniques. Tous ces éléments ne sont pas uniquement d'origine ultrahelvétique, mais peuvent aussi provenir d'unités structurellement plus élevées comme la nappe des Préalpes médianes et celle du Gurnigel. Les unités tectoniques situées au-dessus et au-dessous de ce Mélange infrapréalpin ont fourni les lentilles qui s'y trouvent; la nature de ces dernières varie donc régionalement.

La nappe des Préalpes médianes est subdivisée en deux parties en fonction de son comportement hétérogène face à la déformation: les Préalpes médianes plastiques sont fortement replissées contrairement aux Préalpes médianes rigides. Les roches des Préalpes médianes plastiques montrent une sédimentation marine (Sub-briançonnais) continue du Trias tardif à l'Eocène. Au Jurassique précoce et moyen, la tectonique synsédimentaire a induit de fortes variations latérales de faciès dans ce bassin situé en avant du seuil Briançonnais, déterminant ainsi les quatre différents secteurs individualisés sur la carte. Les Préalpes médianes rigides représentent un seuil avec des conditions de sédimentation de mer peu profonde et de nombreuses lacunes.

Comme son nom l'indique, la nappe de la Brèche consiste essentiellement en roches détritiques grossières, dont les constituants proviennent de la marge interne du seuil Briançonnais.

La nappe du Gurnigel est formée d'une épaisse série de flyschs. Tant sa position tectonique que sa provenance paléogéographique sont encore sujettes à conjectures. Alors que sa position actuelle parle en faveur d'une attribution au Pennique inférieur, avec un dépôt des flyschs dans le bassin Valaisan, les similitudes d'âge et de lithologie avec les roches de la nappe de la Sarine favorisent quant à elles un rattachement au Pennique supérieur et une origine des flyschs dans le bassin piémontais-ligure.

Les nappes de la Sarine, des Dranses, de la Simme et des Gets sont composées de différentes séries de flyschs, qui étaient autrefois regroupées sous le terme de «Préalpes supérieures». La nappe de la Simme a la particularité de contenir une série mésozoïque pélagique d'affinité sudalpine (Complexe de la Gueyras).

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Boltigen umfasst ausschliesslich Einheiten der Préalpes. Es sind dies das Infrapräalpine Melange, die Klippen-Decke (Nappe des Préalpes médianes), die Brekzien-Decke, die Gurnigel-Decke, die Saane-Decke, die Dranses-Decke, die Simmen-Decke und die Gets-Decke.

Das Infrapräalpine Melange besteht aus einer meist tonigen Matrix mit sowohl sedimentär eingelagerten Olistolithen als auch tektonischen Schürflingen. Diese Elemente sind nicht nur ultrahelvetischen Ursprungs, sondern stammen auch von strukturell höheren Einheiten (Klippen-Decke, Gurnigel-Decke). Der Linsengehalt im Infrapräalpinen Melange ist regional abhängig davon, welche tektonische Einheit im Liegenden und Hangenden dazu beitragen.

Die Klippen-Decke wird aufgrund ihres strukturell heterogenen Verhaltens in zwei Teilbereiche gegliedert: die Préalpes médianes plastiques, mit vorwiegend biegsamem Verhalten, und die Préalpes médianes rigides mit eher starrem Charakter. Die Gesteine der Préalpes médianes plastiques widerspiegeln marine Bedingungen (Subbriançonnais) mit kontinuierlicher Sedimentation von der Späten Trias bis ins Eozän. Im Frühen und Mittleren Jura führte syndesimentäre Tektonik in diesem Vorbecken zur Briançonnais-Schwelle zur Individualisierung von Teilgebieten mit starken lateralen Fazieswechselln. In generalisierender Weise wurden auf Atlasblatt Boltigen vier Teilgebiete ausgeschieden. Die Préalpes médianes rigides stellen die Schwellenfazies mit flachmarinen Ablagerungsbedingungen und zahlreichen Sedimentationslücken dar.

Die Brekzien-Decke weist eine stratigraphische Abfolge auf, die vorwiegend aus Brekzien besteht. Die Quelle des detritischen Materials stammt vom internen Rand der Briançonnais-Schwelle.

Die Gurnigel-Decke besteht aus einer mächtigen Flyschabfolge. Unklarheit besteht sowohl bezüglich der tektonischen Zugehörigkeit als auch bezüglich der paläogeographischen Herkunft der Decke. Einerseits spricht die heutige Position der Decke für eine Zuteilung ins Unterpenninikum und eine Walliser Herkunft, andererseits weisen Alters- und Lithologieentsprechungen mit Gesteinen der Saane-Decke auf eine Angliederung ans Oberpenninikum und einen südpenninischen Ursprung (Piemont, Ligurium) hin.

Saane-, Dranses-, Simmen- und Gets-Decke bilden vier Decken aus unterschiedlichen Flyschabfolgen, die historisch als Préalpes supérieures zusammengefasst werden. Die Simmen-Decke enthält als Eigenheit eine pelagische mesozoische Abfolge mit südalpiner Affinität (Gueyraz-Komplex).

RIASSUNTO

La regione del foglio dell'Atlante geologico Boltigen comprende esclusivamente unità delle Prealpi: il Melange infraprealpino, le falde delle Prealpi mediane, della Breccia, del Gurnigel, della Saane, delle Dranses, della Simmen e degli Gets.

Il Melange infraprealpino è costituito da una matrice prevalentemente argillosa che ingloba sia olistoliti sedimentari che scaglie tettoniche. Questi elementi non sono solo di origine ultraelvetica, ma derivano anche da unità strutturali più alte (falde delle Prealpi mediane e del Gurnigel). Le lenti contenute nel Melange infraprealpino variano regionalmente e dipendono dal tipo di unità tettonica sottostante e sovrastante.

La Falda delle Prealpi mediane, a causa della suo comportamento strutturale eterogeneo, è divisa in due segmenti: le Prealpi mediane plastiche con comportamento prevalentemente duttile e le Prealpi mediane rigide a carattere principalmente fragile. Le Prealpi mediane plastiche riflettono le condizioni marine (Subbrianzonese) con sedimentazione continua dal tardo Triassico al Eocene. Nel primo e medio Giurassico, la tettonica sinsedimentaria di questo bacino situato davanti alla soglia Brianzonese ha portato ad una forte variazione laterale di facies, determinando così i quattro settori individualizzati sulla carta. Le Prealpi mediane rigide presentano facies caratterizzate da condizioni di deposito poco profonde e numerose lacune di sedimentazione.

La Falda della Breccia ha una sequenza stratigrafica composta principalmente da breccie. Il materiale detritico deriva dal margine interno della soglia Brianzonese.

La Falda del Gurnigel è formata da una spessa sequenza di Flysch. Sia l'appartenenza tettonica che la provenienza paleogeografica della falda restano poco chiare. Da una parte, l'attuale posizione della falda indica un'appartenenza al dominio Pennidico inferiore e un'origine Vallesana, d'altra parte, le corrispondenze in età e litologia con rocce della Falda della Saane la associano al dominio Pennidico superiore con origine nel bacino Ligure-Piemontese.

Le falde Saane, Dranses, Simmen e Gets sono quattro falde costituite da diverse sequenze di Flysch, queste sono storicamente attribuite alle Prealpi superiori. La Falda della Simmen, in modo particolare, presenta una sequenza pelagica del Mesozoico con affinità sudalpina (Complesso della Gueyratz).

SUMMARY

The area of the Atlas sheet Boltigen covers only units of the Prealps. These are the Infra Prealpine Melange, the Klippen Nappe (Nappes des Préalpes médianes), the Breccia Nappe, the Gurnigel Nappe, the Saane Nappe, the Dranses Nappe, the Simme Nappe and the Gets Nappe.

The Infra Prealpine Melange comprises a mostly clay matrix embedded with both sedimentary Olistoliths and dislodged tectonic slices. These elements are not only of Ultrahelvetic origin, but also come from structurally higher units (Klippen Nappe, Gurnigel Nappe). The content of lenses in the Infra Prealpine Melange is regionally controlled by the contribution from the underlying and the overlying tectonic units.

Because of its structurally heterogeneous behavior, the Klippen Decke is divided into two segments: the Préalpes médianes plastiques with mainly ductile behavior and the Préalpes médianes rigides with rather brittle character. The Préalpes médianes plastiques reflect marine conditions (Subbriançonnais) with continuous sedimentation from the Late Triassic to the Eocene. In the Early and Middle Jurassic, synsedimentary tectonics in the Subbriançonnais resulted in the individualization of areas by strong lateral facies changes. Four areas were represented in a generalized way on the Atlas sheet Boltigen. The Préalpes médianes rigides represent facies characterized by shallow marine depositional conditions and numerous hiatus periods.

The Breccia Nappe has a stratigraphic sequence that is composed predominantly of breccias. The source of the detrital material originates from the internal margin of the Briançonnais High.

A thick flysch sequence forms the Gurnigel Nappe. Uncertainty exists regarding the tectonic affinity as well as the palaeogeographical origin of the nappe. On the one hand, the present position of the nappe speaks for an attribution to the Lower Penninic and a Valais origin. On the other hand, age and lithology equivalents to rocks from the Saane Nappe correspond to an affiliation with the Upper Penninic and a southern Pennine origin (Piedmont, Liguria Ocean).

The Saane, Dranses, Simmen and Gets Nappes constitute four nappes of various flysch sequences, which are historically summed up as the Préalpes supérieures. As a peculiarity, the Simme Nappe contains a pelagic Mesozoic sequence with a southern Alpine affinity (Gueyras Complex).

INTRODUCTION

Cadre structural et morphologique

Le territoire couvert par la feuille Boltigen (fig. 1) comprend exclusivement des unités préalpines. De la plus basse structuralement vers la plus haute, il s'agit du Mélange infrapréalpin, de la nappe des Préalpes médianes, de la nappe de la Brèche, de la nappe du Gurnigel et des nappes de flyschs des Préalpes supérieures (nappes de la Sarine, des Dranses, de la Simme et des Gets).

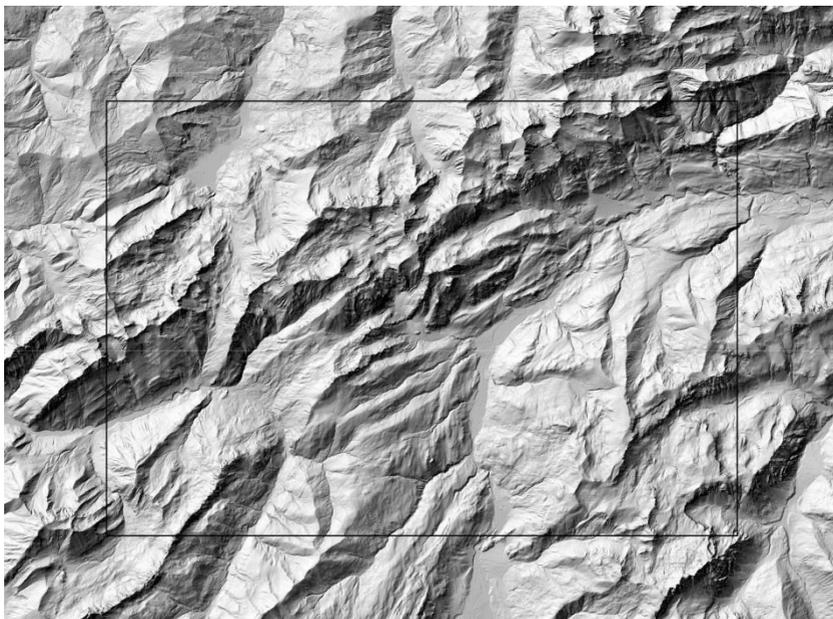


Fig. 1 : Modèle numérique de terrain (swissALTI3D, éclairage NW45°) de la région couverte par la feuille Boltigen.

Les flyschs de la nappe du Gurnigel forment la terminaison méridionale du massif du Schwyberg dans l'angle nord-ouest de la feuille.

Le Mélange infrapréalpin est pincé entre les nappes du Gurnigel et des Préalpes médianes à l'ouest du Lac Noir, comme en témoigne l'étroite rupture de pente bien visible au nord du chalet de Guglervorsass. A partir du Lac Noir et vers l'est, la dépression correspondant au Mélange infrapréalpin s'élargit.

La nappe des Préalpes médianes, subdivisée en Préalpes médianes plastiques au nord-ouest et Préalpes médianes rigides au sud-est, couvre plus de la moitié du territoire de la feuille. Elle comprend les sommets les plus élevés tels le Schafberg (2239 m) dans Préalpes médianes plastiques, ou la Rüdigenspitze (2124 m) et le Niderhore (2077 m) dans les Préalpes médianes rigides. Dans ces nappes, les traits morphologiques principaux sont dictés par la direction SW-NE des structures tectoniques. Les principales lignes de crêtes correspondent ainsi, dans les Préalpes médianes plastiques, à des flancs d'anticlinaux ou à des synclinaux perchés et, dans les Préalpes médianes rigides, à des têtes d'écailles monoclinales plongeant vers le sud-est (Gastlosen) ou vers le nord-ouest (Niderhore).

Les assises de la nappe de la Brèche, qui plongent vers le nord-ouest, forment des reliefs assez élevés (Bunshleregrat, 2028 m) dans le quart sud-est de la feuille.

Les flyschs des Préalpes supérieures, présents surtout au sud de l'écaille des Gastlosen (régions d'Abländschen, Jaunpass et Simmental) mais également au nord dans le cœur du synclinal de nappes de Château-d'Oex (entre la Brendelspitz et Reidigen), déterminent quant à eux des reliefs émoussés ou des zones déprimées.

Deux importantes dislocations tectoniques qui recoupent les différentes unités sont bien marquées dans le paysage. Il s'agit de l'accident de Boltigen, dont le prolongement méridional jusqu'à Laubeggfall et au-delà a vraisemblablement dicté l'écoulement de la Simme à travers la nappe de la Brèche, ainsi que de l'accident de l'Euschelspass, qui trouve une continuation tant vers le nord (vallée de la Singine) que vers le sud (chalet du Soldat et col du Loup sur la feuille 1246 Zweisimmen).

Le tracé de la Simme, après le franchissement de la nappe de la Brèche le long de l'accident de Boltigen, semble suivre un chevauchement intra-Simme jusqu'à Pfäfferied, puis s'aligne sur le contact entre la nappe de la Simme et la nappe des Dranses.

La Jogne présente un tracé plus complexe: après avoir suivi un contact de nappe dans sa partie amont, elle franchit sous la Plagersflue l'écaille monoclinale des Gastlosen à la faveur d'une zone « décro-chevauchante », recoupe perpendiculairement les flyschs du synclinal de nappes de Château-d'Oex jusqu'à Kappelboden, où l'accident décrochant de l'Euschelspass lui facilite la traversée du verrou rocheux des Préalpes médianes plastiques, dans lesquelles elle poursuit ensuite sa route le long de l'axe anticlinal de la Jogne jusqu'à Im Fang (feuille 1225 Gruyères). On trouvera chez BUGNON (1988) une analyse détaillée des différents facteurs (lithologiques, tectoniques, karstiques et glaciaires) ayant influencé le cours de la Jogne.

Dans le quart nord-ouest de la feuille, le Mélange infrapréalpin a vraisemblablement déterminé la formation du Lac Noir. D'une part, il a offert à l'érosion glaciaire des terrains de faible résistance qui, à la confluence des glaciers des Recardets, du Breccaschlund et des Euschels, ont rendu possible la création d'un bassin surcreusé. D'autre part, après le retrait glaciaire, il a été le siège de glissements de terrain qui ont fait barrage aux écoulements de surface, créant ainsi le Lac Noir. Les

flyschs de la nappe du Gurnigel ont également contribué à ce processus en fournissant le matériel glissé en rive gauche de la Singine.

Près de Garstatt, dans le quart sud-est de la carte, un important tassement affecte la rive droite de la Simme. Les couches de la nappe de la Brèche, qui plongent vers le NNW, glissent le long d'un plan de cisaillement situé dans le Mélange des Coulaytes. Il s'agit pour la plus grande partie de masses tassées fortement disloquées, que BECK (1952) décrit comme un «Berggrutsch», c'est-à-dire un mélange entre écroulement et tassement.

Cadre historique

Les premières mentions à caractère géologique de la région couverte par la feuille Boltigen se rapportent à la source thermique de Weissenburg, déjà mentionnée à la fin du 16^e siècle. On trouvera chez RABOWSKI (1920) les références de ces premières mentions ainsi qu'un excellent historique détaillé qui retrace l'évolution des connaissances géologiques sur cette partie des Préalpes, depuis le passage de De Saussure dans le Simmental en 1796 jusqu'au début du 20^e siècle. Parmi tous les travaux cités par RABOWSKI (1920), mentionnons celui de GILLIÉRON (1885), qui est un des plus importants concernant la région qui nous intéresse. La feuille Boltigen reprend partiellement les levés de nombreux auteurs (fig. 2).

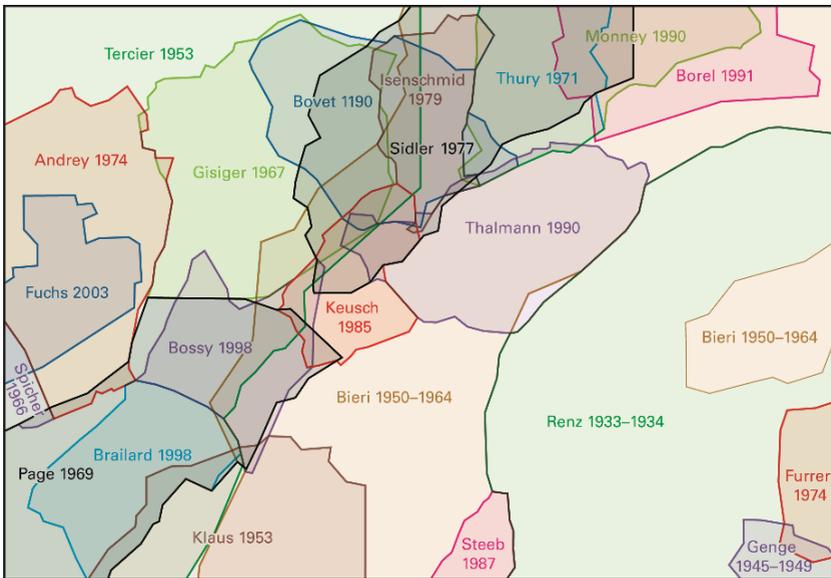


Fig. 2: Répartition des levés de terrain non publiés utilisés pour l'établissement de la feuille n°143 Boltigen de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000.

Le plus ancien, mais non des moindres, est l'excellente carte spéciale au 1:50 000 de RABOWSKI (1912), accompagnée en 1920 par le volume 35 des Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. Ces documents fondateurs ont été et resteront des références pour de nombreuses générations de géologues. La carte spéciale au 1:25 000 de BECK & GERBER, publiée en 1925, touche sur quelques km² le coin nord-est de la feuille Boltigen. Une part prépondérante des levés a ensuite

été réalisée par l'école de Fribourg dès les années 1940, sous l'impulsion de J. Tercier puis de C. Caron. Il s'agit de travaux de thèses (KLAUS 1953, SPICHER 1966, GISIGER 1967, PAGE 1969, ANDREY 1974) et de diplômes (SIDLER 1977, STEEB 1987, BOVET 1990, MONNEY 1990, THALMANN 1990, BRAILLARD 1998, BOSSY 1998, FUCHS 2003). Un levé inédit de J. Tercier au 1:25 000 (quarts nord-ouest et sud-ouest de la feuille Boltigen) a aussi été consulté. L'école bernoise a également effectué des levés sous forme de cartes de diplôme (THURY 1971, FURRER 1974, ISENSCHMID 1979, KEUSCH 1985), d'un travail de thèse (FLÜCK 1973) et de levés inédits déposés au Service géologique national (BIERI 1964, RENZ 1934, GENGE 1949). Le levé inédit au 1:10 000 qui accompagne le travail de thèse de WEGMÜLLER (1953) n'a pas été retrouvé. Un travail de diplôme provient de l'Université de Neuchâtel (BOREL 1991).

La disparité des documents à disposition (cartes spéciales, travaux de diplôme ou de thèse, levés inédits, parfois sur fonds topographiques anciens), l'évolution des connaissances géologiques (nouvelles formations non cartographiées sur les cartes anciennes) ainsi que les affleurements apparus le long des nouvelles routes alpestres ont nécessité d'entreprendre un important travail d'harmonisation et de révision. La plus grande partie des quarts nord-est, sud-est et sud-ouest de la feuille a ainsi fait l'objet d'un nouveau levé de terrain au 1:10 000, réalisé de 2008 à 2011. Dans le quart nord-ouest, seuls une quinzaine de km² ont fait l'objet d'un nouveau levé au 1:10 000 (région du Homattli, du Schafberg et de l'Euschelspass). La mise au net à l'échelle du 1:25 000 a été réalisée sous forme numérique à l'aide du logiciel Tool-Map. Dans ce contexte, il faut relever que l'exploitation du modèle numérique de terrain (swissALTI^{3D}) a permis une meilleure reconnaissance et une délimitation plus précise des formations, tant rocheuses que quaternaires, ainsi que des accidents tectoniques.

Remerciements de l'auteur

La réalisation de cette feuille de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 n'aurait pas pu être menée à bien sans l'aide – tant scientifique que technique –, l'avis critique et les encouragements de nombreux collègues parmi lesquels je tiens à citer C. Caron, R. Plancherel, S. Dall'Agnolo, J. Mosar, M. Bochud, E. Matzenauer, M. Thalmann, M. Sartori, et L. Schreiber.

Il m'est également agréable de remercier les différents bureaux de géologie, administrations publiques et associations qui m'ont généreusement ouvert leurs archives et accordé un peu de leur précieux temps: ABAGéol SA (Fribourg), A. Briel (Fribourg), CSD Ingénieurs SA (Fribourg), Geolina SA (Fribourg), GEOTEST SA (Fribourg), HydroSol Sàrl (Bulle), le Centre d'informations géologiques de swisstopo (B. Friedli), la Section protection des eaux du Service de l'environnement du Canton de Fribourg (R. Kropf), les archives géologiques de l'Office des eaux et des déchets du canton de Berne (C. Isenschmid), la Section dangers naturels de l'Office des forêts du canton de Berne (J. Häberle), les Services archéologiques cantonaux de Fribourg et Berne (S. Menoud, R. Ebersbach), le Spéléo Club des Préalpes fribourgeoises et la section bernoise de la Société Suisse de Spéléologie.

STRATIGRAPHIE

MÉLANGE INFRAPRÉALPIN

Sous le terme *Mélange infrapréalpin* (PLANCHEREL 1998) sont regroupées plusieurs unités tectono-sédimentaires à la structure chaotique, qui apparaissent sous les nappes préalpines. Sur la feuille Boltigen, le Mélange infrapréalpin se rencontre principalement dans le quart nord-ouest. Les éléments présents dans la matrice (f_{wi}) de ce mélange ont été étudiés par GILLIÉRON (1873) et par TERCIER (1928) dans la région du Hohberg, au nord-est du Lac Noir. Ce dernier auteur distingue les «blocs exotiques» d'une part, éléments de petite taille incorporés aux schistes argilo-marneux noirs, verts ou gris foncé qui forment la matrice, et les «lames tectoniques» d'autre part, dont l'extension est beaucoup plus importante (lentilles de quelques dizaines à quelques centaines de mètres). Seules ces dernières ont été cartographiées.

f_{wi} Wildflysch (Eocène tardif?)

Le wildflysch désigne la matrice du Mélange infrapréalpin, constituée de schistes argilo-marneux noirs, verts ou gris foncé. Les lentilles suivantes sont présentes dans le wildflysch:

- t_y Gypse (Trias)
- t_r Cornieule (Trias)
- t_d Dolomies (Trias)
- i_2 Calcaires gréseux et marneux, micacés (Bathonien)
- i_{3-6} Marnes foncées micacées à nodules et calcaires gréseux en petits bancs (Callovien–Oxfordien)
- C_c Calcaire compact gris clair à brun (Kimméridgien–Tithonien)
- F_G Flysch du Gurnigel: turbidites argileuses à sableuses (Maastrichtien–Lutétien)

Les trois premiers types de lentilles pourraient provenir du démantèlement, lors de la mise en place des nappes, de la base des Préalpes médianes plastiques. Les trois suivants sont d'origine ultrahelvétique. Le dernier type proviendrait du démantèlement du front ou de la base de la nappe du Gurnigel, auparavant charriée par-dessus la future nappe des Préalpes médianes. Les lentilles de Flysch du Gurnigel n'ont pas été différenciées sur la carte du point de vue lithostratigraphique. Les plus jeunes d'entre elles, datées du Lutétien, confèrent à ce mélange un âge probable maximal: Eocène tardif ou plus jeune. MOREL (1980) propose l'Oligocène précocé comme âge pour ce wildflysch dans la région du Gros Plané.

Les grandes masses de Flysch du Gurnigel de Hürli et Unter Hobberg ont été interprétées comme de grandes lentilles incorporées dans le wildflysch, alors que celle qui forme le Spitzhubel a été raccordée à la nappe du Gurnigel (voir chapitre «Tectonique»).

Une lentille de gypse affleure au pied des Gastlosen, 200 m au sud-est du chalet du Soldat (coord. 2586.66/1158.23/1760 m). Une autre est décrite par GILLIÉRON (1885, p. 197) au pied de la Marchzähne, mais pas retrouvée par PAGE (1969, p. 128). Le gypse n'étant pas connu dans la série stratigraphique des Préalpes médianes rigides, deux interprétations sont possibles pour expliquer leur présence à cet endroit: elles pourraient appartenir à la Zone submédiane ou au Mélange infrapréalpin, cette dernière option étant plus probable (voir chapitre «Tectonique»).

La cartographie du wildflysch n'est pas évidente, étant donné les mauvaises conditions d'affleurement et les nombreux glissements qui le caractérisent. A cela s'ajoute la similitude de faciès entre certains types lithologiques qui le constituent, notamment entre les lentilles du Bathonien et celles du Callovo-Oxfordien, qui ne peuvent être différenciées avec certitude que sur la base de leur faune d'ammonites. Dans ce dernier cas, les limites tracées s'inspirent de la carte inédite au 1:25 000 de J. Tercier, qui y a trouvé des ammonites déterminables. A noter que la petite butte au sud du col du Hohberg (coord. 2591.24/1169.80), a été attribuée provisoirement au Callovo-Oxfordien par TERCIER (1928, p. 45-46), puis rattachée au Bathonien sur sa carte ultérieure des années 1940. Cette dernière attribution a été reprise sur la feuille Boltigen.

NAPPE DES PRÉALPES MÉDIANES

La nappe des Préalpes médianes occupe plus de la moitié du territoire de la feuille Boltigen. Le style tectonique, plastique au nord-ouest et cassant au sud-est, permet de distinguer les Préalpes médianes plastiques et les Préalpes médianes rigides. Sur la base de séries stratigraphiques différentes, plus ou moins complètes, BAUD & SEPTFONTAINE (1980) affinent cette subdivision en Préalpes médianes plastiques externes et internes d'une part et en Préalpes médianes rigides externes et internes d'autre part (fig. 3). La chaîne des Gastlosen (fig. 4), son prolongement vers le nord-est (Bäderhore, Mittagflue, Schafflüe, Festi) et l'échelle des Spillgarten sont rattachés aux Préalpes médianes rigides (voir chapitre «Tectonique»).

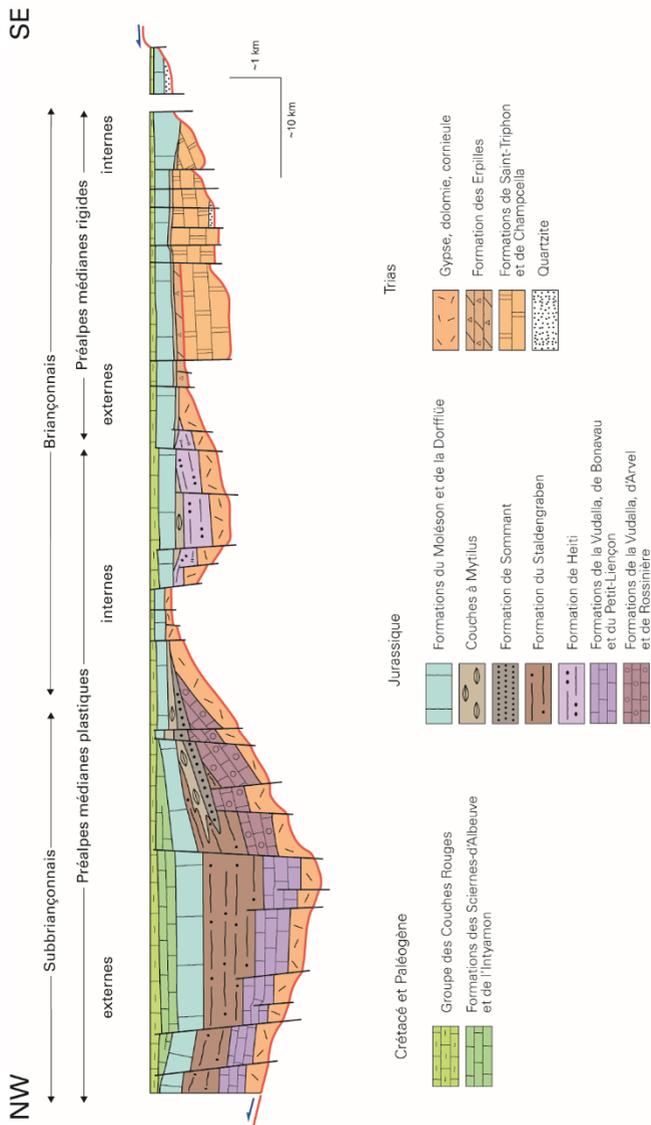


Fig. 3: Profil paléogéologique de la nappe des Préalpes médianes. Les séries stratigraphiques différentes conduisent à une subdivision en Préalpes médianes plastiques et rigides, lesquelles sont encore subdivisées en externes et internes. Simplifié d'après BAUD & SEPTFONTAINE (1980)



Fig. 4: Vue aérienne depuis le nord-ouest sur une partie de la chaîne des Gastlosen (Sattelspitzen) qui émerge des reliefs plus émousés constitués de flyschs (Préalpes supérieures). A l'arrière-plan, les Alpes bernoises (Wildstrubel à gauche) puis valaisannes (Dom). Photo D. Rebetez.

PRÉALPES MÉDIANES PLASTIQUES

t_y Gypse

Comme l'a relevé PASQUIER (2005), la question de l'appartenance du gypse à la série des Préalpes médianes ou de son interprétation en tant que lentilles dans un mélange infra-nappe peut être l'objet de nombreuses discussions. Sur le territoire de la feuille Boltigen, un seul affleurement de gypse nous a semblé suffisamment associé aux autres roches triasiques des Préalpes médianes pour y être rattaché. Il s'agit du minuscule affleurement de Schwarzee Bad (coord. 2587.13/1168.40) situé au front de la nappe. Nous nous écartons ainsi de l'avis de TERCIER (1928), qui rattache les affleurements de gypse situés au nord-est du Lac Noir aux Préalpes médianes, et qui en explique la position parfois aberrante par des mouvements gravitaires récents (glissement de terrain).

La présence de gypse au cœur des anticlinaux est probable, si l'on en croit les innombrables dolines que l'on observe dans les cornieules ou la moraine entre Riggisalp et Spittel Gantrisch.

t_r Cornieule

Elle affleure dans le cœur des anticlinaux, principalement celui de la Jogne, ainsi que localement au front des Préalpes médianes. Il s'agit d'une brèche dolomitique à ciment calcaire, d'aspect souvent vacuolaire en surface (dissolution des éléments dolomitiques), à rares fragments d'argilites, de couleur gris-beige à jaune ocre.

Si la cornieule peut apparaître à des niveaux différents des Préalpes médianes (BAUD 1972), elle est toujours étroitement liée à la dolomie et apparaît le plus souvent le long de dislocations tectoniques (chevauchements et failles) dont elle constitue en quelque sorte un sous-produit. Les horizons de cornieule ne sont donc pas des brèches sédimentaires triasiques, mais des vestiges, plus ou moins altérés et lessivés, d'anciens accidents tectoniques (WARREN 2006). Si le mode de formation de la cornieule a donné lieu à de nombreuses controverses entre les partisans d'une origine sédimentaire, tectonique ou par altération (voir l'historique de JEANBOURQUIN 1988, p. 512), c'est précisément parce que sa genèse peut combiner – à des degrés divers – ces trois processus.

t_d Dolomies, calcaires dolomitiques (Norien? – Rhétien précoce?)

Série bien stratifiée, en bancs décimétriques de patine le plus souvent jaunâtre, séparés par de minces lits argileux verdâtres, centimétriques à la base, passant vers le haut à des argilites fissiles verdâtres, grises, rougeâtres ou violacées pouvant atteindre 1 à 2 m. Les niveaux dolomitiques sont le plus souvent microcristallins, azoïques et à cassure lisse de couleur beige, gris clair ou gris foncé. Ils contiennent parfois oïdes, péloïdes, débris de petits lamellibranches et petits foraminifères benthiques. Age supposé: Norien (BAUD 1972), débordant éventuellement dans le Rhétien selon PAGE (1969) qui a trouvé des foraminifères benthiques de cet étage à l'ouest de Jaun. Le milieu de dépôt correspondait à une sabkha ou à une lagune très protégée. L'épaisseur est difficile à estimer en raison du manque d'affleurements et de la transformation d'une bonne partie des dolomies en cornieules: 100 à 250 m environ. La limite supérieure est graduelle, marquée par l'apparition de marnes noires auxquelles succèdent les calcaires lumachelliques de la Formation de Plan Falcon.

r Formation de Plan Falcon (Rhétien)

(BOREL 1997; Couches de Plan Falcon, METTRAUX 1989; Couches à Lumachelles, PAGE 1969, ANDREY 1974; Couches de Kössen, GISIGER 1967)

Ces niveaux rarement affleurant forment généralement une zone déprimée dans le paysage. Il s'agit d'une alternance irrégulière, en niveaux décimétriques à

métriques, de marnes schisteuses noires, parfois dolomitiques, et de calcaires plus ou moins argileux et/ou dolomitiques, à patine jaune ou ocre et cassure gris-bleu. De minces niveaux de «bone-beds» sont présents. Les calcaires sont souvent lumachelliques, bioclastiques, parfois oolithiques, spathiques, micritiques, dolomitiques ou gréseux. Ces couches sont très fossilifères. En plus de *Terebratulula gregaria* et *Avicula contorta*, caractéristiques du Rhétien, les organismes suivants sont présents: brachiopodes, bivalves, gastéropodes, crinoïdes, ophiures, foraminifères benthiques, algues, coraux, dents et os de poissons. Mentionnons la découverte, en rive gauche du Wyssbachgrabe (nord-est d'Oberwil, coord. 2600.23/1168.70/1180 m) d'un fragment de dent attribué à un phytosaure, reptile archosauriens du Trias tardif (dét. J.-P. Billon-Bruyat, Porrentruy). Les calcaires lumachelliques qui l'ont livré correspondent vraisemblablement à la base de la Formation de Plan Falcon. Il s'agit du deuxième signalement de phytosaure en Suisse. Ces grands reptiles d'eau douce, d'allure crocodilienne, mesuraient 2 à 8 m de long. Cette dent, ici probablement remaniée, témoigne d'un milieu continental avec présence d'eau douce en quantité assez importante (une rivière ou un lac) pour héberger ces grands reptiles amphibies. Selon METTRAUX (1989), le milieu de dépôt correspondait à une «plate-forme très étendue, très peu profonde (0 à 30 m) avec de nombreux bancs à tendance émergée balayés par les tempêtes et les ouragans». Réduites à une dizaine de mètres au front de la nappe, probablement en partie par écrasement tectonique de la série située entre deux unités compétentes (GISIGER 1969, ANDREY 1974), la Formation de Plan Falcon atteint 40 m de puissance dans les Préalpes médianes plastiques internes, au nord-est d'Oberwil.

Variabilité latérale de la sédimentation (Jurassique précoce à moyen)

L'instabilité des conditions de sédimentation qui régnaient durant le Jurassique précoce et le Jurassique moyen a engendré d'importantes variations latérales de faciès et d'épaisseur des couches, lesquelles ont elles-mêmes conduit à une certaine confusion dans la nomenclature, la définition et la datation des unités lithologiques. Les travaux de METTRAUX (1989), METTRAUX & MOSAR (1989), SEPTFONTAINE (1983), DOMMERGUES et al. (1990) et BOREL (1997) permettent toutefois d'affiner le cadre biostratigraphique et de proposer un contrôle géodynamique de la sédimentation, dans un contexte de tectonique synsédimentaire distensive: deux importantes failles normales de direction SW-NE, la faille Rianda-Stockhorn et la faille Château d'Oche-Corbeyrier, actives du Pliensbachien au Bathonien pour la première et du Rhétien au Toarcien pour la seconde, seraient les principales responsables des variations latérales observées selon une direction transversale aux grandes lignes structurales. Ainsi, quatre secteurs peuvent être distingués sur la feuille Boltigen pour le Jurassique précoce à moyen (fig. 5):

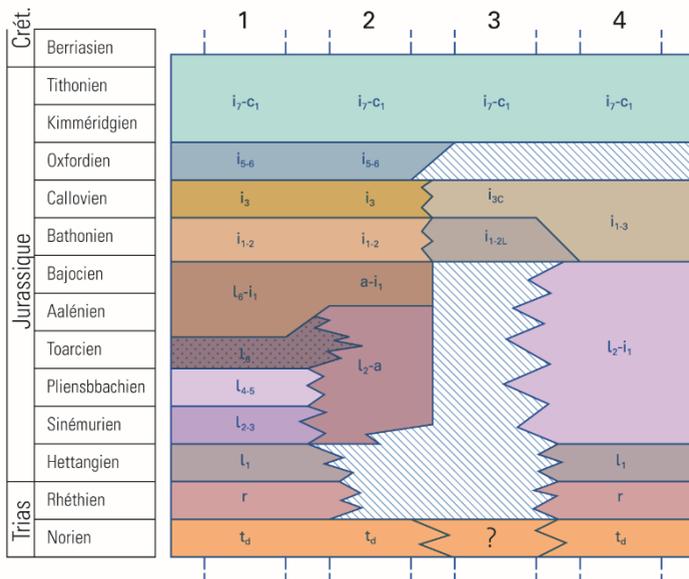
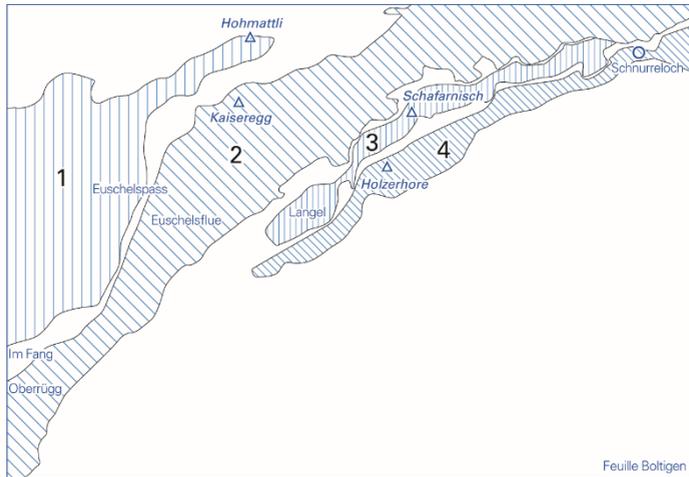


Fig. 5: Subdivision des Préalpes médianes plastiques en quatre secteurs de dépôt. 1 = Secteur Im Fang – Euschelspass – Hohberg, 2 = Secteur Oberrügg – Euschelsflue – Kaiseregg, 3 = Secteur Langel – Schafarnisch, 4 = Secteur Holzere – Schnurreloch. Les différentes séries stratigraphiques sont conditionnées par des paléofailles actives durant le Jurassique précoce et moyen. Pour les indices, se référer à la légende de la carte.

1. Le secteur Im Fang – Euschelspass – Hohberg, au nord-ouest de l'axe de l'anticlinal de la Jogne («anticlinal II» des anciens auteurs). Im Fang se situe juste en dehors de la feuille Boltigen, sur le territoire de la feuille 1225 Gruyères. Cette zone comprend le Gros Brun, la Spitzflue, les Recardets et le Hohmattli.
2. Le secteur Oberrügg–Euschelsflue–Kaiseregg, correspondant au flanc sud de l'anticlinal de la Jogne (Oberrügg) et, à l'est de l'accident de l'Euschelspass, au compartiment soulevé de la paléofaille Rianda-Stockhorn (Euschelsflue, Kaiseregg).
3. Le secteur Langel–Schafarnisch, situé au sud du synclinal Schafberg–Widdergalm–Schibe.
4. Le secteur Holzerhore–Schnurreloch.

Les secteurs 1 et 2 constituent les Préalpes médianes plastiques externes. L'axe de l'anticlinal de la Jogne, qui sépare les secteurs 1 et 2 à l'ouest de l'accident de l'Euschelspass, serait situé au droit de la paléofaille Rianda-Stockhorn (BOREL 1997).

Les secteurs 3 et 4 forment les Préalpes médianes plastiques internes, où se déposa durant le Jurassique précoce la Formation de Heiti.

Pour le Jurassique moyen, les secteurs 1 et 2 correspondent au domaine du Dogger à *Cancellophycus*, le secteur 3 au Dogger intermédiaire et le secteur 4 au Dogger à *Mytilus* (SEPTFONTAINE 1983, FURRER 1979 a, b).

Secteur Im Fang – Euschelspass – Hohberg

I₁ Formations du Col de Tompey et de la Vudalla (Hettangien)

(Formation du Col de Tompey, BOREL 1997; Couches du Col de Tompey, METTRAUX 1989; Couches d'Agreblierai, METTRAUX 1989; Formation oolithique, SPICHER 1966, GISIGER 1967; Calcaires oolithiques, PAGE 1969, ANDREY 1974)

La Formation du Col de Tompey consiste en une alternance de marnes sableuses beiges, de calcaires plus ou moins gréseux et de grès glauconieux à patine rousse, riches en *Chlamys*. Ces couches peu affleurantes ne sont pas faciles à distinguer des niveaux rhétiens. Les bancs pluridécimétriques sont toujours fortement bioturbés et leur surface montre parfois des rides de vagues. Milieu de dépôt: plateforme interne peu profonde soumise à l'action des tempêtes et des vagues. Age: Hettangien basal, mis en évidence par la palynologie (METTRAUX & MOHR 1989).

La Formation de la Vudalla tire son nom du sommet éponyme (coord. 2570.20/1155.76) situé sur le territoire de la feuille Château-d'Oex (PLANCHEREL et al. 2012), qui a été choisi comme localité-type. Elle comprend deux membres imbriqués l'un dans l'autre: le Membre d'Agreblierai et le Membre du Bois de

Luan, tous deux décrits par METTRAUX (1989). Le Membre d'Agreblierai, prédominant dans le secteur Im Fang – Euschelsspass – Hohberg, est constitué d'un ensemble massif de calcaires oolithiques encore roux à la base et beige clair au sommet, qui déterminent des escarpements ou des barres rocheuses. Stratifications obliques et granoclassements y sont reconnaissables. Le Membre du Bois de Luan est constitué de calcaires micritiques, légèrement siliceux, gris clair à la patine et gris foncé à bruns à la cassure, disposés en bancs de 5 à 20 cm d'épaisseur. A la base, des niveaux de marnes foncées sont présents alors que vers le sommet apparaissent des nodules siliceux. La limite supérieure est marquée par l'apparition assez nette de calcaires spathiques.

Milieux de dépôt: alors que le Membre d'Agreblierai correspond à des faciès de haute énergie (barres oolithiques subémersives migrant au gré des courants) déposés sur une plate-forme interne peu profonde, le Membre du Bois de Luan traduit des conditions de dépôt plus calmes, non influencées par les vagues ou par les tempêtes. Age: Hettangien.

Peu développé au front de la nappe, voire complètement absent comme c'est le cas à l'ouest du Lac Noir, cet ensemble affleure bien dans le flanc nord de l'anticlinal de la Jogne, où il atteint environ 30 m d'épaisseur. A cet endroit, sa présence disparate au sein de la Formation de la Grande Bonavau (au sud-ouest du chalet d'Unteri Jansseg) peut être expliquée par des paléofailles jurassiques, option retenue sur la carte, ou par de petits accidents chevauchants contemporains au plissement.

I₂₋₃ Formation de la Grande Bonavau (Sinémurien)

(BOREL 1997; Couches de la Grande Bonavau, METTRAUX 1989; Formation spathique, SPICHER 1966, GISIGER 1967; Calcaires spathiques, PAGE 1969, ANDREY 1974)

Calcaires spathiques plus ou moins grossiers, en bancs de 10 à 60 cm amalgamés, à surfaces mamelonnées et laminations obliques, de patine généralement claire (gris, beige, blanchâtre, vert clair) et gris-bleu à la cassure. Des grains détritiques de quartz, glauconie, micas et dolomie (provenant de l'altération et de la dolomitisation des entroques) sont toujours présents dans des proportions variables. Milieu de dépôt: dunes sous-marines progradantes sur une plate-forme soumise à l'action des tempêtes (METTRAUX 1989).

La limite supérieure des calcaires spathiques (jamais affleurante sur le territoire de la feuille Boltigen) se marque sur le territoire de la feuille 1225 Gruyères par un horizon de condensation métrique, glauconieux et phosphaté, riche en bélemnites et en ammonites (Brèche à bélemnites, SPICHER 1965, p. 639).

Cette unité est présente tant au front de la nappe (20–30 m d'épaisseur) que dans le flanc nord de l'anticlinal de la Jogne (100–150?m).

I_{4.5} Formation du Petit Liençon (Pliensbachien)

(Couches du Petit Liençon, METTRAUX 1989; Formation siliceuse, GISIGER 1967; Calcaires péliques inférieurs, ANDREY 1974)

Sur la base des descriptions de METTRAUX (1989) et BOREL (1997), les Couches du Petit Liençon ont été élevées au statut de formation.

Il s'agit de calcaires siliceux très durs, brun ocre à l'altération et gris-bleu sombre à la cassure, en bancs de 30 cm à 1 m. Les interlits marneux, encore minces à la base de la série, augmentent en épaisseur dans la partie médiane de l'unité. Les stratifications obliques mamelonnées (structures de tempêtes) favorisent le développement de «miches», surtout vers le haut de la série. Des récurrences spathiques s'observent (SPICHER 1965, ANDREY 1974), mais cette unité se caractérise surtout par la régularité – pour ne pas dire la monotonie – de son faciès, qui génère des reliefs marqués dans le paysage. Milieu de dépôt: plate-forme soumise à l'action des tempêtes. La limite supérieure est graduelle. La Formation du Petit Liençon passe aux Couches du Creux de l'Ours (Thossis Rain, coord. 2586.50/1167.60) ou aux calcaires argileux et marnes de la Formation du Staldengraben.

Cette unité affleure au front de la nappe de part et d'autre du Lac Noir, de façon plus importante à l'ouest (100–150 m d'épaisseur) qu'à l'est (affleurements morcelés, 20–50 m d'épaisseur). Sur le territoire de la feuille Boltigen, elle est absente dans le flanc nord de l'anticlinal de la Jogne. Un affleurement de calcaires siliceux bleuâtres au bord de la route, à l'ouest d'Im Fang, a toutefois été rattaché à la Formation du Petit Liençon sur le territoire de la feuille 1225 Gruyères (PASQUIER 2004). C'est le seul endroit où cette unité apparaît dans le flanc nord de l'anticlinal de la Jogne.

I₆ Couches du Creux de l'Ours (Toarcien précoce)

(METTRAUX 1989; Schistes carton, ANDREY 1974)

Seuls trois affleurements de calcschistes ont été attribués aux Couches du Creux de l'Ours sur l'emprise de la feuille Boltigen. Ils se situent près de Thossis Rain (coord. 2586.50/1167.60), au front de la nappe dans la terminaison orientale de l'anticlinal de Charmey. Il s'agit de schistes calcaréo-siliceux ou gréseux à cassure esquilleuse brune et patine ocre, qui se délitent en plaquettes de 1 à 2 cm d'épaisseur dont les surfaces sont couvertes de débris charbonneux et de micas. Ces niveaux ont livré une riche faune d'ammonites (ANDREY 1974). Le milieu de dépôt, anoxique, résulte de l'enneolement de la plate-forme (METTRAUX 1989). Epaisseur variable entre 2 et 20 m.

Formation du Staldengraben (Toarcien–Callovien)

(SEPTFONTAINE 1983)

Du fait de sa nature calcaréo-argileuse, la Formation du Staldengraben forme des pentes régulières au pied des parois constituées par les calcaires compacts en gros bancs de la Formation du Moléson. Les nombreuses traces fossiles qu'elle renferme ont donné son nom classique à la série, connue dans la littérature préalpine comme «Dogger à Zoophycos» ou «Dogger à Cancellophycus». Les teintes d'altération brun-jaune dominant et permettent une distinction aisée avec les unités encadrantes. En revanche, les limites lithologiques au sein de la formation ont parfois été tracées de manière arbitraire. Les subdivisions lithostratigraphiques définies par SPICHER (1965) et GISIGER (1967) – Unités A, B, C et D – ont servi de base aux travaux synthétiques de FURRER (1979a) et SEPTFONTAINE (1970, 1983). Ce dernier choisit la coupe mise au jour par le ruisseau du Staldengraben (coord. 2588.32/1167.61, Staldenloch sur la carte au 1:25 000 de 2006), étudiée dans le détail par GISIGER (1967), comme localité-type pour cette formation. Bien que cette coupe soit facile d'accès et que tous les membres y soient représentés, ce choix n'est pas très heureux en raison de la forte réduction (environ 150 m), à cet endroit, de cette série caractérisée dans les zones plus internes de la nappe des Préalpes médianes par son impressionnante épaisseur (environ 1000 m au Kaiseregg). La description des membres de cette unité présentée ci-dessous s'inspire largement de celle qu'en a fait PASQUIER (2005) dans la notice explicative de la feuille 1225 Gruyères.

l₆.i₁ Membre de Soladier et Membre du Verdy (Toarcien – Bajocien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Unité A schisteuse – Unité B calcschisteuse, SEPTFONTAINE 1983)

PLANCHEREL et al. (2012) proposent Soladier (coord. 2563.85/1146.83), situé sur le territoire de la feuille Châtel-St-Denis (WEIDMANN 1993), comme localité-type de l'Unité A et Le Verdy (coord. 2582.63/1158.88), sur le territoire de la feuille Gruyères (PASQUIER 2004), comme localité-type de l'Unité B. Les Membres de Soladier et du Verdy, souvent difficiles à différencier lithologiquement, ont été regroupés sur la carte. Il s'agit d'alternances de marnes schisteuses sombres, en couches d'épaisseur décimétrique à métrique, et de calcaires ou calcschistes argileux gris-bleu tachetés, en bancs de 10 à 30 cm. La proportion des marnes est plus importante à la base de la série (Membre de Soladier), qui reste toujours intensément bioturbée. Les calcaires sont parfois finement gréseux, micacés, spathiques ou sili-ceux. Ces couches sont très fossilifères : toutes les zones d'ammonites du Toarcien, de l'Aalénien et du Bajocien semblent y être représentées. Au sommet, la série devient habituellement plus marneuse et contient la partie inférieure des «couches à

Nannolytoceras tripartitum», qui enjambent la limite Bajocien–Bathonien. La limite supérieure du Membre du Verdy est marquée par le premier banc de calcaire gréseux ou oolithique (Membre du Vanil Carré), dont la patine rousse contraste avec le gris des couches sous-jacentes. Epaisseur: 80m au Staldengraben; 500m au Kaiseregg. Milieu de dépôt: bathyal (hémipélagique), eaux relativement bien oxygénées, profondeur de 250 m ou plus (SEPTFONTAINE 1970). Age: Toarcien précoce à Bajocien tardif dans la zone frontale et Aalénien tardif à Bajocien tardif dans l’anticlinal de la Jogne (secteur 2: Oberrügg–Euschelsflue–Kaiseregg, voir ci-dessous).



Fig. 6: Formation de Staldengraben affleurant dans le versant N du Kaiseregg. 1 = Unité C, 2 = Unité D, 3 = Calcaires noduleux, 4 = Calcaires massifs. Photo L. Braillard

i_{1.2} Membre du Vanil Carré (Bajocien tardif – Bathonien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Unité C, détritique, SEPTFONTAINE 1983)

Il s’agit d’une alternance de sédiments autochtones et allochtones. Les sédiments autochtones sont du même type que ceux des Membres de Soladier et du Verdy, mais présentent des intercalations centimétriques à métriques de calcaires oolithiques, pseudoolithiques ou gréso-micacés. Ces resédiments allochtones sont des turbidites, parfois granoclassées, à éléments et microfaune de plate-forme remaniés. Selon FURRER (1979a), les resédiments carbonatés proviendraient d’une plate-forme néritique au sud, alors que les turbidites riches en quartz seraient issues d’un seuil au nord et éventuellement à l’est. L’épaisseur du Membre du Vanil Carré augmente de l’extérieur vers l’intérieur de la nappe: 50 m au Staldengraben; 500 m au Kaiseregg. Au front de la nappe, les bancs détritiques sont minces et à prédominance gréseuse. Vers l’intérieur, en direction du sud-est, l’épaisseur des bancs oolithiques augmente et ils forment de petites barres discontinues de couleur claire

bien visible dans la morphologie (fig. 6). Les «couches à *Nannolytoceras tripartitum*» disparaissent au milieu de cette unité. La limite supérieure du Membre du Vanil Carré correspond au dernier banc détritique massif roux à l'altération. Milieu de dépôt: sédimentation hémipélagique à pélagique avec intercalations périodiques de dépôts turbiditiques.

i₃ Membre du Col de Lys (Callovien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Unité D calcaréo-siliceuse, SEPTFONTAINE 1983)

La limite inférieure de l'unité est marquée par un niveau schisteux beige brunâtre qui contient des ammonites de la zone à *Macrocephalus* (Callovien précoce). Puis viennent des calcaires, des calcschistes et des schistes argileux, riches en pyrite, qui se débitent en fines plaquettes ou en grosses aiguilles. Des calcaires gréseux à patine rousse du même type que dans le Membre du Vanil Carré, en petits bancs de 2 à 10 cm, sont encore présents à la base de l'unité. Au sommet, la série devient plus calcaire et massive. Elle est formée de calcaires siliceux de teinte beige, parfois olive ou rougeâtre, à rognons et lits de silex surtout au sud-est dans l'anticlinal de la Jogne, qui alternent avec des calcschistes gréso-glaucconieux. Les ammonites ne sont pas rares, mais souvent écrasées. La limite supérieure est marquée par l'apparition de schistes ou calcaires noduleux colorés, lie-de-vin. Epaisseur: 20 m au Staldengraben; 40 m au Kaiseregg; jusqu'à 100 m dans le versant sud du Gros Brun. Milieu de dépôt: bassin hémipélagique à pélagique avec apports turbiditiques occasionnels.

i₅₋₆ Formation du Torrent de Lessoc (Oxfordien moyen – tardif)

(PLANCHEREL et al. 2012; Membre noduleux, SPICHER 1966, GISIGER 1967; Couches noduleuses, PAGE 1969, ANDREY 1974; Calcaires noduleux, SEPTFONTAINE 1983)

Les calcaires noduleux de la Formation du Torrent de Lessoc sont présents dans les secteurs Im Fang – Euschelspass – Hohberg et Oberrügg–Euschelsflue–Kaiseregg. Ils forment une rupture de pente à la base des parois constituées par les calcaires compacts en gros bancs de la Formation du Moléson. La série consiste en une alternance de sédiments autochtones pélagiques et de resédiments de plateforme néritique (SPICHER 1966, HOMEWOOD & WINKLER 1977, HEINZ & ISENSCHMID 1988).

Les sédiments autochtones sont des calcaires, calcschistes et schistes, micritiques plus ou moins argileux et/ou noduleux, formant habituellement des lits décimétriques, de teintes bigarrées ou uniformes, grises, beiges, blanchâtres, verdâtres, mauve ou lie-de-vin. Les nodules, généralement plus homogènes que leur gangue,

sont limités par des joints stylolitiques. Les différents processus possibles conduisant à la formation des nodules sont discutés par HOMEWOOD & WINKLER (1977, p. 133) et HEINZ & ISENSCHMID (1988, p. 35).

Les sédiments détritiques qui s'intercalent dans la série sont des calcarénites pseudoolithiques en bancs pluridécimétriques, à patine brunâtre, contenant très souvent des lits centimétriques de silex. Encore minoritaires par rapport aux faciès pélagiques autochtones, ces intercalations deviendront prédominantes dans la formation suivante.

Les ammonites de la zone à *Transversarium* sont abondantes, mais souvent corrodées. Au sommet apparaissent les premières *Saccocoma*. La limite supérieure, graduelle, voit la disparition progressive des niveaux noduleux au profit des calcaires en gros bancs, les premiers pouvant réapparaître sporadiquement à la base des seconds.

L'épaisseur, jamais supérieure à une cinquantaine de mètres, varie tant longitudinalement que transversalement par rapport aux structures (ANDREY 1974, GISIGER 1967, PAGE 1969, MONNEY 1990). Au nord de l'anticlinal de la Jogne, elle atteint 10 m au Staldengraben, 30 m aux Recardets et 50 m au Combigabel. Au sud de ce même anticlinal, elle est généralement plus réduite et diminue également du sud-ouest vers le nord-est: une vingtaine de mètres le long de la crête de l'Oberrügg, une dizaine de mètres sous le Kaiseregg et seulement 5 m sous la Schibe. Vers le nord-est, la Formation du Torrent de Lessoc doit être fortement réduite, car elle est regroupée cartographiquement avec les «Calcaires massifs» dans le coin sud-est de la feuille Gurnigel (TERCIER & BIERI 1961). Dans les Préalpes médianes plastiques internes (secteurs Langel–Schafarnisch et Holzerhore–Schnurreloch), elle est absente et les Couches à *Mytilus* passent directement aux calcaires de la Formation du Moléson. Milieu de dépôt: bassin profond.

Secteur Oberrügg–Euschelsflue–Kaiseregg

I_{2-a} Formation du Chauderon, Formation d'Arvel, Couches du Creux de l'Ours, Formation de Rossinière (Sinémurien–Toarcien)

(Formation d'Arvel, BOREL 1997; Couches du Chauderon, METTRAUX 1989; Couches de Rossinière, METTRAUX 1989)

Les niveaux du Jurassique précoce du flanc sud-est de l'anticlinal de la Jogne, ainsi que les affleurements de Wannelsen (en bordure nord de la feuille), ont été regroupés sous un même figuré. En effet, les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis de cartographier distinctement ces unités qui présentent beaucoup de caractéristiques communes. Sous le Chällihorn, cet ensemble est fortement réduit

et ne totalise qu'une vingtaine de mètres d'épaisseur (mais il n'est pas complètement absent, contrairement à ce que montre la carte de GISIGER 1967). Cet ensemble repose directement sur les dolomies du Trias (lacune stratigraphique du Membre d'Agreblierai, de la Formation du Col de Tompey et de la Formation de Plan Falcon). Il en va de même au sud-ouest du Kaiseregg. Au sud-ouest de Jaun, dans le flanc sud de l'anticlinal de la Jogne, on rencontre toutefois quelques pointements du Membre d'Agreblierai en rive gauche de la Jogne.

a-i₁ Formation du Staldengraben: Membre de Soladier et Membre du Verdy (Aalénien–Bajocien)

(SEPTFONTAINE 1983)

Ces deux membres présentent le même faciès que dans le secteur Im Fang – Euschelspass – Hohberg (voir la description ci-dessus, **I₆-i₁**), mais sont diachrones: leur dépôt débute à l'Aalénien seulement. Ils passent vers le haut au Membre du Vanil Carré (**i_{1,2}**) par l'intermédiaire d'un contact stratigraphique normal.

Secteur Langel–Schafarnisch

i_{1-2L} Formation de Sommant: Membre de Langel
(Bajocien tardif – Bathonien)

(SEPTFONTAINE 1983; Langel Serie, FURRER 1979a)

Dans le secteur Langel – Schafarnisch (Préalpes médianes plastiques internes), les dépôts de la fin du Jurassique moyen sont constitués par les faciès néritiques de plate-forme ou de lagon du «Dogger intermédiaire». A Langel, l'unité oolithique qui forme la base de la Formation de Sommant daterait du Bajocien tardif (SEPTFONTAINE 1983). Le calcaire oncolithique qui la surmonte est bien daté du Bathonien. Ces deux unités, qui forment le Membre de Langel, totalisent une épaisseur de 170 m à la localité-type (coord. 2592.88/1164.88). La limite inférieure n'est pas visible. La limite supérieure coïncide avec l'apparition des premiers bancs de calcaires sableux du Membre du Col de Cordon (Couches à Mytilus).

A noter que l'unité oolithique se retrouve également plus au nord dans les Préalpes médianes plastiques externes, où elle forme un biseau de sédimentation. MONNEY (1990) et BOVET (1990) signalent sa présence sur une dizaine de mètres de puissance au contact entre le Membre du Verdy et le Membre du Vanil Carré de la Formation du Staldengraben, au nord du Kaiseregg et au nord de la Schibe. A ces

endroits, en raison de sa faible épaisseur et de son caractère sporadique, cette unité a été regroupée cartographiquement avec le Membre du Verdy.

i_{3C} Couches à *Mytilus*: Membre du Col de Cordon (Callovien)

(DE LORIOU & SCHARDT 1883, SEPTFONTAINE 1983; Langel-Konglomerat + Stockenflue-Kalk, FURRER 1979a)

Le terme de *Couches à Mytilus*, utilisé en 1883 déjà par DE LORIOU & SCHARDT, désigne à l'origine les niveaux bréchiqes, calcaires et schisteux riches en macrofaune (mollusques, échinodermes, brachiopodes) et en débris de charbon, déposés au Jurassique précoce dans les environnements peu profonds du Dogger à *Mytilus* (Préalpes médianes rigides), équivalent latéral du «Dogger intermédiaire» et du «Dogger à *Cancellophycus*» (Préalpes médianes plastiques). Les anciennes subdivisions stratigraphiques de ces niveaux, basées sur le contenu en macrofaune (DE LORIOU & SCHARDT 1883, RENZ 1935), ont été révisées et complétées par FURRER en 1979 (dans la région située entre Boltigen et Blumenstein) puis par SEPTFONTAINE en 1983 (pour l'ensemble des Préalpes suisses et françaises). Nous reprenons ici le découpage de ce dernier auteur, qui définit formellement les Couches à *Mytilus* comme formation. Celle-ci comprend trois membres, de bas en haut: le Membre de Chavanette, le Membre du Rubli et le Membre du Col de Cordon, lesquels seront décrits en détail au chapitre concernant les Préalpes médianes rigides (voir ci-dessous).

Dans le secteur Langel–Schafarnisch, les Couches à *Mytilus* ne sont représentées que par le Membre du Col de Cordon, lui-même subdivisé ici en deux unités: à la base le conglomérat de Langel (FURRER 1979a; Niveau der Klus, WEISS 1949; unité conglomératique de la Chlus, SEPTFONTAINE 1983, p. 29), constitué de calcaires détritiques (calcarénites) en gros bancs (20–50 cm), dans lesquels s'intercalent des conglomérats à éléments siliceux arrondis. S'y superpose l'unité du Col de Cordon (SEPTFONTAINE 1983; Stockenflue-Kalk, FURRER 1979a; «Korallencallovien», BECK & GERBER 1925), constituée de bancs calcaires métriques, mal stratifiés, de patine gris clair et gris-brun à la cassure, qui contiennent de nombreux grains de quartz ainsi que des fossiles de coraux et bivalves. Épaisseur totale: environ 70 m. Âge: dans le secteur Langel–Schafarnisch, les Couches à *Mytilus* sont datées du Callovien (SEPTFONTAINE 1983, p. 30).

La limite supérieure des Couches à *Mytilus* – plus précisément du Membre du Col de Cordon – avec la Formation du Moléson est difficile à distinguer en raison de l'absence des calcaires noduleux de la Formation de Lessoc entre ces deux unités aux macrofaciès très semblables (voir ci-dessous).

Secteur Holzerhore–Schnurreloch

Ce secteur s'individualise par la présence de la Formation de Heiti (Jurassique précoce), et par la disparition des niveaux oolithiques de l'Hettangien (Membre d'Agreblierai) au profit de calcaires micritiques et de marnes (Membre du Bois de Luan) dans la Formation de la Vudalla. Par ailleurs, les calcschistes fossilifères et charbonneux du Membre du Rubli (Couches à *Mytilus*) s'y sont déposés durant le Jurassique moyen.

l₂.i₁ **Formation de Heiti** (Sinémurien–Bajocien)

(BOREL 1997; Couches de Heiti, METTRAUX 1989; Heitischichten, SEPTFONTAINE 1983; Lias der Heitizone, BECK & GERBER 1925)

La Formation de Heiti consiste en une alternance de marnes et de calcaires siliceux contenant de nombreux spicules d'éponges et des débris d'entroques, déposés en bancs bien individualisés.

La limite inférieure avec le Membre du Bois de Luan (Formation de la Vudalla) est graduelle, marquée par l'augmentation des intervalles marneux entre les bancs calcaires, lesquels deviennent par ailleurs de plus en plus siliceux. La limite supérieure avec les Couches à *Mytilus* est relativement nette.

Cette série monotone s'est formée sur une plate-forme interne (domaine briançonnais) et constitue l'équivalent latéral des sédiments suivants, déposés plus au nord-ouest (domaine subbriançonnais): Formation de la Grande Bonavau, Formation du Petit Liençon, Couches du Creux de l'Ours, Formation de Rossinière et probablement aussi Membres de Soladier et du Verdy de la Formation du Staldengraben.

La Formation de Heiti présente sur l'emprise de la feuille Boltigen correspond à la «Heiti - Zone Sud» de THURY (1973), datée du Sinémurien au Bajocien moyen. THURY (1973, p. 17) suppose une sédimentation continue jusqu'à la base des Couches à *Mytilus*, lesquelles débutent au Bajocien tardif, sans avoir cependant d'argument. Cette hypothèse est confirmée plus tard par FURRER (1979a, p. 632) qui découvre dans ce secteur, environ 30 m sous le contact avec les Couches à *Mytilus*, des ammonites attribuées à l'Aalénien–Bajocien. Milieu de dépôt: plate-forme soumise à l'action des tempêtes (METTRAUX 1989). Epaisseur: 100 à 400 m.

i_{1,3} Couches à Mytilus: Membre du Rubli et Membre du Col de Cordon
(Bajocien tardif – Callovien)

(DE LORIOL & SCHARDT 1883, SEPTFONTAINE 1983; Niveau mit Kohlenflözen, Lumlachellen und Korallen, marin-neritische, z.T. brackische Kalke und Stockenflue-Kalk, FURRER 1979a)

Au Holzerhore, les Couches à Mytilus sont représentées principalement par le Membre du Col de Cordon (voir description ci-dessus), qui s'étend ici du Bajocien tardif au Callovien. Une trentaine de mètres appartenant au Membre du Rubli y sont interstratifiés à la base (unité des Calcschistes fossilifères, qui contiennent les niveaux de charbons exploités dans les mines de la région) et au sommet (unité du Calcaire foncé) (SEPTFONTAINE 1983, p. 65-68; THALMANN 1990, p. 46).

Dans les secteurs Langel–Schafarnisch et Holzerhore–Schnurreloch, les Couches à Mytilus passent directement, vers le haut, à la Formation du Moléson, par l'intermédiaire d'une disconformité non érosive (SEPTFONTAINE 1983), parfois marquée sur le terrain par un niveau condensé (HEINZ & ISENSCHMID 1988). Or, les calcaires de ces différentes unités du Jurassique peuvent présenter macroscopiquement de fortes analogies. C'est le cas notamment entre la base de la Formation du Moléson (unité des calcaires sublithographiques, SEPTFONTAINE 1983), qui montrent une cassure brun-gris à brun foncé, similaire à celle des calcaires foncés des Couches à Mytilus, avec lesquels ils ont d'ailleurs souvent été confondus par les anciens auteurs. Là où ils ne sont que faiblement détritiques, les calcaires du Membre du Col de Cordon sont également difficiles à distinguer des calcaires massifs de la Formation du Moléson sans avoir recours aux lames minces (absence de quartz détritique dans la Formation du Moléson, lequel peut atteindre 5 à 10 % dans le Membre du Col de Cordon). Ces similitudes entre les faciès du Jurassique moyen et du Jurassique tardif, l'absence d'un faciès marneux au contact et la position de celui-ci, souvent situé en falaise, rendent leur cartographie difficile à établir précisément.

i_{7,c1} Formation du Moléson (Kimméridgien – Berriasien précoce)

(PLANCHEREL et al. 2012; Klippenmalm p.p., WEISS 1949; Formation des calcaires massifs p.p., SPICHER 1966, GISIGER 1967; Calcaires en gros bancs, PAGE 1969, ANDREY 1974; Massivkalk p.p., HEINZ & ISENSCHMID 1988)

Durant le Jurassique tardif, les conditions de sédimentation redeviennent homogènes dans le bassin des futures Préalpes médianes plastiques, où se déposent les calcaires de la Formation du Moléson. L'ancienne appellation de «Calcaires massifs» n'est pas très adaptée dans les Préalpes médianes plastiques, contrairement à la situation dans les Préalpes médianes rigides (Formation de la Dorfflüe, constituée effectivement de calcaires massifs). Bien qu'elle soit d'allure massive et

sans stratification apparente dans les Préalpes médianes internes (Holzerhore par exemple), la Formation du Moléson constitue en effet dans les Préalpes médianes externes davantage une épaisse série de calcaires en gros bancs (Kaiseregg par exemple). On trouvera chez ISENSCHMID (1983, p. 13) un tableau des différentes subdivisions lithologiques du Jurassique tardif des Préalpes médianes.

Dans les Préalpes médianes plastiques externes, la Formation du Moléson consiste donc en une série d'allure certes massive, mais constituée de gros bancs, qui détermine de hautes parois rocheuses et qui forme l'ossature morphologique du terrain. Deux groupes de sédiments interstratifiés s'y distinguent: carbonates détritiques resédimentés depuis une plate-forme située au sud-est et calcaires pélagiques autochtones. A la base, les resédiments prédominent. De granulométrie très variable (calculitites à calcirudites), à patine claire et cassure grise, beige ou brune, ils sont souvent laminés et granoclassés et correspondent à des turbidites (HOMEWOOD & WINKLER 1977). Ils contiennent péloïdes, ooïdes, oncoïdes, intraclastes, échinodermes, algues, foraminifères benthiques, bivalves, brachiopodes et bryozoaires. Le sommet des bancs détritiques passe généralement graduellement aux calculitites à éléments pélagiques. Les calcaires autochtones pélagiques sont quant à eux des calculitites homogènes, à patine et cassure claire, qui contiennent radiolaires, *Globochaete*, *Saccocoma*, calcisphères, protoglobigérines, céphalopodes et calpionelles au sommet. Entre la série à resédiments et les calcaires à calpionelles sommitaux, une récurrence métrique à décamétrique du faciès noduleux, marneux et verdâtre, connue sous le nom de Série d'Albeuve (WEISS 1949) peut apparaître dans l'anticlinal de la Jogne; elle n'a pas été individualisée sur la carte. Les calcaires à calpionelles du sommet de la série sont généralement très clairs, mieux lités et riches en silex. Ils passent graduellement aux calcaires plaquetés de la Formation des Sciernes d'Albeuve. Les calpionelles indiquent que la limite Jurassique-Crétacé se situe au sein de la Formation du Moléson (SPICHER 1965, BRAILLARD 1998). Epaisseur moyenne: 150–300 m. Milieu de dépôt: bassin avec sédimentation pélagique et turbiditique en alternance.

Les Plastiques internes correspondaient, durant le Jurassique tardif, à une zone de transition située entre la plate-forme briançonnaise au sud-est et le bassin sub-briançonnais au nord-ouest. Cette «bypass slope» (HEINZ & ISENSCHMID 1988) constituait alors la zone de provenance des resédiments déposés dans le bassin au nord-ouest. Par conséquent, l'épaisseur de la Formation du Moléson y est nettement plus réduite qu'au nord-ouest, de l'ordre d'une cinquantaine de mètres seulement (40 m dans la région du Walopsee, 60 m au Holzerhore, THALMANN 1990). Au nord-ouest d'Oberwil, soit dans la partie la plus interne des Préalpes médianes plastiques internes, les affleurements suggèrent une épaisseur particulièrement réduite de la Formation du Moléson. Ceci est en accord avec la stratigraphie rencontrée lors du creusement de la galerie de mine de charbon du Râmesgrabe, à l'ouest de Waldried (coord. 2597.530/1167.175/1090 m), qui n'a traversé qu'une dizaine de mètres de

«Calcaires massifs» entre les Couches Rouges et les Couches à *Mytilus* (ESCHER 1944). Du point de vue lithologique, on y rencontre des faciès similaires à ceux des Plastiques externes (avec toutefois peu de resédiments), mais également des faciès proches de ceux des Rigides externes, dans un empilement toutefois aberrant par rapport à ces dernières (HEINZ & ISENSCHMID 1988). Dans les Plastiques internes, la limite inférieure de la Formation du Moléson correspond à une lacune stratigraphique (absence des calcaires noduleux oxfordiens de la Formation du Torrent de Lessoc au-dessus des Couches à *Mytilus*). La limite supérieure est également érosive dans la partie la plus interne des Plastiques internes (passage direct aux Couches Rouges).

c_{1.4} Formation des Sciernes d'Albeuve (Berriasien–Barrémien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Formation des calcaires plaquetés, SPICHER 1966; Néocène, BOLLER 1963)

Les calcaires plaquetés de la Formation des Sciernes d'Albeuve affleurent largement dans le Breccaschlund ainsi que sur les deux flancs du synclinal Schafberg – Widdergalm – Schibe, où ils forment des pentes régulières souvent assez raides. Gris clair à l'altération, ces petits bancs calcaires épais de 10 cm en moyenne (5–20 cm) ont une pâte très fine et homogène qui provoque une cassure conchoïdale. Ils présentent alors une couleur beige-olive parsemée de taches aux dimensions variables (de quelques millimètres à quelques centimètres) et dont les bords sont imparfaitement circonscrits, parfois même confluent avec la teinte générale. Ces taches augmentent vers le haut de la série, parallèlement à l'épaisseur des joints pélitiques, lesquels favorisent le développement de replis dysharmoniques. Des lentilles et rognons de silex sont présents dans l'ensemble de la formation, ainsi que, plus rarement, de petits amas globuleux de pyrite. Des intercalations détritiques à éléments néritiques de plate-forme peuvent encore être présentes à la base de la série. Les calpionelles (à la base) et les foraminifères planctoniques (au sommet) permettent de dater la Formation des Sciernes d'Albeuve du Berriasien au Barrémien. Le milieu de dépôt est semblable à celui de la fin du Jurassique: pélagique, avec au début encore quelques apports de resédiments par des courants de turbidité. La limite inférieure consiste en un intervalle de transition, réalisé sur une dizaine de mètres, qui voit la diminution de l'épaisseur des bancs, la disparition progressive des niveaux détritiques, l'augmentation du nombre de lentilles de silex et l'apparition des taches de bioturbation.

L'épaisseur est difficile à mesurer à cause des replis. Elle est estimée à 150 m dans les Préalpes médianes externes (BOLLER 1963) et diminue en direction du sud-est. La Formation des Sciernes d'Albeuve est encore présente dans le secteur Langel – Schafarnisch, où elle totalise 10 à 50 m d'épaisseur et où elle contient, associées aux calcaires micritiques, des calcarénites parfois riches en bélemnites et en grains

de glauconie et de phosphates, interprétées comme des dépôts de tempête distale (coupe de Rhorboden, coord. 2590.76/1163.65; BOSSY 1998; PYTHON-DUPASQUIER 1990). La Formation des Sciernes d'Albeuve est absente dans la partie la plus interne des Préalpes médianes plastiques (secteur Holzerhore – Schnurreloch).

c₅₋₉ Formation de l'Intyamon (Aptien – Turonien moyen)

(PYTHON-DUPASQUIER 1990; Complexe schisteux intermédiaire, CHENEVART 1945, SPICHER 1966, PAGE 1969, ANDREY 1974; Formation de Luchernalp p.p., GISIGER 1967)

La Formation de l'Intyamon est présente sur les deux flancs du synclinal Schafberg–Widdergalm–Schibe, où elle forme une rupture morphologique bien marquée entre la Formation des Sciernes d'Albeuve et les Couches Rouges. Elle affleure également dans les deux flancs de l'anticlinal de la Jogne. Sa localité-type se situe sur la feuille Boltigen, à l'WSW du chalet de Roter Sattel (coord. 2585.90/1159.44). Le terme «Intyamon» a toutefois été préféré à celui de «Roter Sattel» en raison de la forte connotation «rouge», inappropriée à l'appellation de cette série habituellement sombre. D'autre part, même si la coupe de Roter Sattel est probablement la plus complète des Préalpes romandes, la vallée de l'Intyamon compte de très nombreux affleurements de cette formation (PYTHON-DUPASQUIER 1990).

Il s'agit d'une alternance de minces bancs calcaires (épaisseur moyenne: 10 cm) plus ou moins argileux et de marnes schisteuses sombres. Les calcaires gris clair, parfois légèrement rouges ou verts, ont une cassure franche et subconchoïdale. Les calcaires foncés sont en général siliceux ou marneux et abondamment bioturbés. Les marnes sont gris foncé, allant parfois jusqu'au noir et les niveaux les plus argileux sont noirs ou verts. Trois intervalles marneux particulièrement riches en matière organique (jusqu'à 7 % de carbone organique total), qui forment à Roter Sattel de petits couloirs d'érosion, correspondent aux événements anoxiques globaux 1a, 1b + 1c et 2 (PYTHON-DUPASQUIER 1990; STRASSER et al. 2001). L'abondance en foraminifères planctoniques a permis de dater la Formation de l'Intyamon de l'Aptien au Turonien moyen et de mettre en évidence une lacune sédimentaire durant l'Albien précoce.

La limite inférieure est nette, soulignée par le premier niveau marneux sombre au sommet des calcaires plaquetés de la Formation des Sciernes d'Albeuve. La limite supérieure est soit graduelle, marquée par le développement de calcaires marneux rouges de la Formation de Rote Platte (à Roter Sattel par exemple), soit nette, soulignée par une surface perforée traduisant un hiatus (à Chlus par exemple, coord. 2593.42/1164.79, où les Couches Rouges tertiaires surmontent la Formation de l'In-

tyamon). D'une puissance de 70 m à la localité-type ainsi qu'au Chällihorn, la formation est réduite à une vingtaine de mètres – voire totalement absente – dans les Préalpes médianes internes. Milieu de dépôt: rampe pélagique à hémipélagique avec intercalations de tempestites distales (PYTHON-DUPASQUIER 1990).

Groupe des Couches Rouges

Présentes essentiellement dans le cœur du synclinal Schafberg – Widdergalm – Schibe, les Couches Rouges forment une alternance de petits bancs calcaréomarneux, qui a été subdivisée en trois formations composées de plusieurs membres et séparées par d'importantes lacunes sédimentaires (GUILLAUME 1986). De la base au sommet, il s'agit des Formations de Rote Platte et des Forclettes (Crétacé tardif) surmontées par la Formation des Chenaux Rouges (Eocène précoce). La diversité lithologique des Couches Rouges, les lacunes d'érosion et/ou de dépôt, la présence de niveaux condensés et de hardgrounds, ainsi que les variations d'épaisseur témoignent de la complexité de la sédimentation de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire, caractérisée par des variations eustatiques et un régime tectonique compressif. Le milieu de dépôt des Couches Rouges correspondait à un bassin peu profond (200 à 500 m au maximum), parcouru de hauts-fonds (0 à 50 m), qui a connu deux phases émerives principales au Campanien – Maastrichtien précoce (au-dessus de la Formation de Rote Platte) et au Danien-Thanétien (au-dessus de la Formation des Forclettes).

Les différences lithologiques entre les trois formations des Couches Rouges sont parfois subtiles et, dans de tels cas, le contenu micropaléontologique – toujours très abondant – doit être utilisé pour une attribution certaine. Si une connaissance rudimentaire des genres et de quelques marqueurs de foraminifères planctoniques du Crétacé tardif et de l'Eocène permet de cartographier sur le terrain au niveau de la formation (à l'aide d'une loupe 20x), ce travail reste toutefois très laborieux. Dans les cas d'affleurements discontinus, tectonisés, replissés ou peu accessibles, cette distinction entre Couches Rouges crétacées – largement dominantes sur le territoire couvert par la feuille Boltigen – et tertiaires n'a pas été réalisée. Toutefois, les affleurements de la Formation des Chenaux Rouges connus ou repérés lors de la cartographie, mais trop petits pour être reportés (ou dont les limites n'ont pas pu être précisées) sont mentionnés sur la carte par un symbole.

Précisons encore que, si les Couches Rouges peuvent effectivement être rouges, elles ne le sont cependant pas forcément toujours. Ce sont les oxydes ferriques (Fe^{3+} , hématite principalement) qui donnent aux roches leur couleur rouge; les teintes vertes et grises résultent d'un mélange de composés ferriques et ferreux (Fe^{2+}). Les oxydes de fer, finement dispersés dans la matrice, ne dépassent jamais 2% en volume (GUILLAUME 1986, p. 103) et il existe une corrélation positive entre la teneur en minéraux argileux (essentiellement de la montmorillonite et de l'illite)

et la coloration rouge. En effet, une forte teneur en carbonates, qui peut atteindre 98 % dans les niveaux gris, confère une forte alcalinité au milieu et favorise les composés ferreux. À l'inverse, une forte teneur en argile déplace l'équilibre en faveur de la formation d'oxyde ferrique.

L'épaisseur des Couches Rouges est difficile à mesurer en raison des nombreux replis. Elle est estimée à 120 m (environ 80 m de Couches Rouges crétacées pour 40 m de Couches Rouges tertiaires) dans le flanc sud de l'anticlinal de la Jogne, et à environ 150 m (de Couches Rouges essentiellement crétacées) dans le cœur du synclinal Schafberg – Widdergalm – Schibe. On trouvera chez GUILLAUME (1986) des cartes schématiques de répartition des différents membres des trois formations du Groupe des Couches Rouges, à l'échelle des Préalpes médianes, ainsi qu'une liste détaillée de coupes mentionnant les différentes formations rencontrées.

c₉₋₁₃ Formation de Rote Platte et Formation des Forclettes
(Turonien tardif – Maastrichtien tardif)

(GUILLAUME 1986)

La Formation de Rote Platte consiste en une alternance régulière de bancs calcaréo-marneux d'épaisseur variable (3–10 cm), de couleur souvent rouge, parfois rose ou grise, qui transgressent successivement du nord vers le sud sur un substratum érodé d'âge Crétacé moyen (Formation de l'Intyamon), Crétacé précoce (Formation des Sciernes d'Albeuve) ou Jurassique tardif (Formation du Moléson).

Les bancs de la Formation des Forclettes sont en revanche nettement plus carbonatés, d'épaisseur oscillant autour de 5 cm et de couleur généralement grise. Ils reposent en continuité stratigraphique apparente sur la Formation de Rote Platte (au Schafberg par exemple), éventuellement séparés de cette dernière par une surface d'érosion peu visible (à l'WSW de Roter Sattel par exemple). L'importante lacune du Campanien et du Maastrichtien précoce (env. 13 Ma) ne se traduit ainsi que par un léger contraste de teinte et de lithologie. Le sommet de la Formation des Forclettes est constitué d'un conglomérat (conglomérat de Beaumont, GUILLAUME 1986, p. 59), qui se reconnaît aisément à sa couleur généralement rouge foncé, parfois verte à taches rouges. Généralement épais de quelques mètres seulement, il peut atteindre plusieurs dizaines de mètres là où il a échappé à l'érosion paléocène (30 m au Schafberg par exemple). Le toit de la formation est marqué par une surface durcie (hardground de Roter Sattel, GUILLAUME 1986, p. 65), auquel se superpose une croûte minéralisée et stromatolithique d'âge tertiaire. Le hardground est phosphaté, plus rarement silicifié, et sa surface bosselée est souvent creusée de conduits, correspondant vraisemblablement à des *Thalassinoides* isp., dont le remplissage détritique rouge tranche par rapport à la micrite gris-beige sous-jacente. Ce hardground, ainsi que la croûte minéralisée qui le recouvre, sont particulièrement bien visibles à

l'WSW du chalet de Roter Sattel (localité de référence, coord. 2585.970/1159.085), où l'érosion les a mis au jour sur une grande surface. Le hardground représente une lacune de sédimentation d'environ 5 Ma (Paléocène précoce), respectivement de 12 Ma si l'on y ajoute la période de formation présumée de la croûte minéralisée (Paléocène tardif).

e₃ **Formation des Chenaux Rouges** (Yprésien)

(GUILLAUME 1986)

La base de la Formation des Chenaux Rouges est constituée par la croûte minéralisée et stromatolithique mentionnée ci-dessus. Epaisse de 1 à 15 cm, elle contient localement des lentilles calcarénitiques (Calcarénite de la Hochmatt, GUILLAUME 1986, p. 74). Les minéralisations, dont on trouvera des analyses chez GUILLAUME (1986, p. 72), lui confèrent un lustre métallique tout à fait remarquable. Ces niveaux minéralisés sont attribués au Paléocène tardif. Ils ont également été décrits et interprétés par BERTRAND & WEIDMANN (1979) dans la région de l'Hongrin, où ils reposent sur la Formation des Sciernes d'Albeuve. Le corps de la Formation des Chenaux Rouges est constitué par des calcaires argileux à débit schisteux, de couleur rouge à rouge foncé, dans lesquels s'intercalent de minces bancs calcaires gris clair.

Au nord de la Pointe de Balachaux (coord. 2585.08/1164.72/1900 m) un petit affleurement montre la Formation des Chenaux Rouges qui repose sur la Formation des Sciernes d'Albeuve par l'intermédiaire d'un contact apparemment stratigraphique (ANDREY 1974, p. 215-218). Une situation similaire se retrouve au nord-est du chalet de Chlus, dans la retombée du flanc sud de l'anticlinal de Langel (coord. 2593.39/1164.77/1340 m), où la Formation des Chenaux Rouges repose directement sur la Formation de l'Intyamon (SIDLER 1977, p. 59-64; PYTHON-DUPASQUIER 1990, p. 63; THALMANN 1990, p. 79-89). Il en va probablement de même dans le Sattelbach (sud de Jaun) entre les cotes 1040 et 1100 m. Ces importantes lacunes témoignent de phases d'érosion et/ou de non-dépôt à mettre en relation avec la tectonique active de la fin du Crétacé.

La limite supérieure n'est jamais visible sur le territoire couvert par la feuille Boltigen. Sur le territoire de la feuille 1245 Château-d'Oex, CARON & al. (1980a) ont montré que les Couches Rouges tertiaires passent graduellement au Flysch des Préalpes médianes (Formation de Cuvigne Derrey, PLANCHEREL et al. 2012), par l'intermédiaire d'une alternance de lits marneux, micacés, rouges et beiges, à rares intercalations de grès fin en bancs de cinq centimètres («couches de passage», CARON & al. 1980a).

f_{WC} Mélanges des Coulaytes (Eocène moyen – Eocène tardif?)

(PLANCHEREL et al. 2012; Flysch à lentilles de Couches Rouges p.p., BADOUX 1960, 1962)

Ce mélange, formation chaotique et désordonnée, est constitué de pélites sombres qui emballent des lentilles de toutes tailles (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres) provenant essentiellement du démantèlement de la nappe des Préalpes médianes. Ces lentilles sont surtout constituées de Couches Rouges, mais aussi de calcaires compacts de la Formation du Moléson, de cornieule et de blocs de grès, ces derniers provenant soit de la Formation de Cuvigne Derrey (Flysch des Préalpes médianes) sous-jacente, soit des Préalpes supérieures. La matrice du mélange n'est pas datée précisément.

Le Mélanges des Coulaytes a une extension très réduite dans les Préalpes médianes plastiques et est peu visible. On peut toutefois en observer un bon affleurement qui perce à travers l'éboulis du ravin de Sulzbruch (coord. 2598.32/1168.12/1290 m): sur environ 20 m de puissance, alternance de siltites beiges carbonatées qui se débitent en fines lamelles, avec quelques minces niveaux de grès gris-roux associés. Il s'agit là certainement d'une lentille de la Formation de Cuvigne Derrey (voir description dans le chapitre Préalpes médianes Rigides) emballée dans le Mélanges des Coulaytes. Une cinquantaine de mètres à l'ouest, dans un compartiment tassé, le sommet des Couches Rouges passe directement à un mélange constitué de siltites noires et vertes contenant des bancs lenticulaires de calcaires gréseux, sans flysch ni «couches de passage» intercalés. D'autres petits affleurements de flysch et wildflysch se situent non loin, au nord-est d'Oberwil (coord. 2600.30/1168.82), ainsi qu'au nord-est de la Spitzflue (coord. 2587.98/1166.03, voir description d'ANDREY 1974, p. 225), et à l'est du chalet du Soldat (mélange contenant une lentille de Couches Rouges).

La Formation de Cuvigne Derrey, dont la présence en continuité stratigraphique au-dessus des Couches Rouges n'a toutefois pas été observée dans la nappe des Préalpes médianes sur le territoire de la feuille Boltigen, a été datée sur le territoire de la feuille 1245 Château-d'Oex de l'Eocène moyen (Lutétien) sur la base de nannofossiles calcaires et de foraminifères planctoniques (CARON et al. 1980a; GUILLAUME 1986). La mise en place du Mélanges des Coulaytes, qui surmonte la Formation de Cuvigne Derrey et/ou en contient des lentilles, n'est pas connue mais doit lui être postérieure (Eocène moyen? – Eocène tardif?).

PRÉALPES MÉDIANES RIGIDES

t₃ Formation de Champcella (Ladinien)

(MÉGARD-GALLI & BAUD 1977)

Cette formation est subdivisée de manière informelle, du bas vers le haut, en : Calcaires rubanés, Dolomies cendrées, Couches à *Costatoria goldfussi* et Dolomies brunes. Ces unités ne sont présentes que sur une petite portion de la feuille Boltigen, dans le cirque de Schwende (coin sud-est de la feuille). L'ensemble peut atteindre 340 à 550 m d'épaisseur (BAUD 1972), mais, sur la feuille Boltigen, la succession démarre vraisemblablement dans la partie sommitale des «Calcaires rubanés» seulement, comme en témoigne un affleurement de bord de route (coord. 2602.225/1158.780/1380 m) qui présente des calcaires bien stratifiés en bancs épais (30 à 50 cm), gris-jaune à l'altération et gris foncé à la cassure. Les niveaux intermédiaires (Dolomies cendrées, Couches à *Costatoria goldfussi*) sont difficiles d'accès. Les Dolomies brunes, qui constituent le sommet de cette unité, sont quant à elles visibles 150 m à l'est du chalet de Chumli (coord. 2602.18/1158.38/1510 m), où elles forment une alternance bien stratifiée de bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur, beiges à l'altération et gris foncé à brun foncé à la cassure.

t_r Cornieule

Tout comme dans les Préalpes médianes plastiques (voir ci-dessus), il s'agit d'une brèche dolomitique à ciment calcaire, d'aspect souvent vacuolaire en surface (dissolution des éléments dolomitiques), à rares fragments d'argilites, de couleur gris-beige à jaune-ocre. On la rencontre essentiellement à la base de l'échelle des Gastlosen et de son prolongement nord-est (Bäderhore, Mittagflue), associée à la Formation des Erpilles.

t₄ Formation des Erpilles (Carnien?)

(PLANCHEREL et al. 2012; Formation bréchiq, BAUD 1972; Complexe bréchiq, LOMBARD et al. 1975)

Cette unité consiste en une alternance de dolomies et calcaires souvent bréchiq, comprenant également des marnes schisteuses jaunes à grises. On peut y rencontrer des dolomies claires en petits bancs (5 à 10 cm), à patine blonde et cassure grise, des dolomies bréchiq, des brèches à éléments dolomitiques et/ou calcaires, ainsi que des calcaires dolomitiques bruns formant des bancs épais (30 à 50 cm). Le faciès bréchiq est variablement exprimé: tantôt il s'agit de brèches à éléments centimétriques bien triés, tantôt de brèches grossières hétérogènes pour

lesquelles la taille des éléments peut atteindre un à plusieurs mètres. Dans ce dernier cas, l'aspect bréchiq ue n'apparaît pas au premier regard et se rapproche d'une stratification chaotique.

La Formation des Erpilles affleure principalement en deux endroits sur le territoire de la feuille Boltigen: à l'est du Girehore (Préalpes médianes rigides internes) et au pied nord de la chaîne Gastlosen-Bäderhore (Préalpes médianes rigides externes supérieures). Dans le premier cas, elle fait graduellement suite à la Formation de Champcella (calcaires massifs rubanés et dolomies du Ladinien) et est attribuée au Carnien. Dans le second cas, elle constitue la base de la série des Rigides et, en l'absence de fossiles, est également attribuée au Carnien sur la base de l'analogie de faciès.

Trois petits affleurements situés à la base de l'écaille de la Mittagflue (prolongement vers l'est de l'écaille Gastlosen-Bäderhore) ont été rattachés à la Formation des Erpilles, sur la base des descriptions de THALMANN (1990): dolomie microgrenue, laminée, associée à des niveaux sablo-gréseux (Nüschlete, coord. 2594.09/1164.73/1560 m), brèches dolomitiques superposées à des marnes et pérites bigarrées contenant de fins niveaux de grès verts (entre Mittagflue et Holzerhore, coord. 2594.46/1165.15/1740 m), dolomie microgrenue (Ramsere, coord. 2596.05/1165.65/1340 m). Un petit affleurement de cornieules situé dans le Menigbach (coord. 601.80/161.52/1330 m) a également été rattaché à la Formation des Erpilles.

Cette unité traduit une instabilité tectonique durant le Carnien, à l'origine d'escarpements générateurs de brèches et glissements synsédimentaires (BAUD ET MÉGARD-GALLI 1975). Sa limite supérieure est relativement subtile: au sein des brèches dolomitiques apparaissent des éléments roulés de silex corné (aux Gastlosen notamment, CHENEVART 1945), témoins d'une hypothétique couverture liasique érodée (SEPTFONTAINE 1983), qui marquent la base des Couches à *Mytilus*.

a-i₃ Couches à *Mytilus* (?Aalénien–Callovien)

(DE LORIOU & SCHARDT 1883, SEPTFONTAINE 1983)

SEPTFONTAINE (1983) subdivise les Couches à *Mytilus* en trois membres, du bas vers le haut:

Le *Membre de Chavanette* désigne les niveaux de transgression situés à la base des Couches à *Mytilus*. Il s'agit de brèches et microbrèches à éléments essentiellement dolomitiques et calcaréo-dolomitiques (remaniés des unités du Trias), rarement siliceux (remaniés d'une hypothétique couverture liasique), qui alternent avec (ou sont surmontées par) des marnes à charbon grises à gris-brun et des bancs de grès de coloration rouille. Au sommet, des structures paléokarstiques, visibles notamment dans le Mattenwald (BRAILLARD 1998; coord. 2589.43/1160.69/1315 m),

indiquent une émergence entre le dépôt des Membres de Chavanette et du Rubli (SEPTFONTAINE 1983).

Le *Membre du Rubli* se distingue aisément des unités qui l'encadrent de par l'alternance marno-calcaire dont il est constitué. Deux types lithologiques forment cette alternance: des calcschistes fossilifères (marnes, calcaires marneux et calcaire brun foncé pétri de bivalves) et un calcaire micritique foncé, riche en oncolithes et foraminifères, gris-brun à la patine et brun foncé à la cassure, qui forme des bancs décimétriques à métriques.

Le *Membre du Col* de Cordon (Stockenflue-Kalk, FURRER 1979 a) est massif et forme un relief accusé dans la topographie. Il s'agit de bancs calcaires métriques, mal stratifiés, de patine gris clair et gris-brun à la cassure, qui contiennent de nombreux grains de quartz détritiques ainsi que des fossiles de coraux et bivalves. Sa limite supérieure est marquée par une disconformité non érosive, visible uniquement en microfaciès: les quartz disparaissent dans la Formation de la Dorfflüe au profit de micro-oncolithes d'environ 250 µm. De plus, l'association de foraminifères benthiques change complètement avec l'apparition, à l'Oxfordien, de formes de mer ouverte (*Miliolina*, *Lagenina*).

L'âge des brèches qui forment la base du Membre de Chavanette n'est pas connu avec certitude, mais estimé à l'Aalénien-Bajocien (SEPTFONTAINE 1983, p. 78). Le sommet du Membre du Col de Cordon est daté du Callovien terminal.

Les Couches à *Mytilus* forment une bande discontinue d'affleurements qui longe le pied nord-ouest de l'écaïlle des Gastlosen et de son prolongement nord-est (Bäderhore, Mittagflue, Festi). Le faciès le plus souvent rencontré est celui du Membre du Rubli. Le Membre de Chavanette est souvent recouvert d'éboulis et le Membre du Col de Cordon n'est que très rarement accessible en raison de sa position, souvent dans les premiers contreforts d'abruptes parois. Du point de vue cartographique, la limite inférieure est placée à l'apparition des premiers niveaux charbonneux au sein des brèches dolomitiques (Membre de Chavanette) et la limite supérieure à la disparition des niveaux marneux (Membre du Rubli).

Épaisseur probable: 120 m.

i₅-c₁ Formation de la Dorfflüe (Oxfordien – Berriasien précoce)

(Calcaires massifs, Massivkalk, HEINZ & ISENSCHMID 1988; Klippenmalm, WEISS 1949)

La Formation de la Dorfflüe désigne les «Calcaires massifs» des Préalpes médianes rigides, formant des barres de calcaire compact gris à gris clair à la patine et brun foncé, gris, beige ou encore parfois bleuté à la cassure, à stratification souvent invisible et rares nodules de silice. Cette formation détermine d'imposantes parois rocheuses (Gastlosen, Mittagflue, Niderhore), qui font le bonheur des varappeurs

depuis le début du 20^e siècle. On trouvera chez le géologue DE GIRARD (1921) les récits, parfois épiques, des premières ascensions réalisées dans les Gastlosen.

A la suite de leurs travaux de thèses respectifs (ISENSCHMID 1983, HEINZ 1985), HEINZ & ISENSCHMID (1988) proposent une subdivision des Préalpes médianes rigides en deux secteurs paléogéographiques : les Préalpes médianes rigides externes et les Préalpes médianes rigides internes.

Dans les Préalpes médianes rigides externes (Gastlosen, Bäderhore, Mittagflue, Festi), on rencontre, de la base vers le sommet : des calcaires micritiques pseudo-oolithiques de patine gris foncé et brun foncé à la cassure (Pfad-Mikrofazies), des calcaires bioclastiques (algues calcaires, échinodermes, coraux, bryozoaires, ...) gris autant à la cassure qu'à la patine (Rindenkorn-Mikrofazies), des bancs épais de calcaires oolithiques, gris clair à l'altération et légèrement beiges à la cassure (Gastlosen-Oolith), et finalement des calcaires à dominante micritique contenant des calpionelles, des *Saccocoma* et des *Globochaete* (Wandfluh-Mikrofazies).

Dans les Préalpes médianes rigides internes (Niderhore, Girehore) la succession est la suivante : calcaires micritiques foncés en gros bancs (Muttenthal-Mikrofazies), calcaires bioclastiques grossiers gris clair, comprenant notamment des coraux et décrits au Niderhore par WEISS (1949) comme «Korallenriffkalke» (Gummfluh-Mikrofazies), calcaires biomicritiques massifs en gros bancs beige clair à gris à la cassure (Untere Amsleregrat-Mikrofazies), et finalement des biomicrites gris foncé en gros bancs qui contiennent un horizon à characées, témoin d'une émergence probable de la plate-forme (Obere Amsleregrat-Mikrofazies).

La limite inférieure est délicate à placer précisément en raison de la similitude de faciès entre les lithologies du sommet des Couches à Mytilus (calcaires massifs en gros bancs du Membre du Col de Cordon) et de la base de la Formation de la Dorfflüe. La limite supérieure, très bien visible, est marquée quant à elle par une importante lacune. Les Couches Rouges crétacées (ou localement tertiaires) reposent sur la Formation de la Dorfflüe par l'intermédiaire, dans les Préalpes médianes rigides externes, de la Calcarénite de la Plagersflue (voir ci-dessous). Manquent par conséquent les dépôts du Crétacé précoce (Formation des Sciernes d'Albeuve et essentiel de la Formation de l'Intyamon).

Ces calcaires de plate-forme se sont déposés de l'Oxfordien précoce au Tithonien tardif dans les Préalpes médianes rigides internes et probablement jusqu'au Berriasien précoce dans les Préalpes médianes rigides externes (HEINZ & ISENSCHMID 1988). Ils débutent par des sédiments subtidiaux à la suite de la submersion de la plate-forme et se terminent par un faciès lagunaire avec des niveaux d'eau douce (Préalpes médianes rigides internes) suivis d'une émergence et de la lacune du Crétacé précoce.

Épaisseur : 150-200 m (Gastlosen) à 300 m (Niderhore).

c₉-e₃ Groupe des Couches Rouges (Turonien tardif – Yprésien)

Les Couches Rouges forment une alternance de petits bancs calcaréomarneux. Il s'agit d'un groupe lithostratigraphique subdivisé en trois formations (GUILLAUME 1986). De la base au sommet, ce sont les Formations de Rote Platte et des Forclettes (Crétacé tardif) surmontées par la Formation des Chenaux Rouges (Eocène précoce).

Dans les Préalpes médianes rigides, la différenciation lithologique entre Couches Rouges crétacées et tertiaires est moins nette que dans les Préalpes médianes plastiques (voir ci-dessus). Dans la région du Niderhore, la couleur rouge typique de la Formation des Chenaux Rouges, qui, ajoutée à son caractère marneux, permet une distinction relativement aisée sur le terrain sans avoir recours systématiquement à la loupe 20x, n'est pas toujours présente. Dans la Chaîne des Gastlosen, cette teinte rouge caractéristique est en outre parfois panachée de gris et parfois totalement absente. A cela s'ajoutent les importantes et brusques variations latérales d'épaisseur dues à l'histoire sédimentaire du bassin, fortement morcelé par une tectonique en compression dès le Crétacé tardif. Dans ces conditions, il paraît illusoire, dans les Préalpes médianes rigides, de vouloir séparer les Couches Rouges crétacées des Couches Rouges tertiaires, qui ont donc été regroupées cartographiquement sous un même figuré. On trouvera toutefois chez GUILLAUME (1986) des cartes schématiques de répartition des différents membres des trois formations des Couches Rouges, à l'échelle des Préalpes médianes, ainsi qu'une liste détaillée de coupes mentionnant les différentes formations rencontrées. A la Plagersflue, tout comme aux Gastlosen (KLAUS 1953), on rencontre 60 m de Couches Rouges crétacées surmontées par 20 m de Couches Rouges tertiaires. Au sommet du Niderhore, les Couches Rouges crétacées sont en revanche absentes ou réduites à quelques mètres, surmontées de Couches Rouges tertiaires assez épaisses (jusqu'à 35 m). A l'est du Niderhore, on totalise jusqu'à 70 m de Couches Rouges crétacées, pour seulement quelques mètres de Couches Rouges tertiaires.

La limite inférieure est toujours nette. Dans les Préalpes médianes rigides externes, elle se fait par l'intermédiaire de la Calcarénite de la Plagersflue, mince niveau daté du Turonien moyen par GUILLAUME (1986) et rattaché à la Formation de l'Intyamon par PYTHON-DUPASQUIER (1990), du sommet de laquelle elle constituerait un équivalent latéral. Ces dépôts de calcarénites et de calcisiltites à placages calcarénitiques ne totalisent que 30 cm à la localité-type (coord. 2590.18/1160.61/1315 m), raison pour laquelle ils n'ont pas été cartographiés. L'épaisseur de la Calcarénite de la Plagersflue, irrégulière mais toujours faible sur le territoire de la feuille Boltigen, augmente légèrement en direction du sud-ouest (3.5 m au col du Loup, feuille 1246 Zweisimmen). Dans les Préalpes médianes rigides internes, les Couches rouges reposent sur la Formation de la Dorfflue par l'intermédiaire d'une surface souvent paléokarstifiée. A noter encore, 150 m au nord-

ouest du sommet du Niderhore, la présence isolée de dépôts du Cénomanién tardif entre la Formation de la Dorfflüe et les Couches Rouges (Couches du Niderhore, PYTHON-DUPASQUIER 1990). La limite supérieure n'est jamais visible sur le territoire de la feuille Boltigen. Milieu de dépôt: bassin peu profond.

F_{CD} Formation de Cuvigne Derrey (Eocène précoce)

(PLANCHEREL et al. 2012)

La Formation de Cuvigne Derrey (Flysch de la nappe des Préalpes médianes rigides) est de faible épaisseur, une vingtaine de mètres au maximum. Par ailleurs, elle ne semble présente que localement. Pour ces raisons, elle n'a pas toujours été distinguée et a été parfois regroupée cartographiquement avec le Mélange des Coulaytes (Mélange supra-Médianes). Là où elle est présente, la Formation de Cuvigne Derrey fait suite aux Couches Rouges par l'intermédiaire d'un contact stratigraphique normal, matérialisé par une alternance de lits marneux, micacés, rouges, beiges ou gris, à rares intercalations de grès fin en bancs de cinq centimètres («couches de passage» de CARON et al. 1980 a; «Übergangs-Serie» de TSCHACHTLI 1941). Le flysch lui-même, dont on peut observer un bon affleurement sur une dizaine de mètres le long de la route d'alpage qui mène à Bunschlere (coord. 2598.555/1160.095/1790 m), est constitué de siltites grises légèrement micacées qui se délitent en plaquettes et dans lesquelles s'intercalent des bancs de grès fin à moyen, micacés, bruns à l'altération et gris à la cassure. A Cuvigne Derrey (Préalpes médianes plastiques, feuille 1245 Château-d'Oex), ce flysch a été daté de l'Eocène moyen (Lutéien), sur la base de nannofossiles calcaires (zone à *N. fulgens*, NP 15) et de foraminifères planctoniques (CARON et al. 1980a; GUILLAUME 1986).

f_{WC} Mélange des Coulaytes (Eocène moyen – Eocène tardif?)

(PLANCHEREL et al. 2012)

Le mélange des Coulaytes (voir description au chapitre «Préalpes médianes plastiques») est présent dans le quart sud-est de la feuille, dans les environs du Niderhore. Dans cette région, on rencontre également des affleurements du Conglomérat de Buufal.

Conglomérat de Buufal

Des niveaux à passées conglomératiques affleurent au nord-est et à l'est du Niderhore. Il s'agit de grès grossiers, micro-conglomérats et surtout conglomérats dont les éléments (2 à 5 cm de diamètre, subarrondis à subanguleux) sont dominés par des dolomies, calcaires dolomitiques et éléments siliceux. Leur attribution et leur genèse ne sont pas claires. Déjà mentionnés par BIERI (1946, p. 31), puis décrits

et appelés «Bunfal-Konglomerat» par WEGMÜLLER (1953), ils constituent soit une variation latérale et locale de la Formation de Cuvigne Derrey, soit ils sont à rattacher à la base du Mélange des Coulaytes. Dans le premier cas, les brusques variations d'épaisseur de ces conglomérats et leur présence éparse pourraient être le résultat d'une mise en place de type brèche d'effondrement, dans un contexte tectonique actif. Dans le deuxième cas, il s'agirait de lentilles de grande taille formant la base du Mélange des Coulaytes. En tous les cas, et contrairement à la proposition de BIERI (1946) et WEGMÜLLER (1953), ils ne peuvent pas être comparés ou rattachés au conglomérat crétacé tardif de la Formation des Rodomonts (= «Flysch de la Mocausa») puisque ce dernier auteur y a trouvé une faune tertiaire. De plus, par rapport au Poudingue de la Mocausa, le Conglomérat de Buufal est plus riche en éléments dolomitiques, moins riche en éléments siliceux (rares quartzites, aucune radiolarite observée), moins bien cimenté, moins bien trié et plus proche d'une brèche que d'un poudingue. Mentionnons encore que le petit affleurement de conglomérat signalé par FLÜCK (1973) dans le Mélange en rive gauche du Menigbach (coord. 2600.36/1160.41, non reporté sur la carte Boltigen) et rattaché par ce dernier au Conglomérat de Buufal, n'est pas vraiment typique dans la mesure où les éléments sont bien arrondis (présence de galets de quartzite de 5–10 cm de diamètre).

NAPPE DE LA BRÈCHE

La nappe de la Brèche se rencontre dans le quart sud-est de la feuille Boltigen. Des lambeaux de nappe de la Brèche qui ont échappé à l'érosion sont encore visibles sur le Mélange des Coulaytes au nord du Niderhore et au nord-est du Seebergsee.

Cette unité tient son appellation de la présence répétitive de niveaux bréchiques au sein de sa série stratigraphique. La source du matériel détritique correspondait au bord interne de la plate-forme briançonnaise et l'aire de dépôt aux confins du bassin océanique piémontais en voie d'ouverture (TRÜMPY 1960). Le contexte paléotectonique était celui d'une marge d'effondrement, dont l'activité intermittente des failles en relais fournissait l'apport détritique. Il en est résulté un édifice sédimentaire complexe, où les passages graduels de faciès sont la règle, aussi bien verticalement que latéralement (PLANCHEREL 1998, p. 48).

t_r Cornieule

Les cornieules rattachées à la nappe de la Brèche se rencontrent dans les positions suivantes: à la base de la nappe, entre le Mélange des Coulaytes et les Calcaires et brèches dolomitiques (nord-ouest du chalet de Luegle et ouest du Muntiggalm); le long d'accidents tectoniques (nord-ouest du chalet de Underi Niderwürfi); sous forme de lentilles dans le Mélange des Coulaytes (sud du chalet de

Luegle). Tout comme son équivalent dans les Préalpes médianes, il s'agit d'une brèche dolomitique à ciment calcaire, d'aspect souvent vacuolaire en surface (dissolution des éléments dolomitiques), à rares fragments d'argilites, de couleur gris-beige à jaune-ocre.

A noter que RABOWSKI (1912) signale sur sa carte la présence de gypse au pied sud du Horeguger (coord. 2597.77/1160.80), soit dans une position stratigraphique cohérente, à la base des calcaires et brèches dolomitiques du Trias tardif. Ce gypse, qui nous paraît devoir être rattaché à la grande masse tassée disloquée de Senggwald, n'a pas été reporté sur la carte.

t_B Dolomies, calcaires et brèches dolomitiques (Trias tardif)

(RABOWSKI 1912, 1920; Brèches dolomitiques et calcaires dolomitiques, RENZ 1934; faciès 1 de la Brèche inférieure p.p.?, STEEB 1987)

Ces niveaux affleurent en rive droite de la Simme, sous le Horeguger, au nord-ouest du chalet de Luegle, ainsi qu'au nord et au sud du Niderhore. Il s'agit de calcaires plus ou moins dolomitiques (la réaction à l'HCl est faible ou absente), de patine jaune et gris à la cassure. Les bancs, dont l'épaisseur varie de 20 à 50 cm, montrent une stratification chaotique, qui s'estompe presque totalement lorsque le faciès devient bréchique. Des bancs de dolomies litées grises sont également présents. Les brèches correspondent vraisemblablement à des brèches intraformationnelles d'âge triasique. Toutefois, la distinction entre une brèche intraformationnelle d'âge triasique et une brèche monogénique d'âge jurassique, mais constituée exclusivement de dolomies du Trias (correspondant au faciès 1 de la Brèche inférieure de STEEB 1987, voir ci-dessous) est problématique en l'absence de fossiles dans la matrice. L'attribution de ces brèches au Trias plutôt qu'au Jurassique, tout comme le placement de leur limite supérieure, relèvent par conséquent d'un choix quelque peu arbitraire. Les affleurements de cette unité reportés sur la feuille Boltigen sont repris des cartes de RABOWSKI (1912, 1920) et RENZ (1934), mais il est possible qu'une partie des brèches qu'ils contiennent soit d'âge jurassique.

Sur le versant sud du Horeguger affleure une étroite bande de «grès siliceux verdâtres et de marnes vertes et grises» que RABOWSKI (1920, p. 52) attribue à la partie supérieure des «Calcaires +/- dolomitiques et Brèches dolomitiques» du Trias. RENZ (1936, p. 257) y découvre des *Equisetites culummaris* (BRONGN.) et reporte à cet endroit, sur sa carte non publiée (RENZ 1934), des marnes bigarées et grès à *Equisetites* du «Keuper» (coord. 2597.73/1160.98). WEGMÜLLER (1953) mentionne encore deux affleurements de ce type lithologique, situés toutefois en contrebas dans la masse tassée disloquée de Senggwald. Ce mince niveau, épais de 6 m sous le Horeguger, n'a pas été distingué sur la feuille Boltigen.

i_{bi} **Brèche inférieure** (Aalénien – Callovien)

(LUGEON 1896)

La Brèche inférieure forme la partie principale de la nappe. Tout comme la Brèche supérieure qui lui est superposée, elle a été définie dans les Préalpes du Chablais par LUGEON (1896), puis reconnue dans les Préalpes bernoises à la Hornfluh (feuille 1246 Zweisimmen) par JACCARD (1904), ARBENZ (1947) et WEGMÜLLER (1953). STEEB (1987) l'a subdivisée en trois types de faciès:

A la base, le *faciès 1* est constitué d'une brèche grossière d'allure massive, secondairement dolomitisée, dont les éléments, qui peuvent atteindre 80 %, sont essentiellement dolomitiques et ne sont visibles qu'à la cassure. Le faciès 1 est présent dans les parties frontales de la nappe, correspondant aux zones de dépôts les plus proximales. Une certaine confusion existe quant au rattachement de ces brèches monogéniques grossières, constituées exclusivement d'éléments dolomitiques, soit au Trias (Dolomies, calcaires et brèches dolomitiques), soit au Jurassique (base de la Brèche inférieure). Ainsi, certains affleurements situés entre le Beretgrabe et la Simme avaient été attribués par JACCARD (1904) au Trias de la nappe de la Brèche. C'est le cas notamment de la colline située entre Rote Hård et Laubegg, qui a également été attribuée au Trias sur la carte de RABOWSKI (1912). Dans la monographie qui accompagne sa carte de 1912, RABOWSKI (1920, p. 55) signale toutefois qu'il s'agit là d'une erreur et que ces affleurements sont en réalité constitués de Brèche inférieure. Plus récemment, STEEB (1987) les rattache au faciès 1 de la Brèche inférieure.

Le *faciès 2* forme l'essentiel de la Brèche inférieure: il s'agit d'une brèche grossière, similaire à celle du faciès 1, mais dont la matrice est calcaire et les éléments polygéniques: quartzites, dolomies de couleurs variées, calcaires gris à noirs, grès et schistes gréseux gris, schistes argileux verdâtres, calcaires siliceux gris à silex et brèches calcaréo-dolomitiques. Anguleux à légèrement émoussés, ces différents éléments proviennent de roches du Trias et du Jurassique précoce («Lias»). Ils peuvent être de toute taille (du millimètre jusqu'à un mètre) et forment soit des brèches désordonnées en masses informes, pratiquement dépourvues de matrice, soit des brèches grossières en bancs métriques à stratification frustrée, ou encore des brèches et microbrèches parfois granoclassées.

Le *faciès 3* consiste en une alternance entre brèches et bancs calcaires peu épais (5 à 20 cm) organisés en séquences turbiditiques plus ou moins complètes (calcarénites spathiques, calcaires argileux et calcschistes). On peut observer une succession bien stratifiée de calcaires spathiques en petits bancs au nord-ouest du Horeguger (coord. 2597.35/1161.15).

Les Schistes ardoisiers, qui s'insèrent généralement entre la Brèche inférieure et la Brèche supérieure (LUGEON 1896), ne sont présents que de manière sporadique sur l'emprise de la feuille Boltigen. Sur sa carte, RABOWSKI (1912), ne distingue

pas cette «intercalation subordonnée de schistes ardoisiers» qu'il place dans la partie supérieure de la Brèche inférieure. Selon ARBENZ (1947, p. 19), qui a étudié la région située plus au sud (entre Zweisimmen et Gstaad), les Schistes ardoisiers diminuent en épaisseur du sud vers le nord. Ils disparaîtraient même complètement au front de la nappe à l'ouest du Seebergsee (ARBENZ 1934). WEGMÜLLER (1953) décrit à l'ouest du Horeguger des calcaires en plaquettes et des schistes qu'il attribue aux Schistes ardoisiers. Le meilleur profil se situe aux coordonnées 2597.30/1161.28. Les Schistes ardoisiers sont attribués au Callovien – Oxfordien.

Les Schistes inférieurs (LUGEON 1896), qui succèdent latéralement à la Brèche inférieure dans les zones de dépôts plus distales, ne semblent pas présents dans la région qui nous occupe. Il en va de même des niveaux rhétiens et des Calcaires inférieurs (attribués au Sinémurien par ARBENZ 1947).

L'absence de marqueurs biostratigraphiques ne permet pas une datation précise de la Brèche inférieure. Son dépôt pourrait avoir débuté à l'Aalénien déjà et s'est vraisemblablement poursuivi jusqu'au Callovien. Les niveaux bréchiqes aux éléments jointifs peuvent être interprétés comme des dépôts de «debris flow» ou «grain flow». L'épaisseur de la Brèche inférieure sur l'emprise de la feuille Boltigen semble atteindre 300 m au maximum.

i_{Bs} Brèche supérieure (Kimméridgien? – Tithonien)

(LUGEON 1896)

La Brèche supérieure est présente tant en rive gauche de la Simme (versant nord-ouest de la crête de Hüppiweid) qu'en rive droite (Seebergsee, Horeguger). Dans le premier cas, le faciès bréchiqes est très bien exprimé, ce qui rend sa distinction d'avec la Brèche inférieure délicate à réaliser (STEEB 1987). Dans le second cas, la Brèche supérieure développe son faciès plus habituel, caractérisé par des bancs de brèches moins grossières, dont les éléments, mieux triés et jamais supérieurs à 10 cm de diamètre, nagent généralement dans une matrice calcaire abondante, de couleur gris clair à gris-bleu à l'altération et grise à la cassure. Les éléments, anguleux à légèrement émoussés, sont essentiellement des dolomies, mais des quartzites et des calcaires sont également présents. Les bancs calcaires associés aux niveaux bréchiqes sont, en plus des calcaires spathiques déjà présents dans la Brèche inférieure, des calcaires micritiques gris clair à la patine rappelant les «Calcaires massifs» des Préalpes médianes. Le faciès bréchiqes riche en matrice traduit une mise en place de type «mudflow».

Les calpionelles, fréquentes dans les calcaires micritiques, indiquent le Tithonien pour le sommet de la Brèche supérieure, laquelle aurait commencé à se déposer durant le Kimméridgien. Son épaisseur sur l'emprise de la feuille Boltigen semble atteindre 100 m au maximum.

c₁₂-e₂ **Groupe des Couches Rouges** (Campanien – Thanétien)

(RABOWSKI 1920)

Les Couches Rouges de la nappe de la Brèche présentent de fortes analogies lithologiques avec celles des Préalpes médianes, mais s'en distinguent par leur âge différent, qui va du Campanien jusqu'à la base du Thanétien. Il s'agit de calcaires, calcaires marneux et calcaires argileux en petits bancs (5–10 cm), de teinte rouge, verte, gris clair ou encore beige, dans lesquels s'intercalent des bancs (10–20 cm) de brèches et microbrèches. Un signe particulier consiste en la présence de petites (2x10 mm) bioturbations en forme d'haltère (DALL'AGNOLO 1997), jamais décrites dans les Préalpes médianes et attribuées à *Jereminaella pfenderae* (LUGEON 1916). On trouvera chez DALL'AGNOLO (2000) un tableau de corrélation entre les Couches Rouges des Préalpes médianes et de la nappe de la Brèche. Leur épaisseur réduite ainsi que l'absence de lacunes stratigraphiques et de lithologies suffisamment caractéristiques ne justifie pas – dans la nappe de la Brèche – une subdivision de ce groupe en plusieurs formations.

Les Couches Rouges reposent en inconformité par l'intermédiaire d'un hardground sur la Brèche supérieure, localement probablement aussi sur la Brèche inférieure, comme le suggèrent les affleurements de Rote Hård (coord. 2595.25/1158.18). A cet endroit, les Couches Rouges semblent reposer en discordance tant sur la Brèche inférieure que supérieure, ces deux dernières unités ayant été mises en contact latéral par l'intermédiaire d'un décrochement créacé ancien, antérieur au dépôt des Couches Rouges. C'est cette interprétation qui a été dessinée sur la carte, mais une autre possibilité consisterait à expliquer le contact entre Brèche inférieure et Couches Rouges par l'intermédiaire d'une faille chevauchante. Vers le sud-ouest (feuilles 1246 Zweisimmen et 1245 Château-d'Oex), le contact transgressif des Couches Rouges sur la Brèche inférieure est bien documenté en de nombreux endroits (TSCHACHTLI 1941, p. 43; DALL'AGNOLO 1997, p. 88).

C'est notamment sur la base du célèbre profil de Seefluh (coord. 2600.10/1158.60, aujourd'hui appelé Geisshöri) que RABOWSKI (1920 p. 43 et 124) a pu prouver le rattachement des Couches Rouges – auparavant considérées comme des lames de charriage provenant des Préalpes médianes – à la nappe de la Brèche. A cet endroit, le contact stratigraphique entre la Brèche supérieure et les Couches Rouges ne fait pas de doute. Ce profil a par la suite été étudié par de nombreux géologues (TSCHACHTLI 1941, p. 42; WEGMÜLLER 1953, p. 74; FLÜCK 1973, p. 27; DALL'AGNOLO 1997, p. 90).

Épaisses d'une vingtaine de mètres au nord du Geisshöri, les Couches Rouges semblent atteindre une cinquantaine de mètres à l'ouest de Hüppiweid, en rive gauche de la Simme. L'épaisseur de 160 m proposée par STEEB (1987) à cet endroit semble exagérée et résulte probablement des nombreux replis qui affectent la série.

F_{BC} Formation de Chumi (Eocène précoce?)

(PLANCHEREL et al. 2012; Brekzienflysch p.p., TSCHACHTLI 1941, LUGEON & GAGNEBIN 1941, CAMPANA 1943, ARBENZ 1947)

DALL'AGNOLO (1997) présente l'histoire de la découverte du flysch attribué à la nappe de la Brèche (Formation de Chumi), ainsi que ses caractéristiques notamment sur la base de la coupe clé de Seefluh (aujourd'hui Geisshöri, coord. 2600.10/1158.60). A cet endroit, le flysch en lui-même est constitué de calcaires gréseux gris, laminés et micacés, de siltites carbonatées grises et de schistes verdâtres qui totalisent 5 m de puissance seulement. Localement, des niveaux bréchiques polygéniques à base érosive peuvent apparaître, comme c'est le cas par exemple dans le couloir de Chumi (coord. 2598.710/1157.575, feuille 1246 Zweisimmen, localité-type) où affleure la variante grossière de la Formation de Chumi.

La Formation de Chumi repose généralement sur les Couches Rouges, comme c'est le cas au Geisshöri, où le passage progressif est marqué par l'apparition de siltites sombres et de grès gris. Dans quelques cas, la Formation de Chumi recouvre par l'intermédiaire d'un contact abrupt directement la Brèche supérieure (par exemple au nord de Geisshöri, coord. 2600.20/1159.05, non dessiné sur la carte), voire même la Brèche inférieure (sur le territoire de la feuille 1246 Zweisimmen).

Vers le haut, le contact avec le Mélange des Mattes est généralement net. La coupe de Geisshöri constitue une exception: à cet endroit, la Formation de Chumi passe graduellement au Mélange des Mattes par l'enrichissement progressif en lentilles diverses (calcaires micritiques, calcaires siliceux, grès) emballées dans des schistes marneux gris.

La Formation de Chumi est datée de l'Eocène précoce sur la base de foraminifères planctoniques et benthiques.

f_{WM} Mélange des Mattes (Eocène moyen à tardif?)

(PLANCHEREL et al. 2012; Suprabrekzienmélange, DALL'AGNOLO 1997; Flysch à lentilles de Couches Rouges p.p., BADOUX 1960, 1962)

Le Mélange des Mattes est constitué de pélites sombres, de siltites et grès gris, qui contiennent des lentilles diverses (calcaires micritiques, calcaires siliceux, grès). Sur la carte, les lentilles de grès (=Formation de Chumi), souvent assez grandes, ont été distinguées dans le Mélange des Mattes. Il s'agit d'un grès moyen quartzitique très dur, légèrement carbonaté, contenant des fragments dolomitiques et des foraminifères benthiques éocènes.

Le Mélange des Mattes repose soit sur la Formation de Chumi (Flysch de la nappe de la Brèche), soit sur les Couches Rouges, soit sur la Brèche supérieure, voire sur la Brèche inférieure, par l'intermédiaire d'un contact généralement net. A

la coupe de Geisshöri, le contact entre la Formation de Chumi et le Mélange des Mattes est toutefois progressif (voir ci-dessus). Le contact supérieur avec les unités des Préalpes supérieures est toujours tectonique.

L'âge estimé du Mélange des Mattes, donné notamment par les plus jeunes lentilles datées, est éocène moyen (à tardif?).

NAPPE DU GURNIGEL

La nappe du Gurnigel forme le massif du Schwyberg, dont la terminaison méridionale occupe l'angle nord-ouest de la feuille Boltigen.

L'épaisseur totale du Flysch du Gurnigel dépasse 1000 m (VAN STUIJVENBERG 1979). Les principales lithologies rencontrées sont des grès, des marnes, des argilites et de façon subordonnée des calcaires et des conglomérats. Il s'agit de dépôts turbiditiques de cônes sous-marins, chenalisés ou en lobes, sédimentés dans un bassin profond hémipélagique en dessous de la CCD (Carbonate Compensation Depth), à une profondeur estimée entre 2500 et 5000 m. Les traces fossiles sont nombreuses et variées (CRIMES et al. 1981). Des niveaux de bentonite étudiés par WINKLER et al. (1985), notamment dans le Höllbach (feuille 1206 Guggisberg), démontrent la présence d'un volcanisme synorogénique pendant la genèse du flysch.

La cartographie du Flysch du Gurnigel est rendue difficile par les mauvaises conditions d'affleurement et la monotonie des alternances de marnes et grès. Toutefois, une subdivision a été tentée grâce aux données biostratigraphiques (nannoplancton calcaire) inédites récoltées par J. v. Stuijvenberg après la réalisation de sa thèse (VAN STUIJVENBERG 1979), couplées à l'interprétation du modèle numérique de terrain (swissALTI^{3D}) sur lequel les niveaux plus résistants sont bien visibles. Le découpage en six unités informelles (Flysch 1, 2a, 2b, 3a, 3b et 4, STUIJVENBERG 1979) est le même que celui utilisé sur la feuille 1225 Gruyères (PASQUIER 2004). La description qui suit des différentes unités du Flysch du Gurnigel s'inspire ainsi largement de celle présentée dans la notice de cette même feuille (PASQUIER 2005).

A noter toutefois, par rapport à la feuille Gruyères, que l'unité «Flysch sous faible couverture» n'a pas été utilisée pour des raisons de lisibilité graphique et par souci de cohérence avec les autres nappes. Il faut néanmoins garder à l'esprit que, mis à part dans les niches d'arrachement et sur les crêtes acérées, le Flysch du Gurnigel est tapissé d'une faible couverture constituée d'argiles silteuses ou sableuses selon le substrat d'origine. Micacées et décarbonatées, de couleur grise, orange ou d'un mélange de ces deux teintes, ces altérites que les géotechniciens rangeraient sous l'appellation «sol de flysch» ont une puissance qui varie entre 50 et 200 cm au maximum, comme révélé par une série de sondages mécaniques réalisés en octobre 2008 au Schwyberg (angle nord-ouest de la carte) dans le cadre de l'implantation d'éoliennes. L'observation des profils mis au jour a montré que, sur les crêtes tout

au moins, il s'agit de véritables altérites produites in situ par décarbonatation du substrat d'origine, dont la stratification est parfois encore visible (fig. 7). Les marnes produisent des altérites grises et les grès des altérites orange. Sur les pentes, on peut s'attendre localement à des épaisseurs légèrement plus élevées, de l'ordre de 3 à 4m, suite au colluvionnement et à la solifluxion. Cette couverture imperméable engendre des sols très hydromorphes, souvent détrempés lors des précipitations.



Fig.7: Altérites formées in situ sur le Flysch du Gurnigel. La ligne en traitillé représente le front de décarbonatation entre les turbidites silto-gréseuses carbonatées du Flysch du Gurnigel (en bas) et les altérites décarbonatées qui en résultent (en haut). A noter que la stratification est préservée dans les altérites. 1 = Flysch du Gurnigel, 2 = altérites, 3 = déblais. Le marteau donne l'échelle. Photo L. Braillard.

F_G Flysch du Gurnigel indifférencié (Maastrichtien – Lutétien)

Sous cette appellation sont cartographiés quelques lentilles, écailles, forages et petites masses tassées de Flysch du Gurnigel qu'il n'a pas été possible de rattacher à l'une ou l'autre subdivision en raison de l'absence de données biostratigraphiques.

F_{G1} Formation de Hellstätt (Flysch 1) (Maastrichtien)

Cette série, déjà individualisée par TERCIER (1928 p. 54), n'a été reconnue qu'en un seul endroit (coord. 2585.05/1167.60), au nord du Chalet de La Magnena, en contact tectonique avec le Mélange infrapréalpin. Il s'agit de turbidites variées comprenant des conglomérats polygéniques, des grès, des marnes et des calcaires alternant avec de minces niveaux millimétriques ou centimétriques d'argiles hémipélagiques vertes, dépourvues de carbonates. Riches en fucoïdes, blanchâtres à l'altération, les marnes verdâtres ou grises sont la lithologie dominante. Les calcaires azoïques blonds en bancs décimétriques et à cassure gris-bleuté sont rares mais très caractéristiques. Les conglomérats contiennent une grande diversité de galets sédimentaires et cristallins, dont on trouvera un inventaire chez TERCIER (1928 p. 18-36). Épaisseur: 100 à 300 m (VAN STUIJVENBERG 1979).

F_{G2a} Flysch 2a, argilo-gréseux (Danien)

Un seul affleurement, situé en contact stratigraphique avec l'affleurement de La Magnena mentionné ci-dessus, est attribué à cette unité du Flysch du Gurnigel. Elle est constituée de turbidites comprenant des bancs gréseux peu épais, souvent glauconieux et/ou siliceux («Ölquarzit»), et des argilites décalcifiées grises, noires ou vertes. Cette série, épaisse d'une centaine de mètres, est datée du Danien (zones de nannoplancton NP1–NP4).

F_{G2b} Flysch 2b, à turbidites gréseuses (Thanétien)

Cet ensemble turbiditique essentiellement gréseux contraste morphologiquement avec les formations sous-jacentes plus tendres. Il détermine notamment la petite crête de Bürglenberg (point 1542) en bordure ouest de la carte. Les grès habituellement fins à moyens qui le constituent sont parfois très grossiers, voire microconglomératiques. Souvent glauconieux, ils s'agencent en bancs décimétriques, qui peuvent former des niveaux massifs plurimétriques de turbidites amalgamées. Les bases des bancs de grès fins sont riches en ichnofossiles et figures sédimentaires (CRIMES et al. 1981). Nettement subordonnées aux grès, les marnes et les argiles,

grises, noires ou vertes, sont dépourvues de carbonates à la base de la formation. Épaisseur: 150 à 200 m. Attribution biostratigraphique: NP5–NP8.

F_{G3a} Flysch 3a, marno-gréseux (Ilerdien)

F_{G3b} Flysch 3b, à turbidites bioclastiques (Cuisien)

Ces deux unités forment l'essentiel du versant sud-est du Schwyberg. Il s'agit d'une série turbiditique à dominance pélitique, formée d'alternances de grès bioclastiques fins à moyens, à débris de nummulites et lithothamniées, de marnes grises et d'argiles hémipélagiques vertes. Des niveaux métriques de calcarénites grossières peuvent se rencontrer dans la partie supérieure de la série. Comme sur la feuille 1225 Gruyères (PASQUIER 2004), la distinction entre un Flysch 3a (F_{G3a}), encore gréseux à la base puis essentiellement marneux (daté de l'Ilerdien, NP9–NP11), et un Flysch 3b (F_{G3b}), où alternent grès organogènes et marnes (daté du Cuisien, NP12–NP14) a été tentée. L'épaisseur cumulée de ces deux unités est estimée à 500 m sur le territoire de la feuille Boltigen.

F_{G4} Flysch 4, à turbidites silteuses (Lutéien)

Cette série monotone marno-silteuse forme la crête du Schwyberg. Grises ou blanchâtres à l'altération, toujours carbonatées et riches en nannoflore, les marnes prédominent sur les grès généralement fins et en bancs peu épais (2–10 cm). Les argiles hémipélagiques vertes sont rares. L'épaisseur de cette série, probablement supérieure à 500 m, est difficile à mesurer en raison des nombreux replis qui l'affectent. Attribution biostratigraphique: NP15–NP16.

NAPPE DE LA SARINE

La nappe de la Sarine affleure dans le synclinal de nappes de Château-d'Oex, ainsi que sur les flancs sud des anticlinaux des Préalpes médianes plastiques internes. Elle est moins présente au-dessus des Préalpes médianes rigides, où on la rencontre toutefois au nord de Boltigen. Elle n'a pas été observée au-dessus de la nappe de la Brèche.

F_R **Formation de Reidigen (Maastrichtien–Danien)**

(BUGNON 1995; Série de Reidigen, PAGE 1969, CARON 1972; Flysch des Préalpes médianes, KLAUS 1953; Flysch der Klippen-Decke p.p., FLÜCK 1973)

Ce flysch, décrit par PAGE (1969) sous le terme de Série de Reidigen, a été distingué du Flysch des Préalpes médianes (Cuvigne-Derrey-Formation) et du Flysch à Helminthoïdes (Formation du Biot) par CARON (1972), qui le place dans une unité tectonique distincte: la nappe de la Sarine. En 1995, BUGNON définit formellement la Formation de Reidigen, en mentionnant toutefois que la localité-type se situe à l'est de Torgon (Préalpes du Chablais) plutôt qu'à Reidigen, où les conditions d'affleurement sont mauvaises.

Contrairement à la Formation du Biot, la Formation de Reidigen marque très peu le paysage. Sa stratification irrégulière voire chaotique (faciès dissocié, broken formation) est propice aux glissements de terrain et engendre un relief doux, parfois bosselé, où les affleurements sont rares et morcelés. Il est ainsi possible que, localement, une partie des affleurements de ce flysch rattachés à la nappe de la Sarine soient en fait des olistolithes du Mélange des Coulaytes. Selon l'interprétation de BUGNON 1995 (p. 118), cela pourrait être le cas au sud du chalet du Soldat notamment.

La Formation de Reidigen est composée de quatre types lithologiques distincts: conglomérats, grès, calcaires et schistes. Les conglomérats sont polygéniques à éléments subanguleux de dolomies (principalement), de calcaires et accessoirement de chloritoschistes et micaschistes. Les grès sont carbonatés, presque toujours micacés et les plus grossiers présentent souvent un hyporelief marqué (flute casts). Ils peuvent former des bancs, souvent amalgamés, atteignant deux mètres d'épaisseur. Brun-roux à l'altération et gris à la cassure, ils contiennent fréquemment des débris charbonneux. Les calcaires présentent une patine blonde, semblable à celle des calcaires de la Formation de Hellstätt (nappe du Gurnigel). Gris-beige très clair à la cassure, ils sont généralement plus clairs que les calcaires de la Formation du Biot. Ils forment des bancs réguliers qui peuvent atteindre 30 cm d'épaisseur. Les traces fossiles (*Chondrites* isp, Fucoïdes) y sont abondantes. Les schistes peuvent être subdivisés en deux types: des siltites marneuses gris foncé qui se délitent en grandes plaquettes et des pélites brun foncé à noires.

Les foraminifères planctoniques trouvés en lavage dans les schistes (séquences turbiditiques Te) sont parfois partiellement dissous, parfois bien conservés, ce qui indique un milieu de dépôt proche ou au-dessus de la CCD (Carbonate Compensation Depth) (BOSSY 1998; BRAILLARD 1998). La présence de palynomorphes, nanofossiles et foraminifères planctoniques a permis de dater ce flysch du Maastrichtien précoce au Danien (CARON & al, 1980a; BUGNON 1995).

Les brusques variations de faciès, tant granulométriques que lithologiques, et l'aspect dissocié de ce flysch semblent traduire un milieu de dépôt fortement influencé par la tectonique. BUGNON (1995) estime que la dissociation est déjà certainement en partie synsédimentaire. L'épaisseur originelle de la série, probablement inférieure à 200 m, est difficile à estimer. Ses limites inférieures et supérieures sont tectoniques.

NAPPE DES DRANSES

La nappe des Dranses se subdivise en deux formations: à la base, la Formation de Chétillon (BUGNON, 1995), peu épaisse, à laquelle fait suite stratigraphiquement la Formation du Biot (BUGNON, 1995), caractérisée par son Flysch à Helminthoïdes. Cette nappe est surtout présente au sud-est de l'échelle des Gastlosen (Préalpes médianes rigides), mais également au-dessus des Préalpes médianes plastiques externes (dans le synclinal de nappes de Château-d'Oex) et internes (entre Waldried et Weissenburgbad). Elle n'a pas été observée au-dessus de la nappe de la Brèche. Du point de vue morphologique, le corps de la nappe constitué du Flysch à Helminthoïdes forme des reliefs caractéristiques: contreforts ou ressauts plus ou moins continus, aux versants réguliers recouverts de pâturages.

F_C **Formation de Chétillon** (Coniacien–Santonien)

(BUGNON 1993, 1995; Complexe de base, CARON 1972)

La Formation de Chétillon n'affleure qu'en de rares endroits: au nord du chalet du Soldat (coord. 2586.53/1158.42), au nord-est du chalet de Hinteri-Pilarda (coord. 2589.5/1161.06), ainsi qu'à Waldersmoos (coord. 2597.47/1166.03). Elle est constituée de pélites bariolées à dominante rouge, parfois vertes ou beiges, décarbonatées, au sein desquelles s'intercalent de petits bancs gréseux carbonatés. Ces niveaux correspondent à des turbidites distales. La base de la formation, davantage détritique, n'est pas présente dans les Préalpes romandes. Le passage à la formation sus-jacente est progressif: les pélites disparaissent progressivement au profit des séquences turbiditiques marno-gréseuses de la base de la Formation du Biot.

Sur la base d'une association de nannofossiles à la base et de foraminifères planctoniques au sommet, BUGNON (1993, 1995) situe cette formation dans le Coniacien – Santonien. Cet âge confirme les suppositions de CARON (1972), mais diffère des datations fournies par SLACZKA et al. (1992) puis GASINSKI et al. (1997), qui situent la partie inférieure du Complexe de base dans l'Albien déjà. Selon BUGNON (1995, p. 27), cette divergence de résultats proviendrait du rattachement erroné que ces auteurs ont fait des niveaux noirs manganésifères albiens présents

au chalet du Soldat, qui ne sont pas en continuité stratigraphique avec le Complexe de base, mais à rattacher à la Formation du Fouyet (nappe de la Simme), laquelle est effectivement d'âge Albien et présente à cet endroit sous forme de petites lentilles dans le wildflysch (Mélange des Coulaytes).

La grande extension chronostratigraphique de cette formation, mise en regard avec sa faible épaisseur, traduit une sédimentation ralentie. L'absence de foraminifères planctoniques calcaires dans la partie pélagique des séquences tubiditiques indique une profondeur de dépôt inférieure à la CCD (Carbonate Compensation Depth). L'épaisseur de la formation est d'environ 20 mètres dans la région qui nous occupe. A la localité-type (Col de Chétillon, Préalpes du Chablais), elle atteint 55 mètres.

F_B **Formation du Biot** (Campanien–Maastrichtien)

(BUGNON 1995; Plättchenflysch p. p., TSCHACHTLI 1941; Plattenflysch p. p., BIERI 1946, KLAUS 1953; Plattenflysch, PAGE 1969; Série du Biot et Flysch à Helminthoïdes s. s., CARON 1972)

La Formation du Biot correspond au véritable Flysch à Helminthoïdes : grès, calcaires et marnes forment des séquences répétitives au sein desquelles aucun des trois termes lithologiques ne prédomine sur les autres. Les calcaires se différencient de ceux de la Formation de Reidigen par leur teinte plus sombre (à la cassure) et par la présence très fréquente d'Helminthoïdes (bien que ces derniers puissent également se rencontrer occasionnellement dans la Formation de Reidigen). Finement laminés ou sans structure sédimentaire, ils représentent la partie Td-e ou Te de la turbidite. Les grès, peu ou pas micacés et à granulométrie fine, correspondent le plus souvent à l'intervalle Td de la turbidite. Ils présentent parfois des convolutions et matérialisent alors l'intervalle Tc. Les niveaux conglomératiques (Poudingues de Colerin) signalés par CARON (1972) dans le Chablais et décrits par BUGNON (1995), ne sont apparemment pas présents sur l'emprise de la feuille Boltigen.

Les turbidites distales de la Formation du Biot traduisent un milieu de dépôt abyssal, très éloigné de la source (zone d'apport). Contrairement à la Formation de Reidigen, il devait s'agir d'un système bien en place qui n'a que peu varié sur une longue période de temps. La très rare microfaune à test calcaire trouvée dans les lavages des niveaux pélagiques de la Formation du Biot parle en faveur d'un dépôt très proche de la CCD (Carbonate Compensation Depth), soit moins profond que celui de la Formation de Chétillon.

Grâce aux foraminifères planctoniques, KLAUS (1953) puis CARON (1962) attribuent la Formation du Biot au Sénonien (le premier dans les Préalpes romandes, le second dans les Préalpes du Chablais). Nannofossiles et palynomorphes en renfort, BUGNON (1995) précise cet âge à l'intervalle Campanien–Maastrichtien. Cette datation confirme la continuité de la sédimentation au sein de la nappe, comme le

laissait supposer le passage progressif des pélites basales de la Formation de Chétilton au flysch à Helminthoïdes de la Formation du Biot. L'ensemble de la nappe s'étend ainsi du Coniacien au Maastrichtien. L'épaisseur de la Formation du Biot est d'environ 300 m au nord des Gastlosen et d'environ 400 m au sud de celles-ci. A la coupe-type de l'Amelier (feuille 1246 Zweisimmen) elle atteint 630 m (BUGNON, 1995).

NAPPE DE LA SIMME

La nappe de la Simme est présente dans le cœur du synclinal de nappes de Château-d'Oex, sous l'écaille chevauchante du Bäderhore, et plus largement dans la région du Jaunpass et dans le Simmental, où elle repose successivement sur les nappes des Dranses, de la Brèche ou des Préalpes médianes rigides. La nappe de la Simme était classiquement subdivisée en deux grandes unités: la Série de la Manche (ou Complexe de la Manche, WICHT 1984) à la base et le Flysch de la Mocausa (WICHT 1984) au sommet. Aujourd'hui, la Série de la Manche, très hétérogène, est subdivisée en trois unités: à la base la Formation du Fouyet (Flysch du Fouyet, CARON 1962, CARON & WEIDMANN 1967), à laquelle fait suite la Formation de la Manche (Flysch de la Manche, WICHT 1984, Niveau moyen, CARON 1972), surmontée à son tour par le Mélange de la Tissota (PLANCHEREL et al. 2012), qui inclut le Complexe de la Gueyras (CLÉMENT 1986). Le Complexe de la Guyeraz représente la séquence pélagique mésozoïque anté-flysch de la nappe de la Simme.

La Formation des Rodomonts (Flysch de la Mocausa, WICHT 1984), surmonte le Mélange de la Tissota. Il s'agit d'une succession régulière de grès (Grès des Rodomonts) avec des conglomérats intercalés (Mocausa-Gestein, STUDER 1834, Poudingue de la Mocausa, SCHARDT 1887). WICHT (1984) a regroupé ces deux lithologies sous le nom de Flysch de la Mocausa. Le fait que les conglomérats ne soient que peu représentés dans la grande masse des Rodomonts a toutefois conduit PLANCHEREL et al. (2012) à choisir pour cette formation le nom de Formation des Rodomonts et à attribuer le statut de membre au Poudingue de la Mocausa. La Formation des Rodomonts constitue l'équivalent proximal de la Formation de la Manche, avec laquelle elle partage passablement de caractéristiques lithologiques: toutes deux se sont déposées en même temps dans le même bassin, mais latéralement l'une par rapport à l'autre (WICHT 1984). Le chevauchement de la première sur la seconde, au Crétacé tardif, a conduit à la formation du Mélange de la Tissota qui contient des blocs de type Complexe de la Gueyras.

La nappe de la Simme présente une grande variabilité, tant longitudinalement des Préalpes romandes au Chablais, que transversalement de part et d'autre des Gastlosen (CARON 1972). Ceci rend sa subdivision difficile à établir de manière uniforme et sa cartographie délicate à réaliser. Sur la feuille Boltigen, la distinction

entre la Formation du Fouyet, la Formation de la Manche, le Mélange de la Tissota et la Formation des Rodomonts a toutefois été tentée.

Du point de vue morphologique, le contact basal de la nappe se marque par une rupture de pente, particulièrement marquée et sujette aux glissements de terrain là où les pélites de la Formation du Fouyet sont présentes. Les Formations de la Manche et des Rodomonts se comportent de manière similaire : elles forment des reliefs aux versants souvent irréguliers, recouverts de pâturages boisés et parsemés de glissements de terrains superficiels. Les lentilles calcaires et siliceuses du Complexe de la Gueyras forment quant à elles des reliefs plus importants, aux pentes très raides marquées localement par de petites parois rocheuses (nord et sud de Boltigen, Brendelspitz, Zimmerböde).

Complexe de la Gueyras

(CLÉMENT 1986; Niveau supérieur de la Série de la Manche, CAMPANA 1943, CARON 1972)

Du point de vue de sa représentation cartographique, le Complexe de la Gueyras présente plusieurs complications. Comme le souligne RABOWSKI en 1920 déjà, les complications tectoniques de détail du niveau supérieur de la nappe de la Simme sont telles qu'elles nécessiteraient une cartographie au 1:10 000. Lors des relevés de terrain, nous n'avons que pu constater la validité de cette affirmation faite un siècle plus tôt et avons dû nous résoudre à certaines simplifications. Certaines lentilles dont l'extension ne dépasse pas la dizaine de mètres n'ont donc pas été représentées. Seul le quart sud-ouest de la feuille Boltigen a fait l'objet de nouveaux levés sur le terrain. Le report cartographique des blocs du Complexe de la Gueyras des quarts sud-est et nord-ouest de la feuille Boltigen a été réalisé sur la base des levés de BIERI (1964), RABOWSKI (1920) et RENZ (1934), en tenant compte du modèle numérique de terrain (swissALTI^{3D}) et des nouveaux affleurements apparus depuis le long des routes alpêtres.

Le Complexe de la Gueyras est caractérisé par la succession stratigraphique des quatre lithologies suivantes : Calcaires à filaments, Radiolarites, Calcaires à Aptychus et Couches à foraminifères. Cette série continue n'est que rarement préservée. WICHT (1984, p.26) décrit l'affleurement de La Gueyras (feuille 1245 Château-d'Oex, PLANCHEREL et al. 2012) comme l'un des meilleurs endroits où la série continue peut être observée. A cet endroit, la succession des quatre lithologies forme une grande lentille qui est emballée dans une matrice chaotique. Selon son opinion, chacune des quatre lithologies pourrait être définie au rang de formation. Elles sont considérées ici en tant que formations informelles. Dans le terrain, les quatre formations peuvent se rencontrer sous forme d'écaillés ou de lentilles qui respectent la continuité stratigraphique, mais aussi sous forme de lentilles disper-

sées présentant une seule formation ou une partie seulement de la succession stratigraphique. Dans la partie ouest de son terrain d'étude (à l'ouest du Jaunpass), CLÉMENT (1986), qui se réfère à WICHT (1984), range sous l'appellation Complexe de la Gueyras les lentilles citées ci-dessus, qu'il considère comme des olistolithes emballées dans une matrice, laquelle est constituée de pélites d'origine et d'âge variable (?Cénomaniens–?Coniaciens). Dans la partie est du terrain d'étude de CLÉMENT (1986), c'est-à-dire à l'est du Jaunpass, le Complexe de la Gueyras est caractérisé par de grosses écaillés fortement tectonisées et par l'absence de matrice. CLÉMENT (1986) les interprète comme le résultat d'un mélange tectonique. PLANCHEREL et al. (2012) considèrent qu'à l'ouest du Jaunpass, en raison de la présence de matrice, les lentilles forment un mélange (Mélange de la Tissota) qui contient essentiellement des lentilles de type Complexe de la Gueyras. Le passage du Mélange de la Tissota vers le Complexe de la Gueyras a lieu dans la région du Jaunpass.

Les quatre types lithologiques d'affinité austro-sudalpine représentent la séquence pélagique mésozoïque anté-flysch de la nappe de la Simme.

C_{ii} Calcaires à filaments (Aalénien – Callovien précoce)

(CLÉMENT 1986; Calcaires brunâtres tachetés et schistes siliceux, RABOWSKI 1912; Calcaires bruns, PAGE 1969)

Les Calcaires à filaments, à la base, représentent la formation la plus ancienne du Complexe de la Gueyras. Il s'agit d'une alternance de marnes sombres et de calcaires argilo-siliceux, gris-brun à la cassure et fortement tachetés. L'épaisseur des bancs varie entre 2 et 20 cm. Les taches, visibles sur les surfaces cassées lisses et subconchoïdales, laissent présumer une bioturbation très intense. Comme l'indique le nom de cette unité, les filaments sont prédominants dans l'association de la microfauve. Il s'agit de valves de lamellibranches planctoniques à paroi fine, originellement composées de calcite, le plus souvent silicifiées. CLÉMENT (1986) propose un âge allant de l'Aalénien au Callovien précoce sur la base de nannofossiles d'une part et de radiolaires en forme dégagée d'autre part. Selon BILL et al. (2001), la limite supérieure devrait être ramenée au Bathonien moyen.

R Radiolarites (Bathonien moyen – Kimméridgien)

(CLÉMENT 1986)

Le passage des Calcaires à filaments aux Radiolarites est graduel, marqué sur une dizaine de mètres par l'apparition de plus en plus fréquente de bancs siliceux noirs ou gris foncé au sein des calcaires à filaments. La lithologie la plus répandue est celle des radiolarites vertes siliceuses, d'aspect vitreux, à stratification le plus

souvent ondulée, lenticulaire ou plus rarement plane. Des radiolarites légèrement calcaires (0-30 % de calcite), de couleur rouge, parfois entrecoupées de bandes sili- ceuses vitreuses au centre des bancs, sont également présentes. A la Brendelspitz, les radiolarites sont vertes à la base et rouges au sommet. Elles forment des bancs plissotés et fortement diaclasés allant de 5 à 15 cm d'épaisseur, séparés par de minces niveaux argilo-siliceux qui marquent la stratification.

La base des radiolarites ne semble pas synchrone dans tous les profils étudiés par CLÉMENT (1986), qui propose pour cette formation un âge allant du Callovien moyen au Tithonien moyen (voire même Tithonien tardif à la Brendelspitz) sur la base de radiolaires en forme dégagée déterminés par P. O. Baumgartner. Une révision de ces mêmes faunes de radiolaires à la Gueyras (feuille 1245 Château-d'Oex) conduit ce dernier (dans BILL et al. 2001) à proposer un âge compris entre le Bathonien moyen et l'Oxfordien, voire le Kimméridgien.

C_A Calcaire à Aptychus (Tithonien précoce – Barrémien)

(CLÉMENT 1986; Biancone, PAGE 1969)

Le passage des Radiolarites au Calcaire à Aptychus se fait localement par l'intermédiaire d'un niveau métrique de calcaire noduleux rouge-rose, visible sous la Brendelspitz (coord. 2586.30/1159.10), attribué par CLÉMENT (1986) au Tithonien précoce à moyen.

Morphologiquement bien marqué, le Calcaire à Aptychus est un calcaire micritique fin, à patine gris clair et cassure conchoïdale gris clair à beige, parfois légèrement tachetée. Les bancs, épais de 5 à 20 cm, sont très affectés par la tectonique. Plissements et fissures remplies de calcite oblitèrent souvent la stratification. Des silex noirs, de forme lenticulaire, apparaissent sporadiquement. Les aptychi qui donnent son nom à l'unité sont rares. Au sud-est de Boltigen (coord. 2598.14/1163.84), FLÜCK (1973) signale la présence, au sein du Calcaire à Aptychus, d'intercalations lenticulaires conglomératiques, dont les éléments centimétriques à décimétriques sont subanguleux et constitués de radiolarites vertes, de cherts noirs et de Calcaire à Aptychus. Ces niveaux sont interprétés comme des dépôts proximaux chenalisés.

Bien que d'origine paléogéographique beaucoup plus interne (austro-sudalpin, marge méridionale de la Téthys), il est intéressant de noter l'analogie de faciès avec les calcaires plaquetés de la Formation des Sciernes d'Albeuve (Crétacé précoce) des Préalpes médianes plastiques. Le Calcaire à Aptychus s'en distingue par une teinte plus claire, l'absence de niveaux pélitiques et des taches beaucoup moins nombreuses et plus diffuses. A noter que l'affleurement de calcaires micritiques de Buël, situé le long de la route cantonale à l'est de Jaun (coord. 2589.40/1162.03) a

été rattaché au Complexe de la Gueyras (Calcaire à Aptychus et Couches à foraminifères), plutôt qu'aux Préalpes médianes, comme envisagé déjà par TERCIER et al. (1945) et confirmé par BOSSY (1998) sur la base du microfaciès.

C_F Couches à foraminifères (Barrémien–Cénomaniien)

(CLÉMENT 1986)

Les Couches à foraminifères représentent la formation la plus jeune du Complexe de la Gueyras. Malgré une répartition géographique assez grande, les bons affleurements sont rares à cause de la lithologie essentiellement argileuse de ces couches. On peut toutefois observer ces couches le long des lacets de la route du Jaunpass. Elles sont constituées de calcaires plus ou moins argileux, plus rarement siliceux, en alternance avec des marnes schisteuses. Les teintes sont beige-verdâtre, gris-noir, plus rarement rougeâtres. Les foraminifères ne sont visibles (à la loupe 20x) que dans les niveaux très calcaires. La stratification, visible dans les rares cas où la schistosité n'est pas trop prononcée, montre des bancs épais de 2 à 30 cm. A noter que l'affleurement de Couches à foraminifères signalé par PAGE (1969) au sud de la Brendelspitz n'a pas été retrouvé.

Dans le Simmental et la région du Jaunpass, on rencontre souvent des passées de calcaires spathiques à débris d'entroques et éléments dolomitiques, interstratifiées dans les Couches à foraminifères. Elles représentent des turbidites à matériel néritique provenant de la plate-forme carbonatée, datées de l'Albien tardif au Cénomaniien précoce (CLÉMENT 1986, p. 52 et 102). Il s'agit des «Brèches calcaires fines à *Orbitolina conica*» du Cénomaniien de RABOWSKI (1912, 1920). Bien que non cartographiées en raison de leur faible extension, elles ont été retrouvées en plusieurs points, notamment au Jaunpass (coord. 2592.676/1160.099, 2592.788/1160.094) ainsi qu'au sud de Rossberg sur la route d'alpage menant de Schönebode à Stützli (coord. 2600.690/1164.550, 2600.930/1164.700, 2601.015/1164.740).

Sur la base de deux affleurements situés pour l'un dans le Gschwändgrabe (coord. 2597.00/1163.56/1020 m) et pour l'autre sur le sentier qui conduit au chalet de Underi Halte (coord. 2595.80/1161.28/990 m), CLÉMENT (1986, p. 51-66), WEGMÜLLER (1953, p. 99-102) et WICHT (1984, p. 27) proposent que les Couches à foraminifères pourraient passer stratigraphiquement au flysch de la Formation de la Manche. Cette opinion n'a toutefois pas été reprise sur la carte, dans la mesure où l'affleurement dans le Gschwändgrabe présente des signes de mouvements tectoniques alors que celui de Underi Halte se situe dans un compartiment tassé.

CLÉMENT (1986, p. 59) formule l'hypothèse qu'à l'est du Jaunpass, de nombreux blocs de Calcaires à filaments, Radiolarites et Calcaire à Aptychus, se trouveraient emballés dans les Couches à foraminifères. Il s'agirait alors d'olistolithes

prises en place de l'Albien tardif au Cénomanién (soit durant la fin de la période de sédimentation des Couches à foraminifères). Si les datations qui permettent de proposer cette hypothèse ne sont pas à remettre en doute, il faut cependant constater qu'elles ne constituent pas un argument décisif. Au vu de la grande complexité tectonique et des nombreux redoublements observés au sein du Complexe de la Gueyras, il est en effet possible que ces Couches à foraminifères soient des olistolithes, au même titre que les lentilles de Calcaire à Aptychus ou de Radiolarites qu'elles sont censées emballer. Toutefois, parmi les affleurements datés et décrits par CLÉMENT (1986), celui de Zimmerböde (coord. 2594.13/1158.67) semble satisfaire à cette hypothèse, en raison de la petite taille des olistolithes (Radiolarites et Calcaire à Aptychus, non reportés sur la carte) imbriqués dans les Couches à foraminifères. A l'est de la carte, de part et d'autre de Schönebode, les nombreuses lentilles de Calcaire à Aptychus englobées dans les Couches à foraminifères parlent également en faveur de cette hypothèse. Mentionnons ici que la construction de la route d'alpage entre les chalets de Schönebode et Stultzli a mis au jour, à partir de la coordonnée 2600.530/1164.260 en direction du nord-est, de nouveaux affleurements dont l'étude détaillée pourrait apporter des éléments de réponse à cette problématique. Pour conclure, si une phase de mise en place précoce d'olistolithes, dès l'Albien tardif, paraît possible, il semble toutefois que la plupart des lentilles qui forment le Complexe de la Gueyras sont à rapporter à une phase tectono-sédimentaire plus tardive qui débute au Cénomanién moyen.

F_F **Formation du Fouyet (Albien)**

(PLANCHEREL et al. 2012; Flysch du Fouyet, WICHT 1984; Niveau inférieur de la Série de la Manche, CAMPANA 1943; Roter Flysch p.p., TSCHACHTLI 1941, BIERI 1964; Série du Fouyet, CARON 1962)

La Formation du Fouyet affleure principalement au sud-est du Bäderhore, à Schwarzenmatt, ainsi que près de Weissenburgbad. Elle est vraisemblablement aussi présente dans le synclinal de nappes de Château-d'Oex, à l'ouest du chalet de Musersbergli (coord. 2587.60/1160.57, BRAILLARD 1998, p. 70). Ce flysch, considéré comme base stratigraphique de la Formation de la Manche, est caractérisé par la prédominance de niveaux pélitiques argilo-siliceux sombres, rouges ou verts, à intercalations plus ou moins lenticulaires de conglomérats fins et grès fins verdâtres, très siliceux (de type «Ölquarzit»). Des bancs très épais et massifs de grès moyens, de couleur verte, souvent très altérés, sont typiques de cette formation, ainsi que des lentilles silteuses qui présentent un éclat manganésifère caractéristique.

Sur la feuille Boltigen, seuls les niveaux correspondant à la description ci-dessus ont été rattachés à la Formation du Fouyet. Les siltites versicolores carbonatées, parfois de teinte rouge à orange, qui forment de petits bancs tectonisés, et qui ont été cartographiées par BIERI (1964) sous «Roter Flysch» dans les ravins de

Trogsitegrabe, Leiterigrabe et Sitegrabe (au nord-est du Jaunpass), ont été rattachées au Flysch de la Manche.

L'âge Cénomaniens–Turonien proposé par WICHT (1984, p. 20), repris par CARON et al. (1989), est à prendre avec des réserves. En effet, il est basé sur de rares spécimens (foraminifères planctoniques et nannofossiles) en mauvais état de conservation, récoltés dans deux petits affleurements dont l'appartenance tectonique n'est pas évidente à établir sur le terrain : l'affleurement de Gobetta (feuille 1245 Château-d'Oex) et l'affleurement de Spitznegg (coord. 2591.46/1160.27), qui est positionné sur le bord d'une faille mettant en contact Flysch à Helminthoïdes et Flysch de la Manche. L'âge Albien proposé initialement par CARON & WEIDMANN (1967) dans les Préalpes du Chablais est par conséquent plus probable, même s'il est possible, comme le souligne DAPPLES (1998, p. 65), que les dépôts du Fouyet soient diachrones entre les deux lambeaux préalpins.

F_M Formation de la Manche (Turonien–Santonien)

(Flysch de la Manche, WICHT 1984; Niveau moyen de la Série de la Manche, CAMPANA 1943, CARON 1972; Série gréso-schisteuse, KLAUS 1953; Puntel-Serie, FLÜCK 1973)

La Formation de la Manche occupe de grandes surfaces sur le territoire de la carte, tant en rive gauche (Jaunpass, Weissenbach), qu'en rive droite (Pfaffried, Puntel) de la Simme. Elle est absente au nord des Gastlosen. Elle est constituée d'une alternance de grès, siltites et niveaux pélitiques noirs. Les grès sont fins, quartzeux à quartzitiques (faisant toutefois réaction à l'acide chlorhydrique), toujours très durs, gris-bleu à la cassure et gris foncé à brun-jaune à la patine. La stratification oblique est fréquente à l'intérieur des bancs. Les siltites sont également carbonatées, gris foncé à noires et disposées en plaquettes. On trouve fréquemment aussi des bancs de calcaires siliceux noirs et de calcaires dolomitiques à patine jaune-orange. Des niveaux de «Geröllmergel» (marnes à galets, contenant des calcaires et radiolarites pluricentimétriques) sont signalés par FLÜCK (1973) à Puntel. De tels niveaux, mais de granulométrie plus fine, ont également été trouvés dans le lit de l'Eyegrabe (au nord-est de Loueli).

La Formation de la Manche est souvent fortement tectonisée, comme l'attestent les niveaux de pélites noires souvent écrasées et les charnières de plis isoclinaux parfois visibles dans les grès. Ceux-ci sont le plus souvent irréguliers, parfois lenticulaires, sans qu'il soit toujours possible d'attribuer clairement cet agencement à une cause sédimentaire ou tectonique. La très grande épaisseur apparente (>500 m) de la Formation de la Manche résulte en partie des nombreux replis et de probables redoublements liés à des chevauchements. Son âge est estimé Turonien–Santonien, voire Campanien précoce (CARON et al. 1989). Les contradictions entre les données

de FLÜCK (1973) et WICHT (1984) nécessiteraient toutefois d'entreprendre des investigations supplémentaires.

On rencontre occasionnellement, au sein de la Formation de la Manche, des olistolithes isolés de type Complexe de la Gueyraz. C'est le cas à Reidenbach, en rive gauche de la Simme, où affleurent de petits olistolithes constitués de Radiolarites (coord. 2595.26/1162.88), Calcaire à Aptychus (coord. 2569.01/1163.98) et calcaires siliceux (coord. 2595.10/1163.50). Ce dernier olistolithe, inférieur à cinq mètres de puissance, n'a pas été reporté sur la carte géologique. D'autres olistolithes sont également présentes à l'est de Pfaffried (coord. 2598.60/1166.00), tant en rive droite que gauche de la Simme.

Les lentilles calcaires visibles sur la crête de Puntel (coord. 2602.00/1164.20) ont été interprétées, en accord avec FLÜCK (1973, p. 37-43), comme des olistolithes de Couches à foraminifères englobées dans la Formation de la Manche. CLÉMENT (1986, p. 51-52) propose quant à lui que ces Couches à foraminifères constituent des témoins du soubassement de la Formation de la Manche, plissés et écaillés en concordance avec celle-ci, alors que RABOWSKI (1912) et WEGMÜLLER (1953) y voient pour leur part des lambeaux ou écailles de Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes.

D'autres types lithologiques ont été rencontrés dans la Formation de la Manche. Ils sont interprétés comme des olistolithes dont les petites dimensions n'ont pas permis le report cartographique: une lentille de brèche monogénique constituée d'éléments calcaires gris mastic et une lentille de grès gris-brun à orange affleurent dans le ravin de Sandelei (coord. 2589.96/1158.21). Il s'agit de particularités qui ne trouvent pas d'équivalents dans la littérature, hormis peut-être avec certains niveaux d'un flysch d'attribution incertaine, nommé «Flysch de la Braitaz» par DAPPLES (1998, p. 68), qui le décrit au col de Conche dans les Préalpes du Chablais. Les bancs lenticulaires de calcaires micritiques gris mastic emballés dans des pélites, qui affleurent au nord de Chinnried (coord. 2601.995/1165.920) rappellent également ce «Flysch de la Braitaz». Sur le territoire de la feuille 1245 Château-d'Oex, des niveaux similaires affleurent dans le Flysch de la Manche au nord-ouest de Rougemont (coord. 2581.37/1149.29).

Flysch de Weissenburg

Le Flysch de Weissenburg (TSCHACHTLI 1941) représente une variation latérale de la Formation de la Manche, dans laquelle il est intercalé stratigraphiquement (FLÜCK 1973, WICHT 1984). Il est constitué des lithologies suivantes: conglomérat finement à moyennement grenu, grès riche en élément calcaires et dolomitiques, marne et calcaire semblable au calcaire des Couches à formaminifères. L'épaisseur des bancs varie entre 10 et 40 cm, des bancs plus épais que 1 m font l'exception. Le conglomérat contient outre des dolomies, des radiolarites noires, vertes et rouges, des éléments calcaires diverses (Calcaires à Aptychus, Calcaires à Calpionelles) et

rarement des ophiolites. Des éléments argileux noirs sont régulièrement observables. Les composants sont souvent bien arrondis, mais des bancs bréchiqes existent aussi. Le grès finement à moyennement grenu est très dolomitique, provoquant une patine jaune ocre. La marne peut être siliceuse (gris-vert) ou argileuse (brune-ocre). Elle est clairement stratifiée à bancs d'épaisseur variable.

Le Flysch de Weissenburg affleure surtout sur le territoire de la feuille 1227 Niesen, le long d'une étroite bande allant de Latterbach jusqu'à Weissenburg en passant par Erlenbach. Il est présent sur la feuille Boltigen à Herrenacher (coord. 2602.40/1167.45), ainsi qu'à Weiher en rive droite de la Simme (coord. 2601.75/1167.28), où il forme de petites collines. Vers l'ouest, d'autres collines font supposer la présence de ce Flysch, mais il n'est présent à l'affleurement qu'à Lee (coord. 2599.82/1166.18), où la construction d'une grange a mis au jour son faciès bréchiq. FLÜCK (1973, p. 44) ainsi que WICHT (1984, p. 25) décrivent un affleurement dans le Mättelegrabe (entre 820 et 850 m.) au sud d'Oberwil. D'autres affleurements se trouvent près de Boltigen (coord. 2596.20/1164.22), dans le Wyssbachgrabe à l'est du Jaunpass, ainsi que le long de la route cantonale au sud-ouest de Eschiegg (coord. 2594.05/1161.37) où le Flysch de Weissenburg est particulièrement bien observable. WICHT (1984, p. 24) prolonge la zone d'extension du Flysch de Weissenburg, délimitée jusqu'au Jaunpass seulement par FLÜCK (1973), vers le sud-ouest par le flanc nord du Hundsrügg jusque dans le Grischbachtal (feuille 1246 Zweisimmen) et même jusqu'à Rougemont (feuille 1245 Château-d'Oex). Sur la base de sa description sommaire, les affleurements suivants peuvent être précisés: Stiereberg (coord. 2590.51/1159.50), Zaaggisbode (coord. 2590.50/1159.04) et Sandelei (coord. 2590.04/1158.18). Deux affleurements supplémentaires nous ont été communiqués par W. Flück: coord. 2595.00/1160.22, 2595.00/1160.85. Âge: FLÜCK (1973) date le Flysch de Weissenburg du Turonien tardif – Santonien sur la base de foraminifères planctoniques.

Grès du Lamperehubel

Le Grès du Lamperehubel (FLÜCK 1973) est un faciès particulier qui a été rattaché au Flysch de la Manche. L'affleurement se situe au nord du Lamperehubel (coord. 2600.85/1166.00). Il s'agit de grès en gros bancs très altérés, décarbonatés en surface, laquelle présente un aspect vacuolaire semblable à celui d'une cornieule peu développée. La cassure révèle un grès siliceux gris-bleu très dur, carbonaté, à petits éléments jaunes dolomitiques. FLÜCK (1973, p. 55) décrit le Grès du Lamperehubel en lame mince comme «[...] un mélange détritique contenant, en plus d'une fraction siliciclastique, beaucoup d'éléments calcitiques et de gros éléments dolomitiques isolés [...]». La genèse de ce grès reste énigmatique (brèche intraformationnelle?). Âge: Albien, sur la base de foraminifères planctoniques (FLÜCK, 1973). Cet âge, ainsi que le fait que le Grès du Lamperehubel ne présente pas un

faciès de type flysch, conduisent FLÜCK (1973) à le considérer comme une écaille ou un olistolithe.

f_{WT} Mélange de la Tissota (Santonien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Complexe de la Gueyras, CLÉMENT 1986; Niveau supérieur de la Série de la Manche, CAMPANA 1943, CARON 1972).

Ce mélange tectono-sédimentaire se situe au sommet du Flysch de la Manche. Il contient des éléments (olistolithes ou écailles) de type Complexe de la Gueyras de taille métrique à kilométrique qui sont emballés dans une matrice argilo-siliceuse. Le mélange est présent dans la partie occidentale de la feuille, jusqu'au Jaunpass. Vers l'est, la matrice disparaît et le mélange passe au Complexe de la Gueyras (CLÉMENT 1986) (voir ci-dessus).

La matrice du Mélange de la Tissota n'affleure que rarement en raison de sa nature argilo-siliceuse. Son identification est délicate, car elle peut être confondue avec les Couches à foraminifères, lorsque celles-ci sont altérées et décarbonatées (CLÉMENT 1986, p. 67), ou avec la Formation du Fouyet dont elle partage certaines caractéristiques (WICHT, 1984, p. 27). Au Jaunpass, la présence de la Formation de la Manche, plus gréseuse, entre la Formation du Fouyet et la matrice du Mélange de la Tissota permet leur distinction cartographique. Dans le synclinal de nappes de Château-d'Oex toutefois, la Formation de la Manche est absente et les quelques zones peu affleurantes parsemées d'olistolithes situées dans les environs de la Brendelspitz ont été attribuées – un peu arbitrairement – au Mélange de la Tissota.

L'âge de cette matrice est incertain: Cénomancien moyen à Turonien basal (CLÉMENT 1986), voire Coniacien (WICHT 1984). Comme le Flysch de Weissenburg (Formation de la Manche) est daté par FLÜCK (1973) du Cénomancien tardif au Santonien, nous assignons le Mélange de la Tissota au Santonien voire plus récent. Il s'agit d'un mélange intra-Simme qui signe la mise en place précoce (Crétacé tardif) de la Formation des Rodomonts sur son équivalent distal, la Formation de la Manche, avec entraînement, à la base de la première, de lambeaux du soubassement mésozoïque. Ces lambeaux se retrouvent aujourd'hui dans le Mélange de la Tissota sous forme de lentilles dispersées, ou dans le Complexe de la Gueyras sous forme d'écailles tectoniques plus ou moins complètes et souvent intensément plissées.

F_{Ro} Formation des Rodomonts (Turonien moyen – Coniacien moyen)

(PLANCHEREL et al. 2012; Flysch de la Mocausa, WICHT 1984; Série de la Mocausa, CAMPANA 1943, KLAUS 1953, CARON 1972, FLÜCK 1973)

La Formation des Rodomonts est présente surtout sur le quart sud-ouest de la feuille Boltigen: dans le synclinal de nappes de Château-d'Oex, sous l'écaille chevauchante du Bäderhore, et plus largement au sud et au sud-ouest du Jaunpass.

Quelques affleurements lui ont également été attribués dans la partie est de la feuille, au sud du Lamperehubel. La Formation des Rodomonts est particulièrement épaisse au Hundsrügg et dans les Rodomonts (feuille 1245 Château-d'Oex). Comme déjà mentionné dans l'introduction consacrée à la nappe de la Simme, PLANCHEREL et al. (2012) ont préféré, pour l'appellation de cette formation, la localité-type des Rodomonts plutôt que celle de la Mocausa car le Poudingue de la Mocausa n'y apparaît que de manière subordonnée.

Les roches de la Formation des Rodomonts présentent une succession à tendance granocroissante vers le haut de marnes, grès et conglomérats (Poudingue de la Mocausa). Les grès sont carbonatés, gris-bleu ou verdâtres à la cassure, beige-orange à l'altération, parfois micacés, souvent charbonneux. L'épaisseur des bancs varie entre 0.5 et 2 cm dans la partie inférieure et entre 10 et 20 cm dans la partie supérieure de la formation. Rarement, ils peuvent atteindre 30–70 cm. Les marnes sont gris-noir ou gris-vert, finement laminées et silteuses. On rencontre également de minces bancs d'arénites dolomitiques à patine jaune-orange, de rares bancs calcaires micritiques clairs et des marnes argileuses ocres finement laminées de siltites et de grès très fins.

Le Poudingue de la Mocausa, visible à l'est de la Brendelspitz, au nord-ouest du Bäderhore et au sud du Lamperehubel, est la lithologie la plus caractéristique de la Formation des Rodomonts. Il s'agit de conglomérats polygéniques en bancs plurimétriques, qui contiennent des éléments pluricentimétriques roulés, jointifs ou dispersés dans une matrice silto-argileuse. Les éléments sont essentiellement des roches sédimentaires (dolomies, calcaires divers, radiolarites, silex, grès). S'y ajoutent de rares éléments ophiolithiques et cristallins acides (ELTER & al. 1966).

A noter que le terme de Mocausa correspond à l'ancien nom du chalet de la Verda, situé au sud du Gros Mont (feuille 1245 Château-d'Oex). A cet endroit, qui correspond aux zones de dépôt proximales, le faciès conglomératique de la Formation des Rodomonts est bien exprimé. En direction du sud et du sud-est en revanche (dans les Rodomonts), ce sont les faciès fins qui prédominent et les niveaux de poudingues sont rares, d'épaisseur réduite (max. 50 cm) et de granulométrie assez fine. Ceci est également le cas dans l'Eyegrave, au sud-est du Lamperehubel (coord. 2601.95/1166.06), où les faciès fins ont été rattachés, en accord avec FLÜCK (1973), à la Formation des Rodomonts. Les fragments de charbons présents sur les surfaces des bancs et la teinte beige-orange à l'altération des grès parlent en faveur d'une telle attribution.

Sur la base de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires, une fourchette allant du Turonien moyen au Coniacien moyen est proposée pour l'âge de la Formation des Rodomonts.

L'étude sédimentologique de la Formation des Rodomonts a permis à WICHT (1984) d'y distinguer deux associations de faciès: une association de faciès chenaillés où prédominent des niveaux de conglomérats et de grès massifs constituant

des remplissages de chenaux, associés à des pélites de talus et de levées et à des dépôts grésopélitiques d'interchenal. La seconde association, comprenant des faciès non chenalisés, est située au SSE de la première et représente des dépôts à dominance grésopélitique de base de talus. Les directions de courant indiquent une alimentation du bassin vers le SSE. La Formation des Rodomonts passe distalement à la Formation de la Manche, dans laquelle s'intercale le Flysch de Weissenburg sous la forme d'un cône sous-marin alimenté quant à lui du SSE vers le NNW. Ces trois flyschs se sont déposés en-dessus de la CCD (Carbonate Compensation Depth) (WICHT 1984).

NAPPE DES GETS

La nappe des Gets occupe la position structurellement la plus élevée dans l'édifice des nappes préalpines. Elle affleure peu et relativement mal sur le territoire de la feuille Boltigen, au sud du Jaunpass. Par corrélation avec les affleurements de cette nappe décrits et étudiés par CARON & WEIDMANN (1967) dans les Préalpes du Chablais, CARON (1972) propose pour les Préalpes romandes une subdivision en deux séries : la Série des Perrières (aujourd'hui Formation des Perrières) à la base, surmontée par la Série du Hundsrück (aujourd'hui Formation du Hundsrügg) au sommet, nommée également Flysch du Hundsrück par CARON et al. (1980b). Selon CARON (1972), c'est à la nappe des Gets qu'appartiennent la plupart – si ce n'est toutes – les lentilles ophiolithiques des Préalpes.

F_p **Formation des Perrières** (Turonien – Coniacien précoce?)

(PLANCHEREL et al. 2012, Série des Perrières, CARON 1972; Basis-Serie und Unterer Hundsrück-Flysch p.p., FLÜCK 1973)

Il s'agit d'une formation complexe regroupant trois termes principaux, dont la répartition et les modes d'association sont loin d'être élucidés :

1. Une « Série de base » (FLÜCK 1973), constituée d'argilites noires, rouges, gris-bleu ou grises contenant des lentilles d'ophiolites (voir ci-dessous), de calcaires fins (faciès de type « argilloscisti » ou « argilles a palombini » des auteurs italiens), ainsi que de radiolarites, conglomérats divers et schistes siliceux bariolés. Nous avons retrouvé les calcaires fins en deux endroits à Chilmoos (coord. 2592.40/1159.50 et 2591.90/1159.51). La présence de *Globotruncana* trouvées par FLÜCK (1973) dans la première de ces deux lentilles permet de la dater du Cénomanienn tardif – Turonien précoce, fixant ainsi l'âge de ce mélange au Turonien ou plus récent.

2. Une série gréseuse, constituée de flyschs gréseux ou gréso-schisteux bien stratifiés, à pistes et hiéroglyphes avec intercalations locales de niveaux lenticulaires de poudingue polygénique. Une lentille de flysch gréseux et gros bancs (coord. 2592.27/1159.69) pourrait être rattachée à cette série, ainsi que les grès grossiers très altérés brun-rouille, friables, d'aspect poreux et décarbonatés, qui affleurent localement le long des routes d'alpage conduisant à Toffelsweid et Oberegg Läger (par ex. coord. 2592.00/1159.13).

3. Une série schisteuse, constituée d'un flysch essentiellement schisteux à l'aspect satiné (anchimétamorphisme), auquel plusieurs petits affleurements pourraient être rattachés dans la région de Toffelsweid (par ex. coord. 2592.18/1158.78 ou 2592.44/1158.16).

On trouvera des descriptions plus détaillées de ces terrains chez CARON & WEIDMANN (1967) et PLANCHEREL (1998, p.63), qui les ont étudiés dans les Préalpes du Chablais où ils affleurent mieux. La série gréseuse bien stratifiée correspond vraisemblablement au «Unterer Hundsrück-Flysch» de FLÜCK (1973). Nous avons choisi comme limite supérieure de la Formation des Perrières les pélites brunes à noires, finement litées, qui déterminent le petit replat sur lequel sont posés les chalets d'Oberenegg Läger.

O Ophiolithes

Les lentilles d'ophiolithes du Jaunpass (coord. 2592.20/1159.20) sont déjà cartographiées comme «Roches éruptives basiques» par RABOWSKI (1912), puis décrites par ce même auteur (1920, p. 120) comme des «brèches à éléments de roches cristallines, éruptives et sédimentaires à la base». GRUNAU (1945) cartographie dans le détail ces ophiolithes pour lesquelles il fournit également une étude minéralogique et chimique. Tant RABOWSKI que GRUNAU rattachent ces roches vertes à la nappe de la Simme. JAFFÉ (1955, p. 141) discute avec beaucoup de discernement de l'appartenance des brèches ophiolithiques du Jaunpass, dont il dit qu'elles «hantent en quelque sorte les travaux de géologie préalpine depuis qu'elles ont été assimilées assez arbitrairement au cristallin de la nappe de la Simme par RABOWSKI (1920)». Pour lui, elles sont à rattacher à une nappe supérieure aux nappes de la Brèche et de la Simme. L'étude la plus récente des ophiolithes du Jaunpass est celle de SALIMI (1965) qui produit une carte détaillée (1:4000) des ophiolithes du Jaunpass. Il les subdivise en deux types: des brèches polygéniques stratiformes à la base et des brèches presque monogéniques (spilitiques) au sommet. Les premières comptent environ 10 % d'éléments cristallins acides (granites, gneiss) et de roches sédimentaires diverses, mais différentes de celles de la Simme. La disposition des laves en coussin présentes dans les brèches monogéniques (côté convexe dirigé vers le bas) indique que la série est renversée. Cet argument, combiné à la position discordante des bancs ophiolithiques par rapport aux assises de la nappe de la Simme et au fait

que les éléments sédimentaires des brèches polygéniques ne semblent pas provenir de la série stratigraphique de la nappe de la Simme, conduit SALIMI à démontrer la non-appartenance de ces ophiolithes à la nappe de la Simme. Il ne se prononce toutefois pas formellement quant à leur rattachement à la nappe de la Brèche ou à la «nappe des ophiolithes» de JAFFÉ (1955).

Une datation radiométrique U-Pb sur les zircons d'un élément granitique de la brèche ophiolitique du Jaunpass a livré un âge de 340 ± 20 Ma (Carbonifère précocé), indiquant que ce granite appartient au cycle hercynien (SALIMI 1965). Aucune datation n'a malheureusement été tentée sur les ophiolithes du Jaunpass. En revanche, les ophiolithes de la région des Gets ont fait l'objet de plusieurs essais de datation (BERTRAND 1970, BERTRAND & DELALOYE 1976, FONTIGNIE et al. 1982), dont les résultats les plus récents et les plus probables (BILL et al. 1997) livrent un âge de 166 ± 1 Ma. Cet âge radiométrique concorde très bien avec la datation biostratigraphique des radiolarites associées aux ophiolithes de la nappe des Gets (en Chablais, mais aussi dans les Préalpes romandes sur le territoire de la feuille 1246 Zweisimmen) qui indiquent le Bathonien pour l'âge des assemblages de radiolaires les plus anciens (O'DOGHERTY et al. 2006). Il s'agit là des datations les plus anciennes actuellement disponibles de la croûte océanique de l'océan liguro-méditerranéen.

F_H **Formation du Hundsrügg** (Coniacien tardif – Campanien précocé)

(PLANCHEREL et al. 2012; Série du Hundsrück, Caron 1972; Flysch du Hundsrück CARON et al. 1980b; Oberer Hundsrück-Flysch, FLÜCK 1973)

Sous ce figuré est cartographié, dans l'extrême sud de la feuille (coord. 2591.56/1158.01), le flysch grés-conglomératique typique de la Formation du Hundsrügg (Flysch du Hundsrück, CARON et al. 1980b), constitué de grès grossiers en bancs très épais, plurimétriques, contenant des galets le plus souvent dispersés dans la matrice gréseuse, parfois formant des niveaux conglomératiques. Les éléments des conglomérats, étudiés par ELTER et al. (1966) et FLÜCK (1973), sont constitués de (par ordre décroissant): dolomies, calcaires divers, silex, radiolarites, schistes argileux, grès, gneiss granitiques, gneiss, micaschistes, quartzites et ophiolithes. Slumps, convolutions, marques de courant et structures chenalisées y sont fréquents. Un âge allant du Coniacien tardif au Campanien précocé est attribué à ce flysch, sur la base de nannofossiles et de foraminifères planctoniques (FLÜCK 1973, CARON et al. 1980b).

QUATERNAIRE

L'histoire quaternaire de la région a retenu l'attention de GILLIÉRON, en 1885 déjà, puis de NUSSBAUM (1906), GENGE (1955), ZIENERT (1974) et HANTKE (1972, 1980). Ces auteurs se sont surtout intéressés à reconstituer l'histoire des glaciers. Nous reprendrons ici les principaux éléments de ces travaux, mais avons dû renoncer à en résumer les détails. En effet, ces études basées sur une approche morphostratigraphique font souvent la part belle à l'interprétation, dans un souci de retrouver sur le terrain des stades glaciaires ailleurs bien définis.

La reconnaissance et la cartographie des formations quaternaires présentes sur le territoire de la feuille Boltigen ont fait l'objet d'un soin particulier, ceci notamment grâce à l'utilisation du modèle numérique de terrain (swissALTI^{3D}) et des photos aériennes, couplées à la vision locale sur le terrain.

Pléistocène

Pléistocène moyen (à précoce?)

Bien que non cartographiés en raison de leur extension très réduite, il faut ici signaler la présence de cailloux allochtones mis au jour lors de la fouille du remplissage de l'abri sous roche du Ranggiloch (coord. 2592.375/1164.925/1845 m), situé au sommet de la paroi rocheuse qui domine Chlus (ANDRIST et al. 1964). Ces éléments aux arêtes anguleuses (15 % des éléments), émoussés (75 %) ou de forme arrondie (10 %), étaient emballés dans un sédiment limoneux compact de teinte jaune. L'ensemble a été interprété comme des restes de moraine de l'avant-dernière glaciation («Riss», aujourd'hui glaciation de Beringen, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011). Du point de vue pétrographique, les éléments allochtones identifiés sont des Couches Rouges, des grès de flysch, une roche verte, des silix blancs, un quartzite gris clair et des schistes verts. De tels éléments allochtones se rencontrent également plus à l'est dans d'autres cavités karstiques du Simmental, et jusque dans les Sieben Hengste (à l'est de Thun), à des altitudes oscillant entre 1550 et 1850 m (GNÄGGI 2008). Si une partie d'entre eux pourrait provenir des Préalpes supérieures, une autre provient indubitablement des nappes penniques et austroalpines valaisannes. Ceci implique un transport glaciaire, via une ou plusieurs transfluence(s) qui se seraient situées(s) entre la dépression du Rawil et le col des Mosses, vraisemblablement durant le Pléistocène moyen ou précoce. On trouvera chez ANDRIST et al. (1964, p. 16-17), GNÄGGI (2008), et GNÄGGI & SCHLÜCHTER (2012) une discussion des différents scénarios envisagés.

Pléistocène tardif

Trois importants gisements paléontologiques rattachés à la dernière période glaciaire («Würm», aujourd'hui glaciation de Birrfeld, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011) ont été fouillés sur l'emprise de la feuille Boltigen: Le Bärenloch dans le Breccaschlund (coord. 2587.84/1165.62), le Ranggiloch au-dessus de Chlus (coord. 2592.36/1164.93) et le Schnurreloch au-dessus de Buusche (coord. 2601.10/1169.15).

Fouillé récemment, le gisement de la grotte du Bärenloch, située à 1645 m d'altitude au pied de la paroi nord-est de la Spitzflue, a livré une riche faune dominée par l'ours des cavernes (*Ursus spelaeus*) qui totalise près de 80 % des restes (BLANT et al. 2004, 2010; BOCHUD et al. 2007). L'ours des cavernes a occupé la grotte pour les besoins de l'hibernation, mais aussi principalement pour la mise bas, comme l'atteste la dominance des femelles. Parmi les autres espèces à rattacher au Pléistocène tardif (sur la base de datations ou de l'état de fossilisation avancé des os) sont également présents le lion des cavernes (*Panthera leo spelea*), le loup (*Canis lupus*), la marmotte (*Marmota marmota*), le bouquetin (*Capra ibex*), et très probablement aussi le chamois (*Rupicapra rupicapra*), le renard (*Vulpes vulpes*), des mustélidés (*Martes foina*, *Martes sp*) et des rongeurs. Une dizaine de datations radiocarbone sur ossements ont permis de préciser l'insertion chronologique du gisement entre 48,5 (au moins) et 28 ka calBP. Cette période correspond au stade isotopique marin (MIS) 3, qui est marqué par plusieurs interstades tempérés. Ceci montre que les Préalpes ont connu, pendant la dernière glaciation, des périodes libres de glace et suffisamment tempérées pour qu'une végétation herbacée puisse s'y développer (BLANT et al. 2008, 2010).

Le Ranggiloch (1845 m) et le Schnurreloch (1230 m) sont deux cavités dont le remplissage a été fouillé durant la première moitié du 20^e siècle (ANDRIST et al. 1964, voir chapitre «Archéologie»). La faune mise au jour est similaire à celle du Bärenloch, avec une majorité d'ossements d'ours des cavernes (*Ursus spelaeus*). Parmi ceux-ci, la prédominance des individus jeunes (88 % au Schnurreloch, 85 % au Ranggiloch) sur les individus adultes indique que ces cavités ont été utilisées comme tanière d'hibernation et de mise bas. En effet, 20 % des ours meurent à la naissance et seulement 25 % d'entre eux dépassent la quatrième année (PATOU, 1988). Il n'est donc pas surprenant d'observer un nombre important de jeunes. On trouvera une liste détaillée des autres espèces associées à l'ours des cavernes chez ANDRIST et al. (1964). Quatre datations radiocarbone ont été réalisées sur des ossements du Ranggiloch et du Schnurreloch. Elles livrent des âges de 9.5 ± 0.15 , 10.5 ± 0.2 , 14 ± 0.6 et 24 ± 0.6 ka BP qui sont estimés par ANDRIST et al. (1964) comme étant trop jeunes, pour des raisons de contamination probable. Sur la base

de l'enregistrement stratigraphique et palynologique, les couches ayant livré le matériel osseux sont rattachées à un ou plusieurs interstades tempérés de la dernière glaciation, soit la même période qu'au Bärenloch (MIS3).

L'épaisse couche (env. 1 m de puissance, couche 5 de la stratigraphie de ANDRIST et al. 1964) de silts argileux finement laminés qui, au Schnurreloch, recouvre les niveaux à ours des cavernes (MIS3, voir ci-dessus) témoigne d'une période durant laquelle l'entrée de la cavité était bouchée, probablement par le glacier de la Simme, permettant ainsi la décantation de sédiments dans une tranche d'eau. Il est très vraisemblable que ces sédiments correspondent au dernier maximum glaciaire (LGM, MIS2). Dans cette portion du Simmental, la limite supérieure du glacier durant le LGM devait donc être supérieure à 1230 m. Cette dernière y est placée à environ 1400 m sur la carte du dernier maximum glaciaire (SCHLÜCHTER 2009).

q_{4m} Moraine de la dernière glaciation

Les matériaux morainiques de la dernière glaciation ont été déposés par le glacier de la Jogne au sud-ouest de la feuille Boltigen et par celui de la Simme à l'est. Dans les parties élevées du territoire, une multitude de petits glaciers locaux ont modelé le relief et déposé des moraines locales (voir ci-dessous).

Du point de vue morphologique, l'écoulement du glacier de la Simme a créé des roches moutonnées («Rundhöcker», «drumlins rocheux») particulièrement bien développées là où le substrat est constitué par le Complexe de la Gueyraz (entre Zimmerböde et Weissenbach ainsi qu'en rives droite et gauche de la Simme dans la région de Boltigen). De manière générale, les lentilles de Calcaire à Aptychus, plus résistants, forment des reliefs alors que les autres lithologies, plus tendres, ont été érodées préférentiellement. Des roches moutonnées sont également visibles sur substrat de flysch, au nord d'Adlemsried ou à Lamperehubel par exemple. Par souci de lisibilité graphique, ces morphologies n'ont pas été reportées sur la carte géologique.

De par ses dimensions impressionnantes (près de 600 m de longueur pour une hauteur d'environ 100 m), la crête morainique de Schönenbodeneegg (coord. 2592.90/1168.67) se distingue très nettement des autres petites moraines locales attribuées au Tardiglaciaire (fig. 8). Il est dès lors probable qu'il faille la rattacher au LGM (Last Glacial Maximum). Cette crête peut être interprétée comme un reste de moraine latérale du glacier du Geissalp, voire comme un reste de moraine médiane

qui délimitait les glaciers de Geissalp et de Neugantrisch, comme l'affirme GISIGER (1967). Sa partie amont a vraisemblablement été démantelée au Tardiglaciaire.

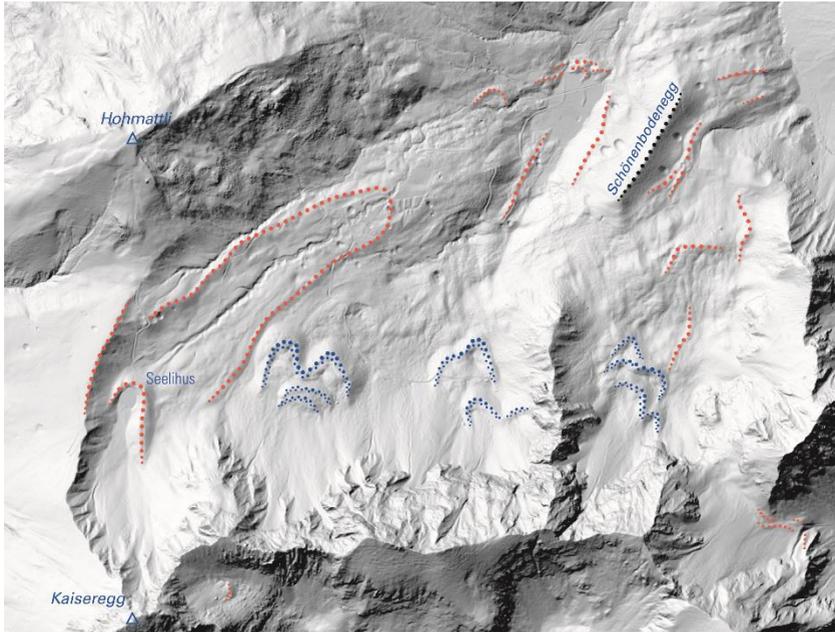


Fig. 8: Modèle numérique de terrain (swissALTI^{3D}, éclairage NW45°) de la région de Geissalp (coord. 2592/1168). Rouge = vallums morainiques tardiglaciaires, noir = vallum morainique du LGM (Schönenbodeneegg), bleu = glaciers rocheux.

Des dépôts très graveleux, constitués d'éléments arrondis à subanguleux relativement bien triés (5-10 cm de diamètre) emballés dans une matrice silteuse ou limoneuse grise ont été repérés en deux endroits : à l'ouest de Zimmerböde (en bordure sud de la feuille), où ils forment une épaisse accumulation de limons graveleux qui affleurent bien dans la partie supérieure du Ruersgrabe, ainsi qu'au sud-ouest du Jaunpass, où des niveaux de graviers sont visibles par endroits en rive droite du Spitzenegggrabe. Ces dépôts semblent montrer une stratification horizontale et présentent une bonne compacité. Il pourrait s'agir de dépôts glacio-lacustres mis en place dans de petits lacs de barrage glaciaire, puis éventuellement recouverts lors d'une poussée glaciaire ultérieure, ce qui leur aurait conféré une certaine compacité.

Glacier de la Simme et transfluence du Jaunpass: Sur la base de petits blocs erratiques de «conglomérat de la Hornfluh» (nappe de la Brèche) trouvés au nord du chalet de Schwarzeberg à une altitude estimée de 1520 m, GILLIÉRON (1885,

p. 231, 256-257) estime que «le glacier du Simmental s'est assez élevé pour pouvoir se déverser dans le bassin de la Jogne [...] mais seulement pendant un moment fort court». NUSSBAUM (1906) n'est pas de son avis. Il relève que les blocs erratiques du glacier de la Simme, caractérisés par des éléments de brèches, n'ont pas dépassé l'altitude de 1460 m à l'est du Jaunpass et que l'on ne trouve aucun élément de brèche dans toute la vallée supérieure de la Jogne. GENGE (1955) affirme pour sa part avoir retrouvé deux blocs erratiques à l'endroit mentionné par GILLIÉRON (à 1530 et 1560 m), mais dit qu'ils ont disparu depuis. Il en déduit que le glacier de la Simme se déversait dans la vallée de la Jogne durant la dernière glaciation, opinion reprise par HANTKE (1972, 1980), qui situe la limite supérieure de la glace durant le LGM à 1600 m pour la partie médiane du Simmental. C'est également cette interprétation qui a été dessinée sur la carte du dernier maximum glaciaire (SCHLÜCHTER 2009).

Nos propres observations rejoignent celles de NUSSBAUM (1906). Les blocs erratiques les plus élevés que nous avons rencontrés dans la région du Jaunpass se situent à une altitude de 1450 m au nord-est du chalet de Schwarzeberg (coord. 2593.16/1160.90) associés à des placages morainiques situés non loin en contrebas. Nous attribuons ainsi les quelques blocs erratiques trouvés en position élevée au-dessus du Jaunpass par nos prédécesseurs à une glaciation antérieure à la dernière. Nous pensons dès lors qu'une transfluence du glacier de la Simme vers le glacier de la Jogne a vraisemblablement dû exister, mais lors d'une avancée glaciaire antérieure à celle du LGM, dont le niveau supérieur devait se situer, à l'est du Jaunpass, vers 1450 m seulement.

Le bloc erratique le plus élevé que nous ayons pu observer dans le Simmental se situe au-dessus du chalet de Stützli (bordure est de la feuille, coord. 2602.25/1164.96) à une altitude de 1535 m. Nous rattachons cet élément (nappe de la Brèche), ainsi que les blocs erratiques les plus élevés (>1450 m) signalés par GENGE (1955) dans le Simmental, à une avancée glaciaire antérieure au LGM.

Dans la portion de la vallée de la Simme située sur la feuille Boltigen, aucun stade glaciaire représenté par des vallums morainiques n'est visible. Du point de vue chronologique, la reconnaissance de l'interstade Bölling-Alleröd (environ 15–13 ka calBP) dans les profils palynologiques étudiés par WELTEN (1952) aux environs de Boltigen (Chutti, coord. approximatives 2596.92/1164.92; Chrome, coord. approximatives 2596.70/1164.98 et Regenmoos, coord. approximatives 2596.55/1162.69) indique que cette portion du Simmental était libre de glace à partir de cette période au moins.

Glacier du Rhône et Transfluence de la Balisa: Les blocs erratiques trouvés dans la vallée du Javro jusqu'à la Valsainte (feuille 1225 Gruyères, 1016 m) témoignent de l'extension maximale du glacier du Rhône durant la dernière glaciation (TERCIER 1928; SPICHER 1966). Il n'y avait donc pas de transfluence du glacier du

Rhône vers le Lac Noir durant le LGM. Des blocs erratiques ont toutefois été signalés à des altitudes supérieures: jusqu'aux Echelettes (1280 m) et à Grattavache (1300 m) par NUSSBAUM (1906); vers 1440 m d'altitude sur le versant nord-ouest du Patraflon par HORWITZ (1914). Ces éléments témoignent d'une avancée glaciaire antérieure à la dernière glaciation. L'altitude la plus élevée des blocs suggère qu'un écoulement du glacier du Rhône vers le Lac Noir par le col de la Balisa (1411 m) était alors possible. GISIGER (1967) relève cependant l'absence totale de matériel rhodanien dans la région du Lac Noir, ainsi que dans la vallée de la Singine jusqu'à Planfayon, ce qui l'amène à dire que le glacier du Rhône «ne s'est jamais avancé dans la région, du moins pas durant la dernière glaciation». On peut en effet considérer que, si cette transfluence ancienne a existé, les stades glaciaires plus récents ont dû en effacer les traces.

q_{lm} Moraine locale

Dans les parties élevées du territoire, une multitude de petits glaciers locaux ont déposé des matériaux morainiques dans des cirques, sur les pentes ou au fond des vallées. Les vallums morainiques que l'on peut observer en de nombreux endroits attestent des différents stades de retrait des langues glaciaires durant le Tardiglaciaire précoce. Le lecteur intéressé pourra se référer aux chapitres décrivant le glaciaire local dans les travaux régionaux, ainsi qu'aux synthèses de BAERISWYL (1986) et BUGNON (1988) pour la partie fribourgeoise de la carte. Nous nous limitons ici à mentionner quelques points remarquables.

Dans la vallée de Geissalp, entre la crête morainique de Schönenbodeneegg (**q_{4m}**) et la petite gouille de Seelihus au nord-est du Kaiserregg, quatre vallums successifs sont très bien visibles (fig. 8 et 9). Le petit plan d'eau et le vallum morainique qui en constitue le barrage témoignent aujourd'hui de manière particulièrement évidente du dernier stade de retrait du glacier de la vallée de Geissalp.

Le glacier de Walop a creusé une profonde entaille de direction NNW–SSE perpendiculaire aux structures géologiques (fig. 10). Ses dépôts se rencontrent jusqu'à Reidenbach au moins (moraine à bloc de Steiniwald, voir ci-dessous).

Du point de vue chronologique, rappelons que la vallée de la Simme était libre de glace à la hauteur de Boltigen durant l'interstade Bölling-Alleröd (WELTEN 1952; voir ci-dessus). La plupart des moraines locales sont donc attribuées au Dryas ancien. Ceci est en accord avec le modèle de déglaciation précoce de SCHOENEICH (1998), pour qui l'ensemble des Préalpes était libre de glace dès l'interstade Bölling-Alleröd au plus tard.



Fig. 9: Vue sur la vallée de Geissalp depuis le sud-ouest. 1 =vallum morainique tardiglaciaire, 2 =vallum morainique du LGM (Schönenbodeneegg), 3 =glaciers rocheux. Au premier plan =vallum morainique de Seelihus, correspondant au dernier stade de retrait du glacier de la vallée de Geissalp (voir fig. 8). Photo L. Braillard.



Fig. 10: Vallée creusée par le glacier de Walop, vue depuis le Schwandgrabe. La barre rocheuse au premier plan est la Chlusflue (Préalpes médianes plastiques internes); celle du second plan correspond à l'anticlinal de Langel, à cœur de Jurassique moyen, derrière laquelle se trouve la vallée karstique de Walop. Photo L. Braillard.

Moraine à blocs

Sous ce figuré ont été cartographiés des amas de blocs parfois pluri-métriques, qui surmontent ou sont imbriqués dans la moraine, lui donnant alors un aspect chaotique. Dans certains cas, les blocs peuvent aussi s'organiser en vallums, ou encore développer des lobes à bourrelets frontaux, caractéristique qui les rapproche alors de glaciers rocheux. Les dépôts de moraines à blocs sont situés généralement en pied de falaise, souvent juxtaposés ou associés à des dépôts d'éboulements, desquels il est parfois difficile de les distinguer. On en rencontre par exemple sur le versant nord-ouest des Sattelspitzen et des Gastlosen, au nord d'Oberwil ou encore sur les alpages de Schönenboden et Ober Neugantrisch (versant nord du Widdergalm). Selon PASQUIER (2005), qui a rencontré des morphologies similaires sur le territoire de la feuille Gruyères, leur genèse pourrait s'expliquer par l'écroulement de pans de falaises sur des glaciers qui occupaient encore le fond des combes et des vallées au Tardiglaciaire, puis par le transport et la réorganisation de ces blocs par les glaciers.

La moraine à blocs du Schwandgrabe (coord. 2593.02/1163.50) et celle présente sur le versant exposé au sud du Chrachigrabe (coord. 2593.20/1163.29) contiennent de gros blocs constitués de roches du Trias et du Jurassique moyen. De nombreux blocs de calcaires massifs sont par ailleurs dispersés dans la moraine au-dessus de Dächebüel, jusqu'à 1040 m au moins (coord. moyenne 2594.30/1163.27). Dans la forêt de Steiniwald, au nord de Reidenbach, on rencontre également de la moraine à blocs contenant de gros blocs de calcaires massifs. Ces différents dépôts témoignent de l'extension du glacier de Walop jusqu'à Reidenbach. La répartition des blocs laisse à penser qu'il s'agit de matériel éboulé sur le glacier et transporté par celui-ci.

Glaciers rocheux fossiles

Dix glaciers rocheux ont été reconnus sur l'emprise de la feuille Boltigen. Ils se situent pour huit d'entre eux sur des versants NNW, N ou NNE, en pied de pente, à l'aval d'une zone d'alimentation en débris rocheux, à des altitudes comprises entre 1350 m et 1900 m. Un seul, celui de Jaun, est situé nettement plus bas (970–1050 m), alors que les deux rencontrés dans la vallée des Euschels sont orientés vers le nord-ouest et l'est.

Comme partout ailleurs dans les Préalpes, ils appartiennent à la catégorie des glaciers rocheux fossiles, c'est-à-dire qu'ils ne contiennent plus de glace et sont situés bien en dessous de la limite actuelle du permafrost. La question de leur origine, de leur classification morphologique, de leur datation et de leur utilité comme proxy climatique a fait l'objet de nombreux débats qui sont résumés, pour la région

préalpine, par SCHOENEICH (1992, 1998). Il est cependant admis qu'ils se sont formés durant un ou plusieurs stades du Tardiglaciaire würmien. Sur la feuille Boltigen, celui d'Untere Euschels semble recouper un vallum morainique plus ancien, suggérant, pour ce glacier rocheux, un âge situé davantage vers la fin que le début du Tardiglaciaire (Egesen?).

Du point de vue cartographique, il faut souligner que la distinction a été parfois délicate à établir entre glaciers rocheux fossiles, moraines de névés, protalus rampart ou moraines de glaciers locaux. Ceci provient notamment du fait que des processus glaciaires et périglaciaires ont pu coexister ou fonctionner en alternance lors de l'édification de ces formes d'accumulation. On citera comme exemple les morphologies mixtes rencontrées dans le fond du cirque rocheux de Schwalmere (coord. moyenne 2602.15/1160.60) ou sur le versant nord du cirque rocheux de Fluëschwand (coord. moyenne 601.50/161.40). Dans ce dernier cas, le protalus rampart cartographié au pied de l'éboulis pourrait correspondre à un embryon de glacier rocheux.

Comme exemples caractéristiques de glacier rocheux, on citera les morphologies de Geissalp, au nord-est du Kaiseregg.

Holocène

q_{as} Alluvions de la Jogne et de la Simme

Sous ce figuré ont été cartographiées des alluvions anciennes de la Jogne et de la Simme, qui forment des lambeaux de terrasses alluviales surélevées de plusieurs mètres par rapport à la plaine alluviale actuelle. C'est le cas à Gassenenweid (coord. moyenne 2586.40/1161.50) en rive droite de la Jogne, où une petite terrasse domine le cours d'eau d'environ 20 m. Dans la vallée de la Simme, on en rencontre à l'est d'Eschi (en rive droite), à la hauteur de Reidenbach (en rives gauche et droite), à Fuchshalte (en rive gauche) ou encore à Brüggmatte (en rive droite). Elles se situent à une altitude qui oscille entre 15 et 30 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle et se raccordent morphologiquement aux cônes de déjection provenant des vallées latérales, lesquels ont été entaillés par la suite durant l'Holocène (voir ci-dessous). Ces alluvions anciennes sont vraisemblablement d'âge Holocène ancien à Tardiglaciaire.

Masses tassées disloquées

Sous ce figuré ont été individualisées plusieurs zones instables, qui présentent des caractéristiques mixtes entre masses tassées et masses glissées.

La plus importante est la masse tassée disloquée de Senggiwald, qui marque profondément le paysage entre Grubenwald et Weissenbach, en rive droite de la Simme (fig. 11).

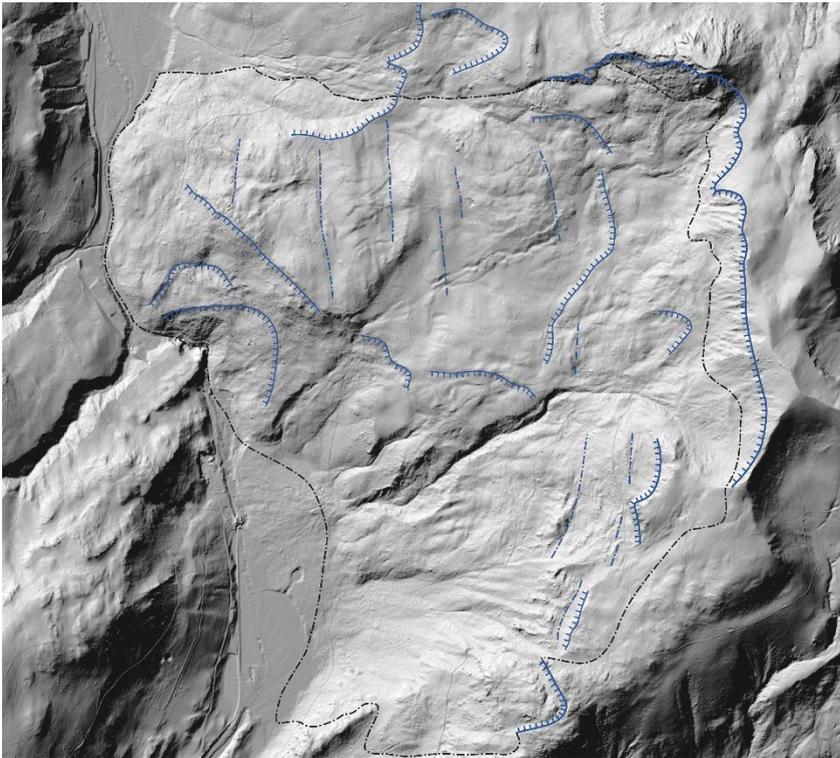


Fig. 11: Modèle numérique de terrain (swissALTI^{3D}, éclairage NW45°) de la masse tassée disloquée de Senggiwald, située à la hauteur de Garstatt en rive droite de la Simme (voir description dans le texte). Trait mixte noir = délimitation de la masse tassée disloquée, trait mixte bleu = limite de contre-pente, lignes bleues avec barbeles = niches d'arrachement.

Elle débute à 1700 m d'altitude, sous les niches d'arrachements du Horeguger et du Bunschlergrat (nappe de la Brèche) et affecte tout le versant jusqu'à la

Simme, dont elle a d'ailleurs déplacé le tracé vers l'ouest. L'essentiel du matériel est constitué d'éléments plus ou moins disloqués provenant surtout de la nappe de la Brèche, mais également du sommet de la nappe des Préalpes médianes rigides, ainsi que de placages morainiques. Dans les parties hautes, au-dessus de 1500 m, des dépôts d'éboulis et d'éboulements (non distingués à l'intérieur de la masse tassée disloquée) contribuent à alimenter la masse instable. Sur son bord septentrional, une partie de la masse tassée disloquée est affectée par un tassement plus récent, ce dernier étant lui-même affecté par un glissement de terrain (en rive droite du Warmbach).

Il est probable que le phénomène a débuté durant le Tardiglaciaire würmien suite au retrait glaciaire et au phénomène de décompression qui y a fait suite. A la hauteur de Garstatt, le front de l'instabilité semble être venu recouvrir la plaine alluviale postglaciaire. Les déformations constatées sur la route d'alpage Grubenwald-Hostette-Meienberg, particulièrement visibles dans les parties hautes de la masse tassée disloquée, indiquent que l'instabilité est toujours active. Dans la partie frontale, deux inclinomètres placés en 2003 (en amont de Laubeggfall) ont livré des déplacements lents, inférieurs à 2 cm par an (GEOTECHNICHES INSTITUT 2003). En obstruant temporairement la vallée, cette instabilité de pente pourrait avoir formé les petits lacs qui, selon la légende, entouraient la colline de Manneberg (feuille 1246 Zweisimmen) durant la préhistoire et l'époque romaine. On notera pour terminer que la configuration géologique est particulièrement défavorable à la stabilité de ce versant : en effet, les assises de la nappe de la Brèche, dont le pendage moyen plonge d'environ 30° vers le NNW – soit vers la vallée de la Simme – reposent sur le Mélange des Coulaytes, lequel a probablement servi (et sert toujours) de niveau de rupture. Le tracé du chemin de fer, qui évite l'instabilité en passant sur la rive opposée, constitue à cet égard une option ingénieuse.

Au nord-ouest du Lac Noir, l'instabilité de terrain sur le pied de laquelle est posée la ferme de la Pürrena contient des masses plus ou moins tassées et disloquées de Flysch du Gurnigel. Des masses tassées disloquées se rencontrent également sur les versants nord-ouest et sud-est du Hohmattli.

Masses tassées

On rencontre de petites masses tassées dans toutes les unités tectoniques. La distinction entre tassements actifs et stabilisés n'a pas été réalisée.

Au nord-est d'Oberwil, une solution tectonique a été choisie pour expliquer les rejets apparents qui affectent les couches du flanc sud (renversé) de l'anticlinal de Waldriedweiden. Il est cependant possible qu'une partie de ces rejets résulte d'un tassement qui affecterait le versant de Hoflue entre 1300 m et 820 m d'altitude.

Masses glissées

Sous ce figuré ont été cartographiés tous les dépôts meubles dont l'épaisseur estimée est supérieure à 2 m et dont la mise en place relève de processus de glissement de terrain. Il peut donc s'agir d'anciennes masses glissées aujourd'hui stabilisées ou de masses en glissement toujours actif. La distinction entre anciennes masses glissées et masses en glissement, très délicate à estimer en l'absence de mesures de déplacement (inclinomètres, relevés GPS), n'a pas été réalisée sur la carte. Dans la mesure du possible, les limites tracées sur la feuille Boltigen correspondent à celles des cartes de phénomènes, disponibles pour le canton de Fribourg sur le guichet cartographique (www.geo.fr.ch). Quelques divergences peuvent apparaître. Elles sont liées à une interprétation différente soit du contour de la masse glissée, soit de sa profondeur. Pour la partie bernoise de la feuille, seules quelques données disparates étaient à disposition. Les masses glissées cartographiées proviennent donc de nos propres levés de terrain.

C'est dans les nappes constituées de flyschs et dans les mélanges que se concentrent les glissements de terrain. Particulièrement répandus dans la région du Lac Noir (nappe du Gurnigel, Mélange infrapréalpin), on en rencontre aussi dans le synclinal de nappes de Château-d'Oex et dans le Simmental (Préalpes supérieures). Parmi les différents flyschs de ces dernières, c'est surtout la Formation de Reidigen qui est (ou a été) affectée par des glissements importants dont l'épaisseur peut dépasser 20 m. A titre d'exemple, on mentionnera le forage R 87 (coord. 2589.117/1162.045), sur la route du Jaunpass 900 m en amont de Kappelboden, qui a traversé 38 m de dépôts meubles glissés sans atteindre le flysch en place. Les Formations de Chétillon et du Fouyet sont le siège de petits glissements localisés souvent très actifs alors que les autres flyschs des Préalpes supérieures sont affectés localement par des glissements de profondeur moyenne (2–10 m), actifs ou stabilisés.

Si certains flyschs montrent à n'en pas douter des aptitudes au glissement en raison de leurs caractéristiques lithologiques (prédominance de niveau argileux ou alternance irrégulière de gros bancs résistants et de niveaux argileux), il faut cependant se garder de conclure que c'est systématiquement le flysch qui glisse. La plupart du temps, c'est en effet la couverture quaternaire qui est instable. La relation entre flyschs et glissement demeure valable, mais de façon indirecte: la formation de sédiments meubles quaternaires (produits d'altération, colluvions, moraines locales) a été favorisée sur les terrains de flysch en raison de leur faible résistance à l'érosion. Ces terrains meubles, souvent saturés en eau en raison de la nature imperméable du flysch sous-jacent, se trouvent en situation d'instabilité là où les pentes présentent une certaine déclivité et se mettent alors en mouvement.

La région du Lac Noir est particulièrement concernée par les problèmes de glissements de terrain. On mentionnera plus particulièrement l'important glissement du Hohberg, situé au nord-est du Lac Noir à cheval sur les feuilles Boltigen et Guggisberg, qui a une superficie d'environ 2 km² pour un volume estimé de 30 millions de m³ (RAETZO et al. 2000). On trouvera chez OSWALD (2003) une étude de l'activité récente (20^e siècle) de ce glissement, mise en relation avec les conditions climatiques. Sur le très court terme, les phases d'accélération marquée correspondent à des conditions printanières défavorables, durant lesquelles la fonte des neiges s'ajoute aux précipitations sous forme de pluies. Ce fut le cas par exemple en 1999. Les travaux d'assainissement (environ 40 km de drainages) entrepris à la suite de cette phase d'accélération ont été suivis, de 2003 à 2007, par une phase d'accalmie, ce qui tend à démontrer le rôle positif du drainage superficiel sur la stabilité du glissement (GEOTEST 2008).

D'un point de vue chronologique, des datations radiocarbone ont été réalisées sur des échantillons de bois provenant des glissements de terrain du Hohberg (28 datations), de Schlossisboden (13 datations), de la Pürrena (3 datations) et d'une lave torrentielle fossile à Jaun (5 datations) (DAPPLES 2002; DAPPLES et al. 2003). Complétées par des datations provenant des glissements de Falli Hölli (feuille 1206 Guggisberg) et de Villarbene (feuille 1225 Gruyères), elles mettent en évidence quatre périodes d'activité élevée de glissements de terrain dans les Préalpes fribourgeoises durant l'Holocène: 11–10.25, 6.25–4.8, 3.6–2.1 et 1.7–0.3 ka calBP. L'étude palynologique, sédimentologique et minéralogique d'un forage de 13 m réalisé dans les alluvions et sédiments lacustres du Lac Noir suggère qu'une relation de cause à effet existe entre phases de déforestation et augmentation des glissements de terrain (DAPPLES 2002; DAPPLES et al. 2002). En outre, cette étude a permis d'éclaircir la genèse du Lac Noir: il se serait formé il y a 6.1 ka calBP à la suite de glissements de terrain majeurs (Schlossisbödéli en rive gauche, Hürli et Hohberg en rive droite), qui auraient barré la vallée et bloqué l'écoulement de la Singine.

Dépôts d'éboulement, dépôts d'écroulement

Les dépôts d'éboulement et d'écroulement se sont formés essentiellement sous les parois rocheuses formées par les calcaires massifs des Préalpes médianes. Seuls ceux du Stillwasserwald et de Hintersattel, qui couvrent une grande surface au pied nord des Gastlosen, ont dû correspondre à un écroulement. Les autres amas de blocs sont à rattacher à des éboulements.

Le dépôt d'éboulement de In den Schortritzen, à l'est du chalet de Musersbergli (coord. moyenne 2588.50/1160.53) présente des cordons de blocs (dessinés sur la carte géologique) que nous avons interprétés comme le résultat d'éboulements sur névés (moraines de névé). Il pourrait aussi s'agir de protalus rampart. Il s'agit là d'une situation typique où la distinction entre éboulement, glacier rocheux ou

moraine à bloc (laquelle est également présente mais plus au nord) est délicate à réaliser.

La datation de ces événements est des plus délicates. Certains éboulements dont les blocs ont été remaniés par les glaciers locaux (voir ci-dessus «moraine à blocs») se sont produits durant le Tardiglaciaire déjà. D'autres se sont vraisemblablement produits durant l'Holocène. Sur le territoire de la feuille 1245 Château-d'Oex, l'occupation mésolithique d'un abri sous bloc situé dans l'éboulement du Lapé, au pied de la Dent de Ruth, indique une mise en place antérieure à 9 ka calBP (MAUVILLY et al. 2006; MAUVILLY et al. 2010, p. 23).

Ces phénomènes gravitaires se poursuivent jusqu'à aujourd'hui. En 2002, des blocs de plusieurs m³ ont atteint le point 1065 (coord. 2597.46/1167.06) de la route d'alpage qui mène de Waldried à Buufal (J. Häberle, communication personnelle). La configuration géologique de la paroi rocheuse de Stiereschatte, qui a fourni le matériel, présente en effet des conditions d'instabilités marquées : les calcaires compacts en gros bancs qui forment la voûte de l'anticlinal de Langel y sont intensément fracturés et prédisposés au glissement en raison d'un pendage subparallèle à la pente.

Eboulis

Les éboulis se rencontrent surtout dans la nappe des Préalpes médianes, sous forme de cônes d'éboulis au débouché des couloirs, de voiles d'éboulis en pied de paroi ou d'éboulis non structurés, ces derniers étant le plus souvent inactifs et recouverts de végétation. Les plus importantes accumulations proviennent des calcaires du Jurassique tardif (versant nord du Kaiseregg par exemple) mais presque toutes les formations de la nappe des Préalpes médianes sont concernées par ce phénomène. Le démantèlement des calcaires de la Brèche inférieure et des niveaux résistants du Complexe de la Gueyras (Calcaire à Aptychus, Radiolarites) a également édifié quelques voiles d'éboulis.

Cônes de déjection, cônes d'alluvions

Presque tous les torrents ont édifié des cônes de déjection, d'épaisseur métrique à décamétrique, constitués de dépôts plus ou moins graveleux, sableux et limoneux, parfois avec blocs. Ces cônes sont pour la plupart aujourd'hui peu actifs, voire inactifs. Ceux qui débouchent dans la vallée de la Jogne se raccordent morphologiquement aux terrasses surélevées (voir ci-dessus). Leur chenal d'écoulement actuel s'est enfoncé dans les matériaux de déjection, dont la mise en place remonte vraisemblablement au Tardiglaciaire, voire à l'Holocène ancien. A partir

de l'Holocène, la diminution des débits des torrents, le développement de la végétation et la stabilisation des sols ont considérablement réduit la mobilisation du matériel meuble dans les torrents.

En août 1957, une lave torrentielle en provenance du ravin de Sulzibruch (coord. 2598.10/1168.10) a déversé des matériaux par-dessus le lit du Louigrabe, occasionnant des dégâts à la route et au chemin de fer (FURRER 1957). Cet événement a vraisemblablement été induit par un éboulement survenu au printemps 1956 dans la niche d'arrachement de Sulzibruch, laquelle reste aujourd'hui encore très active et sujette au tassement.

Mentionnons encore que le cône alluvial de Seeweid, qui aboutit dans le Lac Noir, a fait l'objet d'une étude géoélectrique et de forages (CSD 1985) réalisés dans le but de capter son eau souterraine (voir chapitre «Hydrogéologie»).

q_a Alluvions

Les alluvions qui présentent une certaine épaisseur concernent les vallées de la Jogne et de la Simme. Les résultats d'une étude géophysique (électricité, gravimétrie) réalisée dans la première d'entre elles (MEYER DE STADELHOFEN 1981) concluent à la présence de graviers aquifères sur une épaisseur d'environ 150 m à la hauteur de Zur Eich (entre le point 934 et Kürzli). Il pourrait s'agir là du remplissage d'un petit ombilic glaciaire surcreusé à l'amont du verrou rocheux liasique d'Im Fang, que la Jogne recoupe après avoir suivi sur deux kilomètres l'axe de l'anticlinal éponyme. A l'amont du verrou de Kappelboden, cette même étude conclut à un remplissage quaternaire d'environ 150 m également, mais ici constitué par des dépôts limono-argileux de faible résistivité (limons lacustres? matériel glissé? moraine remaniée?). L'épaisseur totale des alluvions qui colmatent la vallée de la Simme n'est pas connue, mais supérieure à 30 m entre Weissenbach et Boltigen (WEA 1999).

Des dépôts d'alluvions de faible extension peuvent également se rencontrer dans des situations géomorphologiques particulières, comme par exemple à Schönenboden (592.60/168.90), à l'arrière d'un vallum morainique, ou à Unterer Sattel (587.27/159.50), en bordure de la masse écroulée du Stillwasserwald (fig. 12).

Tuf calcaire

Seules deux zones de tuf calcaire ont été rencontrées: à l'est du Lac Noir le long du Riggisalpbach (entre 1200 et 1320 m) et en rive gauche de la Jogne à la hauteur de Buël (coord. 2589.580/1159.255).



Fig. 12: Méandres en bordure de la masse écroulée du Stillwasserwald, au pied du chalet de Unterer Sattel. Photo L. Braillard.

Marais, tourbières

Sous ce figuré sont cartographiés les marais et marécages actuels, ainsi que les anciens marais qui ont été soit drainés par l'homme, soit comblés naturellement. L'étendue et l'épaisseur des dépôts d'atterrissement (sables, limons, limons organiques et souvent tourbe au sommet), peuvent faire l'objet de quelques surprises. Les profils palynologiques réalisés par WELTEN (1952) dans le Simmental montrent en effet que le remplissage de ces marais peut être assez important. Le forage à la tarière dans le Bruchsee par exemple, situé au Jaunpass, a traversé 11.7 m de tourbe fibreuse à sphaigne et 1.2 m de limon organique sans atteindre le fond rocheux. Ce marais, ainsi que ceux de Chuchifang et de Toffelsweid situés à proximité, figurent à l'inventaire fédéral des hauts-marais d'importance nationale.

Dépôts artificiels, remblais

Quelques remblais suffisamment importants ont été reportés sur la carte. Ils ont été édifiés le long des routes principales (Jaunpass, Simmental) et sur le tracé de la ligne de chemin de fer du Simmental. Sur le bord sud de la carte, le petit vallon de Loch, en rive droite de la Simme, a été utilisé comme site de décharge de matériaux (en voie de comblement en 2010). Les remblais de Chlus correspondent à des terrils liés à l'ancienne exploitation de charbon (voir chapitre «Matières premières exploitables»). A l'entrée des gorges de Weissenburg, un important remblai est toujours visible à l'emplacement de l'ancien centre thermal de Weissenburgbad, aujourd'hui complètement démantelé.

TECTONIQUE

Cadre régional et considérations géodynamiques

Le territoire de la feuille Boltigen se situe au cœur de l'édifice préalpin, lequel est constitué d'un empilement de nappes allochtones qui chevauchent la Molasse subalpine par l'intermédiaire du Mélange infrapréalpin.

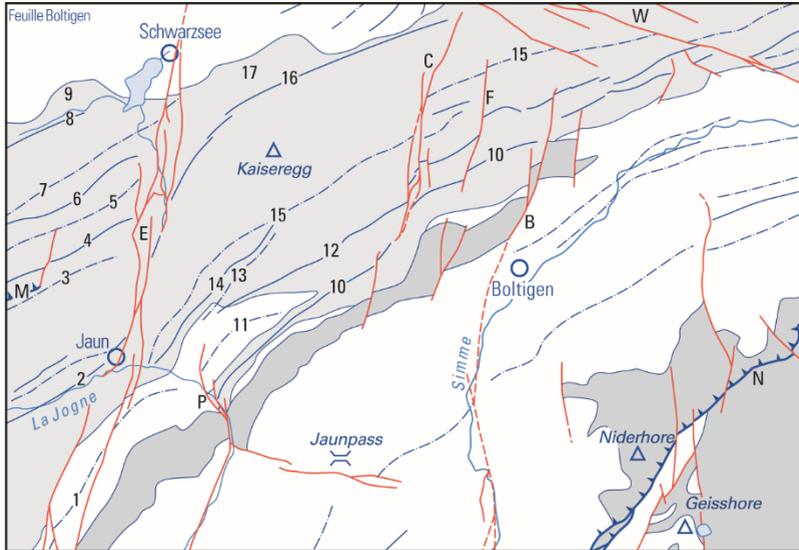
Les structures tectoniques sont dominées par des chevauchements et des plis de direction SW-NE, ainsi que par des décrochements principalement subméridiens, plus rarement NW-SE (fig. 13). Ces structures ont fait l'objet de nombreuses études: il y a tout d'abord les chapitres consacrés à la tectonique des différents travaux régionaux (voir liste en introduction) qui décrivent les structures et proposent des coupes géologiques interprétées. S'y ajoutent des travaux de portée plus générale touchant à la déformation de la nappe des Préalpes médianes à l'échelle des Préalpes (BIERI 1925; PLANCHEREL 1976, 1979; MOSAR 1988, 1989, 1991; MOSAR & BOREL 1992; WISSING & PFIFFNER 2002, MATZENAUER 2012).

La mise en place et la structuration des Préalpes sont liées à l'histoire du prisme d'accrétion qui se développe suite à la fermeture de l'océan Piémontais dès le Lutétien-Bartonien (MOSAR et al. 1996). La figure 14 présente, sous une forme schématique et simplifiée (LEMOINE et al. 2000), l'emplacement des différents domaines paléogéographiques au Crétacé terminal et la position actuelle des unités tectoniques correspondantes.

Description des unités tectoniques

Mélange infrapréalpin

Le Mélange infrapréalpin isole les nappes préalpines allochtones de leur substratum autochtone ou parautochtone (PLANCHEREL 1990, p. 190). Ce mélange basal est nommé «Facies Wildflysch» sur la feuille Gurnigel (TERCIER & BIERI 1961) et «Wildflysch subalpin» sur la feuille Châtel-St-Denis (WEIDMANN 1993). Le Mélange infrapréalpin apparaît dans l'angle nord-ouest de la feuille Boltigen, soit sous la nappe du Gurnigel en position de fenêtre tectonique, soit entre la nappe des Préalpes médianes et celle du Gurnigel. Cette dernière situation, qui peut être expliquée par des chevauchements de type «out-of-sequence», est similaire à celle du wildflysch des Echelettes sur la feuille Gruyères (PASQUIER 2004), ou du wildflysch du Gros Plané encore plus à l'ouest sur les feuilles Châtel-St-Denis (WEIDMANN 1993) et Château-d'Oex (PLANCHEREL et al. 2012). Dans les environs du Spitzhubel, la transition entre



B = Accident de Boltigen
 C = Accident du Chüearnisch
 E = Accident de l'Euschelsspass
 F = Accident de la Falkeflue
 M = Rétrochevauchement du Maischüpfen
 N = Rétrochevauchement du Niderhore
 P = Accident de la Plagersflue
 W = Accident de Weissenburg

 Préalpes médianes plastiques

 Préalpes médianes rigides

 Axe d'un anticlinal

 Axe d'un synclinal

 Faille, accident (certain – probable)

 Rétrochevauchement (certain – probable)

1 = Synclinal de nappes de Château-d'Oex

2 = Anticlinal de la Jogne

3 = Synclinal du Maischüpfen

4 = Anticlinal de la Spitzflue

5 = Synclinal de Cerniets

6 = Anticlinal de Lovatli

7 = Synclinal de Bremingard

} Zone synclinal du Breccaschlund

8 = Anticlinal de la Balisa

9 = Eaille synclinal de Thossis-Rain

10 = Anticlinal chevauchant de la Dürriflue

11 = Synclinal de Reidigen

12 = Anticlinal de Langel

13 = Synclinal de Münchenberg

14 = Anticlinal de Kappelboden

15 = Synclinal de Schafberg-Widdergalm-Schibe

16 = Anticlinal de Riggisalp

17 = Zone du Hohmattli

Fig. 13: Aperçu tectonique simplifié du territoire de la feuille Boltigen

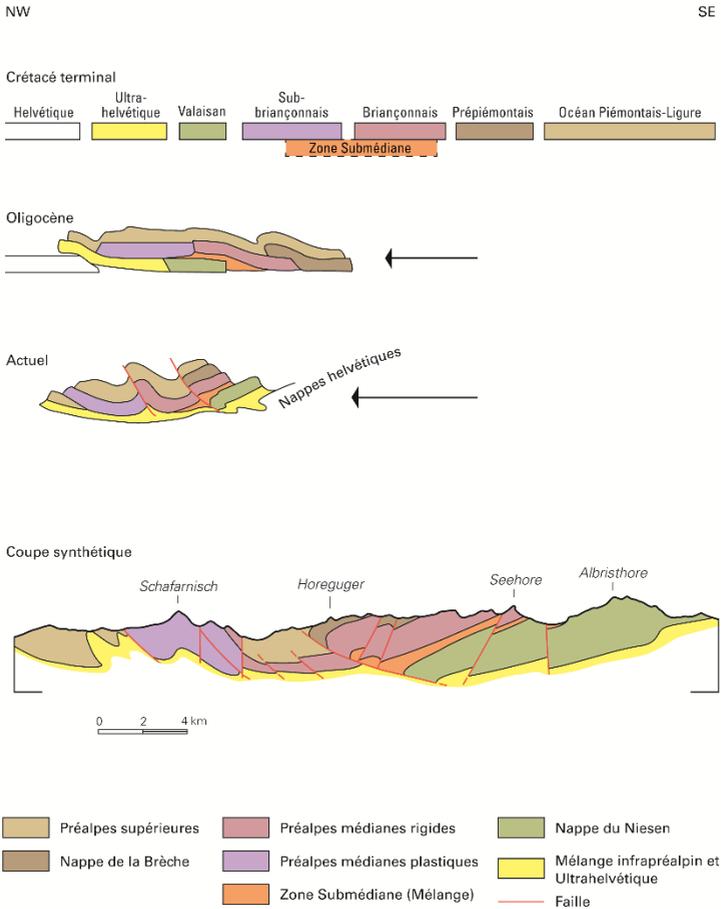


Fig. 14: En haut: position paléogéographique et mise en place probable des unités préalpines (modifié d'après LEMOINE et al. 2000); en bas: coupe schématique à travers le territoire de la feuille Boltigen.

une position sous la nappe du Gurnigel et une position entre la nappe des Préalpes médianes et celle du Gurnigel peut être observée.

La lentille de gypse qui affleure au pied des Gastlosen (voir chapitre «stratigraphie»), 200 m au sud-est du chalet du Soldat (coord. 2586.66/1158.23/1760 m), a été rattachée au Mélange infrapréalpin. A cet endroit, ce dernier se retrouve juxtaposé au Mélange des Coulaytes (Mélange supra-médianes, à lentilles de Couches Rouges) par l'intermédiaire du décrochement sénestre subméri dien de l'Euschels-pass.

Nappe des Préalpes médianes

La nappe des Préalpes médianes occupe plus de la moitié du territoire de la feuille Boltigen. Elle peut être subdivisée en plusieurs secteurs, caractérisés par des séries stratigraphiques différentes, plus ou moins complètes (cf. fig. 3), qui résultent de l'évolution paléogéographique et paléotectonique complexe du domaine briançonnais du Trias à l'Eocène, dont on trouvera une synthèse chez MOSAR et al. (1996). La partie externe de la nappe, décollée au niveau des formations du Trias tardif, alterne calcaires compétents et niveaux plus marneux. Son style de plissement, caractérisé par des anticlinaux et synclinaux, a ainsi été qualifié de «plastique». A l'inverse, la partie interne présente une série stratigraphique réduite, décollée à la base des formations du Trias moyen, où les niveaux incompetents sont absents. Par conséquent, la déformation y apparaît davantage cassante que plastique, d'où le qualificatif de «rigide» qui lui est associé (PLANCHEREL 1979, METTRAUX & MOSAR 1989, WISSING & PFIFFNER 2002). Bien que cette subdivision classique en Préalpes médianes plastiques et Préalpes médianes rigides (LUGEON & GAGNEBIN 1941) ne soit pas satisfaisante à plus d'un titre (PLANCHEREL 1998, p. 35), elle sera reprise ici par commodité.

La chaîne des Gastlosen (cf. fig. 4) et son prolongement vers le nord-est (Bäderhore, Mittagflue, Schafflüe, Festi) présente des caractéristiques intermédiaires entre Préalpes médianes plastiques et Préalpes médianes rigides, comme le souligne PLANCHEREL (1979, p. 155), qui parle alors de la «querelle des Gastlosen»: si leur style tectonique les range assurément dans les Rigides, leur position structurale actuelle, certes séparée des Préalpes médianes plastiques par les flyschs du synclinal de nappes de Château-d'Oex, demeure très externe par rapport aux Rigides proprement dites (au sens de LUGEON ET GAGNEBIN 1941: Rubli, Spillgerten, ...), ce qui tend à les attribuer aux Préalpes médianes plastiques. Dans ce travail, les Gastlosen seront rattachées aux Préalpes médianes rigides. Par ailleurs, des emprunts seront faits à la terminologie établie par BAUD (1972) qui propose une subdivision entre «Préalpes médianes plastiques internes» et «externes» d'une part, et entre «Préalpes

médianes rigides internes», «externes inférieures» et «externes supérieures» d'autre part. Les Gastlosen sont rattachées à ces dernières.

Préalpes médianes plastiques

La structure interne des Préalpes médianes plastiques est conditionnée par la nature des matériaux qui contrôlent le type de déformation à l'échelle locale (fracturation et plis). Les calcaires du Jurassique tardif et du Jurassique précoce, partout intensément fracturés, forment l'ossature des plis qui sont fréquemment déversés. Les alternances marno-calcaires du Jurassique moyen, du Crétacé et du Tertiaire, de même que les calcaires plaquetés du Crétacé précoce (Formation des Sciernes d'Albeuve), montrent quant à eux une déformation plus souple avec un clivage schisteux parfois prononcé, des replis dysharmoniques et des plis secondaires métriques à décamétriques (MOSAR 1988). De tels replis sont surtout visibles au cœur des synclinaux, comme par exemple dans le versant sud-ouest du Schafberg, au-dessus de Mittler Chüeboden (coord. 2589.85/1164.40).

Les mêmes observations de terrain pouvant conduire à des interprétations fort diverses, l'allure générale des plis est très variable suivant les auteurs. Une première école a ainsi adopté un style de plis «ultra-plastique», sans chevauchements internes importants, et en faisant appel à un diapirisme hypothétique (BIERI 1925, TERCIER & al 1945, GISIGER 1967, PAGE 1969). Une autre école, après avoir montré que la déformation interne de la roche dans les Préalpes médianes plastiques reste faible (MOSAR 1988, 1989), propose des coupes équilibrées (balanced cross sections) à travers la nappe où les volumes, les surfaces et les longueurs palinspastiques sont conservés. Cette démarche aboutit à un style général de plis-failles de type «fault-propagation fold» avec de nombreux plans de chevauchement (MOSAR 1991; MOSAR et al. 1996; BOREL 1997, WISSING & PFIFFNER 2002). Le style tectonique adopté pour les profils de la feuille Boltigen (planche I) est proche de celui utilisé par WEIDMANN (1993) et PASQUIER & PLANCHEREL (2005) sur les feuilles Châtel-St-Denis et Gruyères. Il constitue en quelque sorte un compromis entre ces deux écoles.

De grands accidents (voir ci-dessous) délimitent des compartiments qui font preuve, les uns par rapport aux autres, d'une indépendance de déformation plus ou moins prononcée. Ils génèrent en outre divers éléments structuraux caractéristiques (PLANCHEREL 1976, 1979): des plis et des chevauchements échelonnés et étirés le long de la zone disloquée, des décrochements synthétiques sénestres en relais, des failles antithétiques dextres, des chevauchements latéraux, des fractures de tension et des failles normales plus ou moins perpendiculaires aux axes de plis.

Le secteur situé à l'ouest de l'accident de l'Euschelspass est caractérisé par une succession assez serrée de plis d'axe SW-NE, comprenant, du sud vers le nord:

- Le synclinal de nappes de Château d'Oex.
- L'anticlinal de la Jogne (PLANCHEREL 1979; Anticlinal II, TERCIER & PUGIN 1967) déversé vers le nord-ouest, à cœur de Trias, et dont le flanc nord est affecté par le chevauchement Gros Brun-Chörblispitz. Le plan presque horizontal de ce chevauchement s'incline vers la Jogne où il semble s'amortir dans les séries du Jurassique précoce.
- Le synclinal assez serré du Maischupfen (synclinal de Grünfluh PLANCHEREL 1976), dont le cœur constitué par la Formation de l'Intyamon est chevauché par l'anticlinal décrit ci-dessus.
- L'anticlinal très étroit de la Spitzflue (PLANCHEREL 1976), à cœur de Jurassique moyen, et dont l'axe est décalé à l'ouest par le rétrochevauchement du Maischupfen (MATZENAUER 2012, p. 42-45).
- La zone globalement synclinale du Breccaschlund (PLANCHEREL 1976), constituée dans le détail par deux synclinaux relativement droits (Cerniets et Bre-mingard), dont le cœur est constitué par la Formation des Sciernes d'Albeuve, séparés l'un de l'autre par le bombement anticlinal de Lovatli, lequel est érodé localement jusqu'au Jurassique moyen.
- L'anticlinal à cœur liasique de la Balisa, affecté à l'est par un accident décrochevauchant.
- L'écaille frontale replissée de Thossis Rain.

La situation à l'est de l'accident de l'Euschelspass est radicalement différente. En voici les structures principales, du sud vers le nord:

- L'anticlinal chevauchant de la Dürriflue (Préalpes médianes plastiques internes), qui constitue le prolongement de l'anticlinal de Heiti. Il apparaît à l'est du décrochevauchement de la Plagersflue. Son axe est dévié vers le nord une première fois le long de l'accident décrochant de Chüerarnisch, une deuxième fois le long de l'accident décrochant de la Falkeflue, et une troisième fois le long de l'accident décrochant de Boltigen, à partir duquel son flanc sud devient renversé jusqu'à Ramsberg, où il vient buter sur le décrochement dextre de Weissenburg pour réapparaître à l'est de Weissenburgbad. Dans la région de Hoflue, une solution tectonique a été choisie pour expliquer les décalages observés dans les couches du flanc sud, renversé, de l'anticlinal, mais une solution par tassement est également envisageable (voir chapitre «Masses tassées»).
- Le synclinal de Reidigen, dont le remplissage constitué d'unités appartenant aux Préalpes supérieures forme la terminaison orientale du synclinal de nappes de Châteaux-d'Oex.
- L'anticlinal de Langel, à cœur de «Dogger intermédiaire», dont l'axe est également dévié deux fois vers le nord, le long des accidents décrochants de Chüerarnisch et de la Falkeflue. Dans les environs de Sulzibuch, il est chevauchant

- et déversé vers le sud. Au nord-ouest de Ramsberg, il est décalé le long du décrochement dextre de Weissenburg pour réapparaître au débouché des gorges du Buuschebach.
- Le vaste synclinal Schafberg-Widdergalm-Schibe à cœur de Couches Rouges, flanqué au nord-est de Jaun de deux plis secondaires (anticlinal de Kappelboden et synclinal de Münchenberg), décalé vers le nord par le décrochement de Chüerarnisch, passant ensuite par la Schibe avant d’être décalé une première fois vers le sud par un premier décrochement dextre, qui a aussi pour effet de redresser son flanc nord, puis une seconde fois par le grand décrochement dextre de Weissenburg, après lequel son flanc nord est renversé.
 - La zone anticlinale de Riggisalp, à cœur de Trias, écaillée et chevauchante, qui se prolonge vers l’est jusqu’au pied de la Märe, où elle vient butter sur la terminaison de l’accident décrochant de Chüerarnisch.
 - La zone complexe, écaillée, faillée et tassée du Hohmattli, qui a fait l’objet des interprétations suivantes: écailles autonomes, masses glissées et chevauchantes (GISIGER 1967); anticlinaux et synclinaux serrés avec décollement et glissement de blocs rocheux (BOVET 1990). A notre avis, il y a dans cette région, correspondant au chevauchement des Préalpes médianes, des écailles tectoniques qui ont haché la série stratigraphique en différents compartiments peu solidaires entre eux, lesquels ont ensuite été affectés de tassements et d’écroulements au Quaternaire. Dans l’impossibilité d’intégrer certains affleurements dans un schéma structural cohérent, et dans l’éventualité de possibles lacunes stratigraphiques au sein du Jurassique moyen (Unité D), évoquées par GISIGER (1967, p. 346), certains compartiments ont été délimités par un contact stratigraphique et non par un contact tectonique. Mais il faut garder à l’esprit que cette solution, pas vraiment satisfaisante, est dictée par les mauvaises conditions d’affleurement et présente en quelque sorte un compromis entre une solution toute tectonique et une autre qui attribuerait aux seuls processus gravitaires (tassement et écroulements) la complexité de cette zone.

Préalpes médianes rigides

Les Préalpes médianes rigides se rencontrent sous la forme de deux écailles monoclinales, l’une plongeant vers le sud-est (écaille des Gastlosen), l’autre vers le nord-ouest (écaille des Spillgeren).

L’écaille des Gastlosen (Préalpes médianes rigides externes) traverse diagonalement la feuille presque de part en part: elle est constituée, au sud-ouest, par les Sattelspitzen et les Gastlosen elles-mêmes, qui émergent des flyschs des Préalpes supérieures, puis, en direction du nord-est, par le chaînon Bäderhore – Mittagflue – Schafflüe – Festi. La disparition en profondeur de l’écaille des Gastlosen à l’est de

Festi (coord. moyenne 2597.70/1166.50) semble être le résultat combiné d'une diminution de son pendage, qui s'amenuise vers l'est à partir de l'accident décrochant de Boltigen, et d'une faille subméridienne à composante normale passant par la ruine de Festi. Selon MOSAR (1989, p. 766), cette écaille, qui n'affleure donc plus dans la partie est des Préalpes romandes, pourrait être enfouie, en retrait, sous les Préalpes médianes rigides de la région du Niderhore – Turnen.

L'écaille des Spillgerten (Préalpes médianes rigides internes) est présente dans le quart sud-est de la feuille, dans la région du Niderhore. Plongeant globalement vers le nord-ouest, elle est hachée par plusieurs accidents subméridiens qui impliquent aussi les nappes de la Brèche et de la Simme, le long desquels les mouvements sont essentiellement verticaux. Cette écaille monoclinale est également affectée par l'important rétrochevauchement du Niderhore, lequel se poursuit vers le nord-est jusqu'à Vierzeli, où il fait réapparaître, sous Puntelgable, une bande de Couches Rouges bordées de calcaires massifs (Formation de la Dorfflüe). Vers le sud-ouest, cet accident se poursuit en un écaillage complexe qui fait apparaître, à Oberi Niderwürfi, des lames de calcaires massifs (Formation de la Dorfflüe) au sein de la nappe de la Brèche. Les deux petites écailles de calcaires massifs (Formation de la Dorfflüe) présentes à Laubegg, en rive gauche de la Simme, ont vraisemblablement été ramenées en surface le long de l'accident de Boltigen, dans un contexte localement transpressif.

En profondeur, sous le Horeguger, la nappe des Préalpes médianes rigides semble former un pli chevauchant en genou, puis vers le nord une série d'écailles chevauchantes sous les flyschs du Simmental (planche I).

Nappe de la Brèche

La partie frontale de la nappe de la Brèche se rencontre dans le quart sud-est de la feuille Boltigen. Elle surmonte les Préalpes médianes rigides et est recouverte par la nappe de la Simme, ce qui est visible uniquement dans le Beretgrabe. La géométrie de son contour est rendue complexe par la présence d'un important rétrochevauchement de direction NNE–SSW, qui longe le Loheregrabe (coord. 2598.50/1158.50) ainsi que la paroi rocheuse du Niderhore, et d'un accident vertical subméridien passant par le Seebergsee. Les pendages indiquent un plongement général de la nappe vers le nord-ouest, plus marqué à l'ouest de la Simme (50-80°) qu'à l'est (30-50°).

Au Geisshöri les Couches Rouges et la Formation de Chumi, en position renversée, forment le flanc nord d'un petit anticlinal (pli I de RABOWSKI 1920 et de WEGMÜLLER 1953) chevauchant le Mélange des Mattes. Il s'agit là du seul vrai pli de la nappe de la Brèche dans cette région. Des lambeaux isolés en même position structurale sont visibles jusqu'au Geisshöri. Toutes les autres structures ne montrent pas de signe de plissement. A Schwand et Gestelengrat se trouve une écaille due

probablement à un retrochevauchement ou à une faille verticale (pli II de RABOWSKI 1920, pli Ia de WEGMÜLLER 1953). Le retrochevauchement du Niderhore lui superpose une écaille de la nappe de la Brèche de plus grande taille (pli II de RABOWSKI 1920 et WEGMÜLLER 1953), voire même des Préalpes médianes dans la région du Niderhore.

À l'est de Garstatt, le soit-disant pli III de RABOWSKI (1920) et WEGMÜLLER (1953) ne représente pas une unité tectonique distincte, mais est constitué par la grande masse tassée de Bunschleregrat–Horeguger–Garstatt (BECK 1952).

Nappe du Gurnigel

La nappe du Gurnigel forme le massif du Schwyberg, dont la terminaison méridionale occupe l'angle nord-ouest du territoire de la feuille Boltigen. Longtemps considéré comme flysch ultrahelvétique, le Flysch du Gurnigel a été rattaché à une origine ultrabriançonnaise (domaines piémontais à ligure) par CARON (1976) puis CARON et al. (1980a), sur la base d'arguments provenant d'affleurements situés en Suisse occidentale. Selon cette acceptation, la nappe du Gurnigel peut donc être considérée comme la cinquième unité tectonique des Préalpes supérieures (voir ci-dessous). En Suisse orientale, les arguments à disposition plaident davantage pour une origine nord-pennique (domaine valaisan) du «Schlieren-Flysch», ce dernier étant l'équivalent latéral du Flysch du Gurnigel (TRÜMPY 2006). Récemment, l'étude de BÜTLER et al. (2011) portant sur des datations U/Pb de zircons du «Schlieren-Flysch» a mis en évidence une population de zircons d'âge triasique à jurassique ancien, qui parle en faveur d'une source de matériel située sur la marge sud de la Téthys, et par conséquent d'une origine ultrabriançonnaise.

Comme l'a relevé TERCIER (1928), l'absence d'horizons stratigraphiques repères, la rareté des affleurements, les plissements dysharmoniques ainsi que les fauchages et tassements de la roche rendent l'étude de la structure tectonique du Flysch du Gurnigel particulièrement ingrate. En négligeant les pendages aberrants liés aux replis secondaires disharmoniques ou aux tassements et fauchages, on arrive cependant à reconstituer les grandes lignes structurales de l'ensemble: les pentes qui dominent le Lac Noir forment le flanc sud-est d'un large synclinal à cœur de flysch lutétien (Flysch 4) dont l'axe, de direction SW-NE, passe au nord de Fuchses Schwyberg. Cette structure synclinale se poursuit vers le sud-ouest jusqu'au décrochement subméridien de l'Auta Chia (feuille 1225 Gruyères).

Les masses de Flysch du Gurnigel de Hürlenli et Unter Hohberg, au nord-est du Lac Noir, sont interprétées comme des lentilles dans le Mélange infrapréalpin. Le Spitzhubel est en revanche considéré comme faisant partie de la nappe du Gurnigel, laquelle repose ici sur le Mélange infrapréalpin. Le Spitzhubel forme donc soit le flanc sud d'un anticlinal dont le cœur est souligné par la bande de Mélange

infrapréalpin qui se poursuit sur le territoire de la feuille 1206 Guggisberg, soit une écaille qui chevauche la masse principale de la nappe du Gurnigel.

Préalpes supérieures

Les nappes de flyschs les plus élevées de l'empilement préalpin constituent les Préalpes supérieures. Elles se rencontrent largement sur l'emprise de la feuille Boltigen, principalement au sud de l'écaille des Gastlosen (régions d'Abländschen, du Jaunpass et Simmental) mais également au nord, où elles occupent le cœur du synclinal de nappes de Château-d'Oex (entre la Brendelspitz et Reidigen). Si elles occupent bel et bien une place sommitale dans l'édifice préalpin, elles n'en forment pas pour autant les sommets les plus élevés, puisque les flyschs qui les constituent déterminent davantage des reliefs émoussés ou des zones déprimées.

C'est STEINMANN (1905) qui a reconnu l'existence d'une unité tectonique nouvelle, supérieure à la nappe de la Brèche, qu'il nomme «nappe rhétique» (par comparaison avec les Grisons) en raison des radiolarites et des ophiolites qu'elle contient. Cette appellation ne désignait toutefois que les «lambeaux» mésozoïques, les flyschs étant toujours rattachés à la nappe des Préalpes médianes. RABOWSKI (1912, 1920), après avoir démontré l'étendue importante de la «nappe rhétique» dans le Simmental, propose de remplacer ce terme par celui de «nappe de la Simme», sans y associer toutefois les flyschs. Ceux-ci sont toujours rattachés aux Préalpes médianes jusqu'à ce que TSCHACHTLI (1939, 1941) démontre que non seulement la nappe des Préalpes médianes, mais également les nappes de la Simme et de la Brèche, possèdent leur propre flysch. A partir de là, la question de la subdivision de cette masse de flyschs en plusieurs unités, de leur attribution et de leur datation a occupé passablement de géologues parmi lesquels on citera, pour le terrain qui nous occupe, BIERI (1946), WEGMÜLLER (1947, 1949, 1953), KLAUS (1953), CARON (1965, 1972), FLÜCK (1973) et WICHT (1984). On trouvera chez ces auteurs un historique détaillé et un résumé de l'évolution des connaissances et des incertitudes liées à cette problématique.

Le schéma retenu pour la feuille Boltigen est celui de CARON (1972) affiné par CARON et al. (1980b) et finalement placé dans son contexte tectono-sédimentaire par CARON et al. (1989): la «Nappe Supérieure des Préalpes», correspondant à la «Nappe de la Simme s.l.» et que nous préférons nommer ici «Préalpes supérieures», comprend tout le complexe de flyschs qui chevauchent à la fois la nappe des Préalpes médianes et la nappe de la Brèche par l'intermédiaire des wildflyschs éocènes de ces dernières (Mélange des Coulaytes et Mélange des Mattes). Quatre unités tectoniques, élevées au rang de nappe, y sont distinguées. Du bas vers le haut, il s'agit de la nappe de la Sarine, de la nappe des Dranses, de la nappe de la Simme et de la nappe des Gets. Les roches constituant la nappe de la Sarine étant considérées comme des restes témoignant du passage de la nappe du Gurnigel sur les

Préalpes médianes (CARON et al. 1980a), on peut dès lors ajouter à cet empilement une cinquième nappe: celle du Gurnigel.

Relevons ici encore que la très faible densité d'accidents tectoniques reportés dans les Préalpes supérieures, par rapport à ce qui a pu être observé ou déduit dans les unités encadrantes à dominante calcaire, tient à la fois au type de déformation plus souple des flyschs et aux moins bonnes conditions d'affleurement.

Nappe de la Sarine

Le terme de nappe de la Sarine a été introduit par Caron (1972), qui l'a interprété par la suite comme des restes de la nappe du Gurnigel (CARON et al. 1980a). La Formation de Reidigen qui constitue la nappe de la Sarine était auparavant soit méconnue, soit attribuée à la nappe des Préalpes médianes soit confondue au sein du Flysch à Helminthoïdes (Formation du Biot de la nappe des Dranses). La nappe de la Sarine affleure largement dans le synclinal de nappes de Château-d'Oex près de Reidigen, ainsi que sur le flanc sud de l'anticlinal chevauchant de la Dürriflue (Préalpes médianes plastiques internes). Elle est encore présente au-dessus des Préalpes médianes rigides externes à Wäschbrunne (coord. 2597.95/1166.65), mais absente tant au-dessus de la nappe des Préalpes médianes rigides internes que de la nappe de la Brèche.

Nappe des Dranses

Le domaine d'extension de la nappe des Dranses est décalé vers le sud par rapport à celui de la nappe de la Sarine: encore présente dans le flanc sud du synclinal de nappes de Château-d'Oex (en position renversée) entre Im Roten Herd (coord. 2586.40/1158.60) et Vorderi Pilarda (coord. 2589.10/1161.10), cette nappe voit son développement maximal au-dessus des Préalpes médianes rigides externes (au sud-est de l'échelle des Gastlosen). Dans le quart nord-est de la feuille, on la rencontre aussi au-dessus des Préalpes médianes plastiques internes (entre Waldried et Weissenburgbad). A l'instar de la nappe de la Sarine, elle n'a pas non plus été observée au-dessus des nappes des Préalpes médianes rigides internes et de la Brèche.

Nappe de la Simme

La nappe de la Simme est présente dans le cœur du synclinal de nappes de Château-d'Oex (Brendelspitz), sous l'échelle chevauchante du Bäderhore, et plus largement dans la région du Jaunpass et dans le Simmental. Elle y forme un vaste synclinal déversé vers le nord-ouest, dont l'axe est souligné par le Complexe de la Gueyraz. La très grande extension de la Formation de la Manche à l'est de Boltigen

est vraisemblablement à mettre en relation avec un pli-faille qui se développe parallèlement à la Simme à l'est de l'accident de Boltigen.

Au nord-est de Boltigen, le Complexe de la Gueyras semble former un grand pli renversé avec un cœur de Radiolarites et un plan axial incliné vers le sud-est. De telles structures de dimensions plus réduites s'observent également ailleurs dans le Complexe de la Gueyras. Ces structures, qui ne s'intègrent pas dans la structure générale synclinale de la nappe de la Simme, pourraient avoir été créées lors d'une phase de déformation précoce, durant laquelle un charriage interne à la nappe (Mocausa sur Manche) aurait entraîné, à la base, du substrat mésozoïque (voir ci-dessous).

La série stratigraphique du Complexe de la Gueyras s'intègre dans l'évolution paléocéanographique et paléotectonique de la marge continentale sud de la Téthys. Son origine paléogéographique est supposée dans la zone du Canavese (ELTER et al. 1966), plus probablement dans sa partie interne (CLÉMENT 1986), voire dans l'ensemble Sesia-Dent Blanche selon une autre hypothèse (TRÜMPY 1976). La tectonisation intense (plis isoclinaux) témoigne d'une phase de déformation éoalpine précoce, active du Cénomaniens au Coniacien. Cette évolution paléotectonique est discutée par CLÉMENT (1986), lequel relève que des problèmes concernant les relations entre les différentes unités de la nappe de la Simme subsistent. Le principal d'entre eux concerne la position tectonique du Complexe de la Gueyras, situé actuellement entre les Formations de la Manche (au-dessous) et des Rodomonts (au-dessus). En effet, WICHT (1984) a montré, grâce à une analyse sédimentologique, que la Formation de la Manche constitue l'équivalent distal de la Formation des Rodomonts, toutes deux déposées dans le même bassin, mais la première plus au sud que la seconde. Ainsi, un chevauchement du sud vers le nord, comme c'est généralement le cas pour les différentes nappes préalpines, aurait eu pour conséquence une situation inverse à celle rencontrée (Manche sur Rodomonts). Ce problème peut être résolu en considérant un chevauchement du nord vers le sud (et non du sud vers le nord) de la Formation des Rodomonts (avec à sa base une partie de la série pélagique anté-flysch) sur la Formation de la Manche (Raymond Plancherel, communication personnelle). Dans cette optique, les lambeaux pélagiques de la nappe de la Simme, qui constituent le Complexe de la Gueyras (situé actuellement entre les Formations de la Manche et des Rodomonts, mais originellement sous ces mêmes flyschs), seraient donc à considérer davantage comme des lentilles dans un mélange que comme de véritables olistolithes.

La question de l'origine de ces lentilles peut faire l'objet – on le voit – de nombreuses interprétations. Dans l'impossibilité de trancher entre l'une ou l'autre hypothèse, on se contentera de reprendre ici les propos de ELTER et al. (1966) concernant la mise en place des écaïlles mésozoïques anté-flysch: « Leur présence dans le flysch peut s'expliquer de diverses manières, qui ne s'excluent pas mutuellement :

écaillés glissées dans un bassin lors du dépôt des flyschs et provenant d'escarpements de failles ou de falaises bordant la mer (olistolites), écaillés arrachés au substratum du flysch lors du départ de la nappe, ou encore écaillés formées à partir d'un corps de nappe primitivement continu qui se serait désarticulé lors de la progression de cette immense masse plastique vers et dans les bassins externes des nappes de la Brèche et des Préalpes médianes».

Nappe des Gets

La nappe des Gets, qui occupe la position structurellement la plus élevée dans l'édifice préalpin, n'affleure qu'au sud du Jaunpass, où elle surmonte de façon discordante deux unités rattachées à la nappe de la Simme (Complexe de la Gueyraz et Formation des Rodomonts).

Accidents

Accident de l'Euschelspass

Cet accident est particulièrement marqué dans la morphologie à l'Euschelspass, d'où son nom. Cette dépression subméridienne correspond à une bande relativement étroite de terrains intensément disloqués, disposée obliquement par rapport aux axes de plis. JEANNET (1922, p. 646) le décrit comme un accident transverse («Transversalstörung des Nüschel») et l'interprète comme une flexure horizontale. PLANCHEREL (1976, 1979) le nomme dislocation transversale Bellegarde–Lac Noir. Cet accident trouve une continuation tant vers le nord (vallée de la Singine) que vers le sud (chalet du Soldat et col du Loup sur la feuille 1246 Zweisimmen). Il s'agit d'une dislocation transversale décrochante, composée de plusieurs décrochements sénestres en relais, dont certains évoluent en chevauchement latéral, comme par exemple la faille du Bärenloch (coord. 2587.85/1165.50) qui met successivement en contact la Formation de la Grande Bonavau sur la Formation du Moléson, puis la Formation des Sciernes d'Albeuve sur un petit synclinal à remplissage de Couches Rouges et de Flysch tertiaires. A l'ouest d'Obere Euschels, des compartiments constitués de formations jurassiques en position redressée, voire renversée, correspondent à des lambeaux du flanc nord de l'anticlinal chevauchant de la Jogne (Planche I, profil 2).

Selon PLANCHEREL (1976, 1979), cette dislocation aurait fonctionné de manière contemporaine (et non postérieure) à la formation des plis. Si cette hypothèse nous semble la plus apte à rendre compte de la complexité géologique rencontrée sur le terrain, il faut envisager ici la possibilité, évoquée par MATZENAUER (2012, p. 131), qu'une zone de paléofailles jurassiques orientée NNE-SSW, ait créé à cet

endroit une pré-structuration de la série stratigraphique, qui aurait été réactivée plus tard en décrochement après la phase de plissement. Cette hypothèse est intéressante car elle permet d'expliquer les variations d'épaisseur des formations jurassiques affleurant sur le versant sud de la Combiflue d'une part (à l'ouest de l'accident de l'Euschelsspass) et sur le versant nord-ouest du Chällihorn d'autre part (à l'est de l'accident de l'Euschelsspass). Nous considérons toutefois pour notre part que cette éventuelle zone de paléofailles aurait été réactivée en même temps que le plissement (voir discussion ci-dessous, chapitre «Modèles de déformation»).

Accident de la Plagersflue

Un autre accident décro-chevauchant subméri dien, d'extension cartographique moins importante que le précédent, mais qui affecte aussi plusieurs nappes, est l'accident de la Plagersflue, qui a déterminé le tracé de la Jogne à travers l'écaïlle des Gastlosen. Le comportement des deux compartiments situés à l'ouest et à l'est de cet accident est sensiblement différent : d'abord décrochant au sud, cet accident évolue à partir de la Plagersflue en double chevauchement latéral qui a eu pour effet, à l'est, de soulever l'écaïlle des Gastlosen (Préalpes médianes rigides) et de former l'anticlinal chevauchant de la Dürri flue. Ce dernier ne s'est pas (ou alors très peu) formé à l'ouest, comme attesté par l'épaisse masse de Flysch de la Formation du Biot qui subsiste au pied des Gastlosen, alors qu'à l'est, il ne reste de ce même Flysch mis en relief sur le dos de l'anticlinal de la Dürri flue que le petit affleurement d'Unter Obfängli (coord. 2590.10/1161.62).

La région située au sud-est de la Plagersflue est affectée de failles normales dextres orientées WNW–ESE, qui se prolongent jusqu'au Jaunpass.

Accident de Boltigen

Ce décrochement sénestre est particulièrement visible de part et d'autre du Stampfibach, où il met en contact latéral les calcaires massifs (Formation de la Dorfflüe) de l'écaïlle des Gastlosen (Schafflüe) et le Flysch de la nappe des Dranses (Egg). Cet accident se prolonge vers le sud à travers les Préalpes supérieures assurément jusqu'à Laubeggfall, comme attesté par le décalage du Complexe de la Gueyras, et probablement encore au-delà à travers la nappe de la Brèche, où il a vraisemblablement provoqué l'éjection vers le haut des deux lames de calcaires massifs de Laubegg (Formation de la Dorfflüe) dans un contexte localement transpressif. Encore plus au sud, en dehors de l'emprise de la feuille (entre St. Stephan et Zweisimmen), la nappe de la Brèche accuse également un décalage sénestre. Vers le nord, ce décrochement semble passer latéralement au (ou décaler le) chevauchement de Sulzibruch.

Accident du Chüearnisch

L'accident du Chüearnisch décale l'anticlinal de Langel par un jeu de décrochements méridiens sénestres. PLANCHEREL (1979) le nomme accident de Wannelsgrat-Chüearnisch mais cet accident se termine avant le Wannelsgrat (feuille 1206 Guggisberg). Vers le nord, tout comme l'accident de Boltigen, il semble passer latéralement à (ou décaler) un chevauchement.

Accident de la Falkeflue

A l'est de l'accident du Chüearnisch, l'accident de Falkeflue décale l'anticlinal de Langel de la même façon. Il est peut-être en relation avec le décalage à l'est de la Mittagflue, bien que le déplacement soit ici davantage vertical. Vers le nord, l'accident de la Falkeflue s'amortit dans les roches crétacées.

Accident de Weissenburg

L'accident de Weissenburg (BIERI 1925) est un décrochement dextre, de direction moyenne N110°, dont le plan plonge de 75–80° vers le sud-ouest en recoupant donc obliquement les plis. Au sud-est, il possède une légère composante verticale (soulèvement du compartiment sud de 10° vers le nord-ouest, BIERI 1925). En accord avec la proposition de PLANCHEREL (1979), on peut considérer que cette composante verticale augmente vers le nord-ouest. Ainsi, en limite de feuille (au nord du Widdersgrind), l'accident de Weissenburg est vraisemblablement davantage chevauchant que décrochant. Il pourrait se prolonger jusqu'au Wannelsgrat (feuille 1206 Gurnigel, TERCIER & BIERI 1961). Plusieurs failles parallèles, toutes avec un décalage apparent dextre mais probablement aussi une composante chevauchante, se situent au nord-est et au sud-ouest de l'accident de Weissenburg (failles du Homädli, du Widdersgrind, de la Schibe).

Rétrochevauchement du Niderhore

Bien que ce rétrochevauchement soit recouvert par des sédiments meubles quaternaires au Niderhore, on constate que c'est à cet endroit que le décalage apparent est le plus grand. Le rétrochevauchement est clairement observable au nord-est du Niderhore dans la paroi de la Zweufalti Flue (coord. 2600.95/1161.63). A cet endroit, la Formation de la Dorfflüe, qui plonge vers le nord-ouest depuis le Girhore, est rétrochevauchée sur elle-même avec entre-deux une bande de Couches Rouges et même du Mélange des Coulaytes (vers Vierzeli). Ce rétrochevauchement peut être suivi vers l'est en dehors du territoire de la feuille jusqu'au Turne et au Pfaffe (feuille 1227 Niesen). Vers le sud-ouest le rétrochevauchement définit une

zone où le contact entre les écaillés de la nappe de la Brèche est marqué par le Mélanges des Coulaytes (à Meieberg) et un agencement complexe de lentilles de la Formation de la Dorfflüe et du Trias (Oberer Niderwürfeli). Plus au sud-ouest, un alignement d'affleurements de Couches Rouges et de Flysch (Mélanges des Mattes?) au Loheregrabe et Mariedgrabe (feuille 1246 Zweisimmen) indique la trace du rétrochevauchement, laquelle se perd ensuite sous le cône de déjection de Mannried. Le rétrochevauchement du Niderhore s'arrête probablement contre l'accident de Boltigen.

Rétrochevauchement du Maischüpfen

Le rétrochevauchement du Maischüpfen (MATZENAUER 2012, p. 42ss.) peut être observé à plusieurs endroits le long du chemin qui mène de Maischüpfen (coord. 2585.15/1163.25) au chalet de Combi en passant par le petit col (point 2015 m) au nord du Schopfenspitze. Sa direction est WSW-ENE et il plonge fortement vers le nord-ouest. Le calcaire massif jurassique chevauche d'une quinzaine de mètres les calcaires plaquetés crétacés. Un peu au nord de la cuvette du point 1811 m, le rétrochevauchement se perd sous l'éboulis. A partir de là, soit il passe latéralement à (ou s'arrête contre) un décrochement senestre, soit il s'amortit dans le cœur de l'anticlinal de la Spitzflue.

Modèles de déformation

Comme déjà mentionné au sujet des terrains de la feuille 1225 Gruyères (PASQUIER 2005), deux modèles de déformation existent pour expliquer les structures actuellement visibles dans les Préalpes médianes.

Pour MOSAR (1988, 1989, 1991), WISSING & PFIFFNER (2002) et MATZENAUER (2012), les plis et les plis-failles se forment durant une phase de déformation précoce, en grande partie à la faveur de paléofailles réactivées, avant que le front de la nappe des Préalpes médianes n'atteigne le domaine helvétique à l'Oligocène. Cette nappe est transportée ensuite de façon plus ou moins passive avec les Préalpes supérieures sur son dos, au-dessus des terrains ultrahelvétiques et helvétiques jusqu'à son emplacement actuel. C'est durant cette dernière phase que les Préalpes médianes chevauchent la nappe du Gurnigel, que se produit l'écaillage au front des Préalpes médianes, que certains plans axiaux de plis sont redressés ou même déversés vers le sud et que des systèmes de failles décrochantes conjuguées subméridiennes (senestres) et WNW-ESE (dextres) se mettent en place.

Pour PLANCHEREL (1979, p. 202), la déformation principale est plus tardive: "Mises en place par glissement gravitatif à l'Oligocène, les Préalpes (y compris la

Molasse subalpine) auraient été principalement déformées lors d'une phase de subduction et de cisaillement mio-pliocène, par sous-charriage de leur avant-pays molassique". C'est également cette subduction crustale qui aurait produit l'écaillage de la nappe du Gurnigel (VAN STUIJVENBERG 1979, p. 40-43). Conformément au modèle de déformation continu par cisaillement horizontal («wrench tectonics») proposé par WILCOX & al. (1973), les grands décrochements (surtout subméridiens sénestres) bien visibles dans la nappe des Préalpes médianes, mais qui affectent aussi les autres nappes préalpines et la Molasse subalpine, auraient fonctionné en même temps que la formation des plis et des chevauchements auxquels ils seraient génétiquement liés. De part et d'autre des accidents décrochants mentionnés ci-dessus, les unités sont non seulement décalées, mais leur structuration interne est différente. Ce phénomène, visible au premier regard jeté sur l'esquisse tectonique, est particulièrement marqué pour l'accident de l'Euschelspass. Mais il s'observe également à une échelle plus détaillée, comme par exemple de chaque côté du petit décrochement de Combigabel (coord. moyenne 2586.63/1163.85), dont les compartiments ouest et est n'ont pas développé la même déformation, ce qui indique que le décrochement n'est pas postérieur, mais bien contemporain de la formation des structures (PLANCHEREL 1976). Si les accidents transversaux sénestres étaient tardifs par rapport à une phase de plissement antérieure, ils n'auraient fait que décaler des compartiments aux structures identiques.

Tremblements de terre

Selon le catalogue du service sismologique suisse, une quarantaine de tremblements de terre de magnitude inférieure à 3 ont eu lieu sur le territoire de la feuille Boltigen entre 1975 et 2012. Un seul a atteint une magnitude de 3.8 : il s'est produit le 20 mai 1999 à l'ouest de Riggisalp (coord. 2589.00/1166.70), soit sur la bordure est de l'accident de l'Euschelspass. Son hypocentre, localisé à 7 km de profondeur, se situerait dans le socle cristallin (DEICHMANN et al. 2000, p. 400).

MATIÈRES PREMIÈRES EXPLOITABLES

Charbon

Le lagon dans lequel prospéraient les moules qui ont donné leur nom aux Couches à *Mytilus* a également accueilli, au Jurassique moyen, des restes de plantes terrestres qui poussaient sur des îles ou en bordure de la plate-forme briançonnaise. Par accumulation et compaction, ces débris végétaux se sont transformés en charbon, présent aujourd'hui à la base du Membre du Rubli (SEPTFONTAINE 1983, p. 32; FURRER 1979a, p. 654) sous la forme de trois à cinq veines, épaisses chacune de 10 à 50 cm au maximum. On rencontre ces niveaux dans les Préalpes médianes rigides (Gastlosen, Bäderhore, Mittagflue, Festi), mais aussi dans les Préalpes médianes plastiques internes (Dürriflue, Chlushore, Holzerhore, Waldriedweideni).

Ces niveaux de charbon ont été exploités à plusieurs reprises dès le 18^e siècle. C'est surtout dans la région de Boltigen que l'exploitation du charbon connut un certain succès. Les premières concessions furent délivrées dans les années 1760. Environ mille demi-quintaux (soit 50 tonnes) étaient alors extraits annuellement de mines peu profondes, à la gestion encore quelque peu anarchique. Durant le premier tiers du 19^e siècle, la production annuelle atteignait 250 tonnes pour culminer à 500 tonnes vers 1850. En déclin puis complètement abandonnée par la suite, l'exploitation fut reprise durant la première guerre mondiale, mais sans succès. En revanche, durant la seconde guerre mondiale, la pénurie de combustible conduisit à une nouvelle période d'exploitation qui, de 1941 à 1948, fut très intense: une centaine d'hommes, payés 1.20 franc de l'heure et répartis en deux équipes, travaillaient en continu dans trois mines principales: Schwarzenmatt (entrée des galeries à Chlusflue et exploitation des charbons du Chlushore et de la Dürriflue), Boltigen (entrée de la galerie dans le Tubetal et exploitation des charbons de la Mittagflue et du Holzerhore) et Oberwil (entrée des galeries à l'ouest de Waldried). Plusieurs kilomètres de galeries furent creusés pour atteindre les veines de charbon et la production atteignit des records: 5'186 tonnes pour la seule mine de Schwarzenmatt durant l'année 1945. Si l'épaisseur des niveaux était faible et les difficultés d'extraction minière nombreuses, la qualité du charbon était toutefois excellente. Il s'agissait même, selon certains auteurs, du charbon suisse doué du plus grand pouvoir calorifique. Ceci a rendu son exploitation rentable, durant les périodes de crises tout au moins.

On trouvera quantité d'informations (périodes d'activités, production annuelle, plan des galeries, coupes géologiques plus ou moins détaillées, schémas tectoniques interprétés, type de charbon et propriétés calorifiques) concernant ces exploitations dans les nombreux rapports du «Bureau für Bergbau des eidgenössischen

Kriegs-, Industrie- und Arbeitsamtes», rédigés entre 1941 et 1947 et consultables au Centre d'informations géologiques du Service géologique national. GENGE (1948) en présente une synthèse pour la période 1940-1948. Ces documents ont permis de reporter sur la carte les entrées des principales galeries de mines. La plupart d'entre elles sont aujourd'hui effondrées et il est bien difficile de les repérer dans le terrain, même si on en connaît la localisation approximative. SCHMID (1920, p. 39-41) décrit les différentes exploitations de charbon des Préalpes, GENGE (1942) donne le contexte géologique de celles situées entre Boltigen et Wimmis, et KAMMER (2000) en aborde l'aspect historique dans un ouvrage richement illustré. Ces mines sont actuellement toutes abandonnées et non visitables. Un projet de réhabilitation de certaines galeries, dans un but touristique, a été évoqué au début des années 2000.

Aux Gastlosen, DE GIRARD (1896) mentionne l'ouverture, dans les années 1870, de deux galeries peu profondes, l'une dans le Mattenwald et l'autre au-dessus du chalet de «Mauzes Bergli» (aujourd'hui Musersbergli). Ces mines ne furent que peu exploitées et tombèrent rapidement dans l'oubli. BADOUX s'est rendu en 1945 dans celle du Mattenwald, située dans une masse tassée, pour en établir le potentiel d'exploitation. Son rapport permet de localiser l'entrée de l'ancienne galerie, à l'époque déjà partiellement effondrée et dont il ne reste plus de trace aujourd'hui. PFANDER & JANS (2004, p. 94-94) mentionnent la galerie du Mattenwald, non pas comme «Kohlenloch», mais comme «Goldloch». Un lavage de sédiment dans le ruisseau situé en dessous de l'ancienne galerie s'est toutefois révélé négatif. Il est probable qu'il faille attribuer à la pyrite, qui est parfois associée aux niveaux charbonneux, les références aux nombreux «Goldloch» connus des anciens.

Mentionnons encore que, dans la région de Château-d'Oex, la «Société des charbonnages du Pays d'Enhaut» fut créée le 14 août 1917, alors que la pénurie de combustibles battait son plein. Mais l'exploitation ne dura pas, en raison d'un charbon de moindre qualité et présent en faible quantité. Durant la deuxième guerre mondiale, ces mines ont été une nouvelle fois exploitées, puis rapidement abandonnées.

Pétrole

De l'ozocérite, un hydrocarbure ayant l'aspect de la cire, est présente sous forme de petites gouttes de couleur jaune-verdâtre visibles dans les niveaux tectonisés de l'accident des Euschels, au fond du ravin de l'Euschelsbach (coord. 2588.32/1166.76/1275 m) où les calcaires plaquetés du Crétacé précoce (Formation des Sciernes d'Albeuve) ont été mis en contact avec la Formation de la Grande Bonavau du Jurassique précoce (DE GIRARD 1906, p. 45; 1913, p. 80-81). L'origine

de ce pétrole est vraisemblablement à rechercher dans les niveaux légèrement organiques de la Formation de l'Intyamou, qui ont été intensément écrasés lors de la phase de dislocation des Euschels (TERCIER et al. 1945, p. 508).

Gypse

La carrière aujourd'hui abandonnée de la Gypsera (coord. 2588.52/1168.22/1140 m) constituait avec la carrière du Burgerwald, située dans un contexte tectonique similaire sur le territoire de la feuille 1205 Rossens (WEIDMANN et al. 2002, WEIDMANN 2005), la plus importante source de «pierre à plâtre» du canton de Fribourg (DE GIRARD 1896). TERCIER (1928) mentionne également un affleurement de gypse autrefois exploité en carrière à l'est de Brüggera (ancienne carrière de «Im Rohr», coord. 2589.33/1169.12/1160 m, positionnée sur une masse glissée). Ce gypse provient de lentilles du Mélange infrapréalpin.

Pierre de carrière

Seule la carrière de Laubegg (coord. 2595.60/1159.30) présente une certaine importance. On y exploite les calcaires massifs des Préalpes médianes rigides (Formation de la Dorfflüe), qui apparaissent en écaille en rive gauche de la Simme, pour la production de blocs et de concassé. Dans le Trogsitegrabe, le flysch calcaire de la Formation du Biot est exploité dans une petite carrière. Deux anciennes carrières, également très petites, ont encore été reportées, l'une au Jaunpass (Radiolarites) et l'autre au nord-est du Horeguger (Formation de la Dorfflüe).

HYDROGÉOLOGIE

Le report des sources sur la feuille Boltigen a été réalisé à partir des cartes des secteurs de protection des eaux (SEN 2007, WEA 2003 et mises à jour numériques 2011), sur lesquelles on trouvera des indications concernant les débits. S'y ajoutent des données disparates provenant des cartes géologiques inédites que nous avons consultées (voir la liste dans le chapitre «Introduction»), de rapports inédits de bureaux privés, d'une étude régionale (MÜLLER 1976a) et de nos propres levés de terrain.

De manière générale, les sources des Préalpes médianes sont souvent d'origine karstique et montrent des débits variables, parfois élevés (voir ci-dessous). Les flyschs des Préalpes supérieures présentent des sources assez nombreuses, mais aux débits modérés, le plus souvent inférieurs à 100 litres/minute. La situation est similaire dans la nappe du Gurnigel et dans le Mélange infrapréalpin. Dans la nappe de la Brèche, les sources sont particulièrement peu nombreuses. Dans le Simmental, en fond de vallée, une évaluation des ressources en eaux souterraines (WEA 1999) a révélé la présence d'un bon aquifère situé dans les alluvions postglaciaires de la Simme entre Weissenbach et Boltigen. Le niveau de la nappe phréatique se situe à environ cinq mètres de profondeur au sud de Weissenbach et à seulement deux mètres de profondeur à Boltigen.

Karst

La morphologie karstique (lapiés, dolines) est bien exprimée dans les calcaires du Jurassique tardif et du Crétacé précoce de la nappe des Préalpes médianes, laquelle recouvre environ la moitié de la surface de la carte. On mentionnera plus particulièrement les lapiés de fractures du Breccaschlund (partie amont), de Luchere (sud-ouest de Walop, HÄUSELMANN & SCHMID 1995) et de Urscher (nord-est du Niderhore). A noter que les morphologies particulièrement bien exprimées de la vallée glacio-karstique du Breccaschlund (lapiés, dolines, dépressions karstiques, cirques glaciaires, vallums morainiques et petits glaciers rocheux) lui ont valu en 1996 son inscription à l'inventaire fédéral des paysages, sites et monuments naturels d'importance nationale (IFP). Cette vallée a fait l'objet de nombreuses études depuis la fin du 19^e siècle, tant géologiques que géomorphologiques, dont on trouvera des compilations chez PUGIN (1975) et HEJDA (1997).



Fig. 15: Vue depuis l'est sur le Lac Noir, avec au premier plan deux dolines bien visibles sur substrat de gypse. En haut à gauche, le cône alluvial de Seeweid. Photo L. Braillard.

Plus de 400 dolines ont été reportées sur la carte. Une bonne partie d'entre elles conduisent à de petites cavités de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, lesquelles n'ont toutefois pas été signalées comme grottes en raison de leur petite dimension (voir ci-dessous). Un nombre relativement important de dolines se sont développées sur substrat triasique (à l'ouest de la Gypsera par exemple, fig. 15), parfois également dans des terrains morainiques sur substrat triasique. Dans ce dernier cas, il ne s'agit pas de dolines glaciaires, mais d'un affaissement de la moraine suite à la dissolution du gypse ou de la dolomie sous-jacente. Il faut relever que, dans certains cas, le soutirage peut s'effectuer à travers une épaisseur relativement importante de dépôts meubles quaternaires (au moins 21 m dans la région de Geissalp, 2592.051/1168.555).

Plusieurs dépressions sans exutoire superficiel, le plus souvent de petites dimensions, se rencontrent dans le Breccaschlund (sud-ouest du Lac Noir), aux abords des lacs de Walop (sud-est du Kaiseregg) et à l'est du Seebergsee. Elles témoignent d'une intense activité glacio-karstique durant le Quaternaire.

Seules les principales grottes (développement supérieur à 100 m) ont été reportées sur la base des inventaires du Spéléo-Club des Préalpes fribourgeoises, du Groupe spéléo Lausanne et de la section bernoise de la Société Suisse de Spéléologie. Elles se rencontrent à l'ouest du Gros Brun, au pied nord de la Spitzflue, au sud-ouest de Walop, sur le versant sud des Gastlosen, ainsi qu'au nord-est du Niderhore. Dans la plupart des cas, leur présence est liée à une faille et/ou à un contact lithologique. Deux grottes importantes, noyées de façon permanente pour la première et de façon temporaire pour la seconde sont encore à signaler: il s'agit du réseau souterrain de la cascade de Jaun (250 m de développement pour 80 m de dénivellation, voir ci-dessous) et du réseau souterrain de la source temporaire située à l'est du lac de Hindere Walop (2592.247/1166.257; 150 m de développement), lequel draine le synclinal à cœur de Couches Rouges du Widdergalm.

Sources karstiques

On trouvera chez PASQUIER et al. (1999, p. 109-113) les caractéristiques hydrogéologiques des différentes Formations des Préalpes médianes plastiques ainsi qu'un aperçu des conditions hydrogéologiques pour la région Vanil Noir – Gastlosen. Sur le territoire de la feuille Boltigen, la plupart des sources situées dans les Préalpes médianes ont un lien plus au moins direct avec le karst, lequel se développe essentiellement dans les calcaires massifs des Formations de la Dorflüe et du Moléson et dans les calcaires plaquetés de la Formation des Sciernes d'Albeuve. Toutefois, le symbole «source karstique» a été réservé aux sources karstiques importantes ou à celles, moins importantes, dont l'origine karstique est avérée.

Avec un débit moyen annuel de 700 litres/seconde et des débits de crue pouvant atteindre 6'000 litres/seconde lors de la fonte des neiges au printemps, la cascade de Jaun (fig. 16, coord. 2587.620/1162.025) compte parmi les plus importantes sources karstiques des Préalpes. A noter à ce sujet qu'elle est à considérer comme une source karstique et pas comme une résurgence, dans la mesure où il ne s'agit pas de la réapparition en surface d'une rivière dont on connaîtrait la perte. Des essais de traçage (fluorescéine) furent réalisés à partir du vallon des Morteys et du Gros Mont dès 1928 par SCHARDT (voir aussi commentaires chez BÜCHI 1931), puis par TERCIER (1949, 1951). Ils mirent en évidence l'existence d'un drainage karstique qui, partant du synclinal du Vanil Noir, aboutit aux sources des Planeys (feuille 1245 Château-d'Oex) et à la cascade de Jaun. Le système hydrogéologique karstique du Massif du Vanil Noir et de la chaîne des Gastlosen est décrit par MÜLLER & PLANCHEREL (1982) dans un article qui reprend et synthétise la plupart des résultats publiés précédemment (MÜLLER 1975, 1976a, 1976b, 1981). Sur la base de l'enregistrement en continu du débit et des paramètres physico-chimiques des eaux de la cascade de Jaun, ces auteurs mettent en évidence «l'existence d'un réservoir

à écoulement lent, qui alimente la source pendant l'étiage, et d'un réservoir à écoulement rapide qui, lors des crues, introduit de fortes dilutions et une baisse sensible de la température de l'eau». Ces résultats seront confirmés et complétés par les études ultérieures de SCHOUWEY (1989), THIERRIN (1990), MONTCALM (1997) et GRASSO (1999). Exploré depuis les années 1970 par des spéléologues-plongeurs, le réseau karstique ennoyé qui aboutit à la cascade était connu en 2012 sur une distance horizontale d'environ 300 m en direction du sud, pour une dénivellation de 80 m.



Fig. 16: Cascade de Jaun, une des plus importantes sources karstiques des Préalpes. Photo L. Brailard.

L'emplacement de la source karstique est étonnante, dans la mesure où on aurait pu s'attendre à un déversement de la nappe phréatique dans la Jogne 150 m plus à l'est, le long de l'important accident tectonique subméridien de l'Euschelspass. Selon MÜLLER & PLANCHEREL (1982) toutefois, «les accidents décrochants ne fonctionnent généralement pas, ou rarement, comme des drains, mais plutôt comme des écrans peu perméables [...]. Les exutoires qu'on repère au voisinage des accidents majeurs seraient dus au fait que l'eau souterraine bute sur l'obstacle d'une moindre perméabilité.»

En août 2004, d'importantes modifications de débit et de turbidité (non liées à un épisode de pluies) ont eu lieu simultanément à la cascade de Jaun et à la source

karstique de Kappelboden, située 480 m en amont en rive droite de la Jogne (L. Buchs, communication personnelle). Ces modifications, qui résultent vraisemblablement d'un débouillage brutal après une retenue provoquée par un effondrement souterrain, indiquent qu'une connexion pourrait exister, par siphon, entre les bassins hydrogéologiques Vanil Noir – cascade de Jaun d'une part et Schafberg – Kappelboden d'autre part. Mentionnons encore à ce sujet les importantes sorties d'eau qui jaillirent en mai 1999, quelques mètres au-dessus de la route cantonale, à partir des calcaires compacts en gros bancs (Formation du Moléson) affleurant entre Jaun et Kappelboden. Les résultats des analyses d'échantillons d'eau, prélevés à cette occasion dans ce débordement karstique situé en rive droite de la Jogne et dans la cascade en rive gauche, ont montré que, dans ce cas, l'eau ne provenait pas du même réservoir hydrogéologique (BRIEL 1999).

La source de Sandli (2589.881/1160.619), située trois kilomètres en amont de la cascade de Jaun, constitue l'émergence principale du réservoir formé par les calcaires massifs et perméables de la Formation de la Dorfflüe (Gastlosen, Préalpes médianes rigides). Captée depuis 1976 pour l'approvisionnement en eau de la commune de Jaun, elle présente moins de variations que la cascade de Jaun. Pour un même épisode pluvieux, la variation de débit de la source de la cascade de Jaun est très nettement supérieure à celle observée le même jour à la source de Sandli (SCHOUWEY 1989). En effet, cette dernière est alimentée par un réservoir important marqué par de faibles gradients hydrauliques, avec une épaisseur importante de la zone non saturée. Dans ces conditions, les infiltrations rapides d'eau de pluie sont fortement amorties (HYDROSOL 2008)

Le Breccaschlund, totalement dépourvu de réseau hydrographique de surface, est drainé en profondeur vers le nord-est pour sa partie aval (sources temporaires au contact entre les calcaires compacts en gros bancs de la Formation du Moléson et les calcaires noduleux de la Formation du Torrent de Lessoc, ainsi que captages au sud de Hubbel Rippa) et probablement vers le sud-ouest pour sa partie amont (sources karstiques du Pont du Roc, feuille 1225 Gruyères), hypothèse que des essais de traçage permettraient de confirmer (BUGNON 1988).

La région karstique de Walop (fig. 17) possède deux petits lacs. Le lac supérieur (alt. 1631 m) est alimenté, à l'ouest, par un petit cours d'eau qui s'écoule en surface à la faveur des niveaux argileux de la Formation de l'Intyamon, ainsi que, à l'est, par une source temporaire qui draine le synclinal à cœur de Couches Rouges du Widdergalm. Le lac inférieur (alt. 1613 m) doit également son alimentation au synclinal situé au nord. Ces deux lacs, qui reposent sur les calcaires plaquetés (karstifiés et perméables) de la Formation des Sciernes d'Albeuve, doivent leur présence au colmatage morainique des deux petites dépressions glacio-karstiques qu'ils occupent. Le niveau du lac inférieur peut s'élever temporairement de 5 m lorsque le débit d'alimentation est supérieur à celui des pertes (FALCONNIER 1946a), lesquelles sont situées dans le verrou rocheux au sud du lac. Le drainage du bassin karstique

de Walop est dirigé vraisemblablement vers le sud-ouest, le long des structures géologiques qui accusent un léger plongement axial dans cette direction. La source karstique de Kappelboden doit ainsi probablement une grande partie de son alimentation au bassin de Walop mais, là encore, aucun essai de traçages n'a été réalisé.

Le Seebergsee (coord. 2600.35/1158.47) situé à cheval sur deux mélanges imperméables (Mélange des Coulaytes dans la nappe des Préalpes médianes à l'est et Mélange des Mattes dans la nappe de la Brèche à l'ouest), déverse son trop plein par-dessus un seuil morainique situé à l'est. Un petit ruisseau s'en écoule jusqu'à une perte karstique située dans une dépression sans exutoire superficiel creusée dans les Couches Rouges. Il est vraisemblable que cette perte contribue à l'alimentation des sources du cirque de Schwende situé à l'est. Tout comme pour les lacs de Walop, le Seebergsee a fait l'objet d'une étude concernant l'étanchement de son bassin d'accumulation (FALCONNIER 1946b), dont les résultats mettent en évidence la probable absence de rentabilité du point de vue économique. Plus récemment, un forage a traversé 4 mètres de sédiments varvés, déposés au fond du Seebergsee durant les derniers 2'600 ans avant aujourd'hui (HAUSMAN et al. 2002).



Fig. 17: Vue depuis le nord-ouest sur la région karstique de Walop (lac supérieur) et la cluse taillée à travers l'anticlinal de Langel. A l'arrière-plan, les Alpes bernoises. Photo L. Braillard.

Sources sulfureuses et centres thermaux

Au Lac Noir, une zone de sources située approximativement à l'emplacement de l'actuel Hotel Bad (coord. 2587.47/1168.31), soit au contact entre les Préalpes médianes plastiques et le Mélange infrapréalpin, fut exploitée dès 1785. Ces sources alimentaient un premier centre thermal, construit en rondins de bois et encore fort rudimentaire, qui fut emporté par un glissement de terrain en 1804. Un nouveau bâtiment fut construit en pierre en 1812. Rénové à plusieurs reprises, il compta jusqu'à 60 chambres – dont certaines avec cheminées – réparties sur deux étages. Cette station balnéaire fort réputée brûla en 1910 (DUBAS 1991).

La petite source sulfureuse du Hohberg, située au nord-est du Lac Noir (coord. 2591.497/1169.316), est également liée au Mélange infrapréalpin. Dégageant une forte odeur d'œuf pourri, son débit avoisine 20 l/min (mesure du 06.05.2009). Une ruine de mur en pierre sèche située une centaine de mètres à l'est pourrait être liée à une ancienne exploitation de la source. Celle-ci est en tous les cas notée comme «Schwefelquelle» sur le fond topographique de l'Atlas Siegfried du début du 20^e siècle.

La source thermale de Weissenburg (coord. 2602.13/1169.29/910 m) se situe au fond des gorges du Buuschebach, creusées dans la voûte de l'anticlinal de Langel (Préalpes médianes plastiques) à cœur de calcaires compacts en gros bancs (Formation du Moléson). Déjà mentionnée à la fin du 16^e siècle, cette source fut captée en 1604 afin d'alimenter un premier centre thermal construit en 1606 à l'intérieur des gorges du Buuschebach («Hinteres Kurhaus», coord. 2601.90/1168.90/900 m). Pouvant accueillir 20 personnes à l'origine, le bâtiment fut agrandi à plusieurs reprises, comptât jusqu'à 170 lits et fut démoli en 1925. Le nouveau Kurhaus, un imposant bâtiment de cinq étages situé quant à lui à l'entrée des gorges (coord. 2602.04/1168.41/856 m), pouvait accueillir largement 200 personnes. Abandonné durant la seconde partie du 20^e siècle, il fut détruit en 1986, à l'exception de quelques murs qui ont été sauvés par l'Association «Bad und Thermalquelle Weissenburg», laquelle a également aménagé à la gare de Weissenburg un bassin qui permet à tout un chacun de s'approvisionner en eau thermale. Dans les années 1970, cette eau, à laquelle on attribuait de multiples propriétés curatives, était également mise en bouteille pour l'exportation. L'importante minéralisation (jusqu'à 1680 mg/l de substances dissoutes, parmi lesquelles environ 1000 mg/l de sulfates) et la température relativement élevée (24 à 26 °C) de cette eau résultent selon HÖGL (1980) de son cheminement à travers le cœur triasique de l'anticlinal du Stockhorn, situé plus au nord sur le territoire de la feuille 1206 Guggisberg.

Captages dans la nappe phréatique

Seuls trois captages d'eau souterraine ont été réalisés sur le territoire de la feuille Boltigen : à l'est du chalet d'Unterer Neugantrisch (coord. 2593.47/1168.85), dans la vallée de la Simme à Weissenbach (coord. 2595.10/1161.00) et dans le valon du Seeweidbach à l'amont du camping du Lac Noir (coord. 2587.13/1167.94). Ce dernier présentant une eau de qualité bactériologique médiocre en raison de l'infiltration du ruisseau dans les matériaux graveleux du cône de déjection, la commune de Planfayon a réalisé en 2012 un forage prospectif 50 m en amont. Arrêté à -120 m dans les formations triasiques (dolomies grises et blanches en partie saccharoïdes), il a traversé 31 m de dépôts meubles qui ont fourni une eau peu abondante et à la conductivité trop élevée pour la consommation (jusqu'à 1500 $\mu\text{s}/\text{cm}$). Ce forage a été rebouché. Dans la région du Lac Noir, on mentionnera encore le forage exploratoire de Rohr (coord. 2588.90/1169.94), effectué pour tester l'aquifère artésien découvert lors de l'implantation d'une sonde géothermique. Ce forage a rencontré, à -57 m dans des terrains meubles, une nappe d'eau artésienne trop riche en sulfates et en fer pour être exploitée.

ARCHÉOLOGIE

Le Simmental a été intensément prospecté au début du 20^e siècle par les frères David et Albert Andrist, accompagnés de Walter Flückiger, à la recherche de sites paléontologiques et archéologiques dans des environnements de grottes et d'abris sous roche. Leurs principaux résultats font l'objet d'une remarquable monographie publiée en 1964 (ANDRIST et al.). Parmi les sites décrits dans cette publication, deux se trouvent sur le territoire de la feuille Boltigen : le Ranggiloch (coord. 2592.360/1164.945/1845 m) au-dessus de Chlus et le Schnurreloch (coord. 2601.130/168.675/1220 m) au-dessus de Buische.

Le Ranggiloch est un abri sous roche dont la fouille a livré, outre une riche faune du Pléistocène tardif (voir chapitre «Pléistocène»), 75 artefacts en roches siliceuses (principalement des radiolarites vertes et gris-vert) dont 10 pièces peuvent être considérées comme des outils (ANDRIST et al. 1964, p. 98). Longtemps considérée comme paléolithique, en raison de la présence de restes de faune pléistocène dans les mêmes couches, cette industrie serait plutôt à rattacher au Mésolithique final ou au Néolithique ancien, si l'on en croit trois datations radiocarbone réalisées sur des charbons de foyers, dont les résultats se situent entre 5.09 et 5.28 ka BP (ANDRIST et al. 1964; JÉQUIER 1975).

Le Schnurreloch est une grotte horizontale (26 m de développement) dont la base du remplissage, qui atteint 6 m de puissance, a livré quatre artefacts disséminés dans les couches fossilifères à ours des cavernes : trois éclats de quartzite à grain fin du Paléolithique moyen (Moustérien) et une lamelle en silex brun-jaune, originaire probablement du Jura, dont l'attribution par ANDRIST et al. (1964) au début du Paléolithique supérieur ne convainc pas totalement JÉQUIER (1975) qui estime qu'un âge magdalénien (fin du Paléolithique supérieur) ou mésolithique est également possible pour cette pièce. A une centaine de mètres au nord-est du Schnurreloch, deux petits abris sous roche fouillés durant les années 1930 ont livré du matériel de l'âge du Bronze.

Au début du 20^e siècle, la recherche en archéologie préhistorique était marquée par les découvertes et les thèses de E. Bächler, conservateur au Musée d'Histoire naturelle de Saint-Gall, et inventeur du «Paléolithique alpin», faciès culturel attribué à des hordes de chasseurs de l'Interglaciaire «Riss-Würm», spécialisés dans la chasse à l'ours des cavernes à qui, selon Bächler, ils vouaient un véritable culte (JÉQUIER 1975 ; PATOU 1988). Dans ce contexte particulier, il faut relever ici l'esprit critique des frères Andrist et de W. Flückiger, qui mirent en doute les déterminations de Bächler (à qui ils avaient envoyé des fragments d'os striés que ce dernier considérait sans aucun doute possible comme des artefacts humains) et s'entourèrent des meilleurs spécialistes de l'époque (F.-Ed. Koby, paléontologue et E. Schmid, sédimentologue) pour interpréter au mieux les résultats de leurs fouilles.

Plus récemment, au début du 21^e siècle, une nouvelle série de prospections a révélé la présence de chasseurs-cueilleurs mésolithiques (9.5–5 ka calBC) au Jaunpass (CROTTI & BULLINGER 2001) ainsi que sur le versant nord-ouest des Gastlosen et dans la vallée des Euschels (BRAILLARD et al. 2003, MAUVILLY et al. 2005, MAUVILLY & MENOUD 2008). Les points de découvertes correspondent à des sites de plein air (campements, haltes de chasse ou sites d'affût) positionnés généralement sur de petits reliefs (crête morainique ou bombement rocheux) aux abords d'un point d'eau (ruisseau ou marécage). Le matériel archéologique est constitué d'artefacts mésolithiques (éclats, lames, lamelles, pointes de flèches et nucléi) en roche siliceuse de provenance essentiellement locale (radiolarites essentiellement, mais aussi silex et quartzites à grain fin) à l'exception d'une pièce en cristal de roche trouvée dans la vallée des Euschels. A noter ici que, parmi les nombreux affleurements de radiolarites présents sur le territoire de la feuille Boltigen, c'est incontestablement celui de la Brendelspitz (coord. moyenne : 2586.24/1159.03) qui contient les bancs les mieux silicifiés et par conséquent les plus adaptés pour la taille d'artefacts.

Pour éviter une surcharge graphique qui serait disproportionnée par rapport au caractère extrêmement ténu des vestiges mis au jour, ces points de découvertes n'ont pas été reportés sur la carte. Ils sont toutefois rapidement détaillés ici. Au

Jaunpass, quatre zones de concentrations d'artefacts, correspondant vraisemblablement à des sites, ont été découvertes sur la bordure nord de la zone marécageuse de Chilmoos, soit à proximité immédiate de plusieurs affleurements de radiolarites. Sur le versant nord-ouest des Gastlosen, un seul point est connu pour l'instant, au sud-est du chalet de Gross Rüggli, alors que la vallée des Euschels a livré une douzaine de points de découvertes, dont des campements relativement importants, entre l'Euschelsspass et le Lac Noir. Mentionnons encore la découverte en 1977, à l'occasion de fouilles dans l'ancienne église de Jaun, d'une lamelle mésolithique en silex et d'éclats en radiolarite, ainsi que d'éclats mésolithiques trouvés lors d'une prospection au sud de Mittler Geissalp (sud-est du Hohmattli).

La répartition spatiale de ces vestiges mésolithiques qui, dans la partie occidentale de la feuille, s'agencent selon un axe SW-NE allant de Château-d'Oex au Lac Noir en passant par le Petit Mont et le Gros Mont (feuille 1245 Château-d'Oex), met en exergue le rôle déterminant joué par la structure géologique sur l'occupation humaine du territoire: le synclinal de nappes de Château-d'Oex constitue en effet à la fois un couloir naturel de circulation, bien doté en cours d'eau de surface, et une zone riche en matériaux siliceux aptes à la taille (radiolarites et grès quartzitiques de la nappe de la Simme). A partir de Jaun, c'est la zone décrochante de l'Euschelsspass qui permet, aujourd'hui encore, un accès relativement aisé au Lac Noir. Quant aux découvertes du Jaunpass, elles indiquent qu'une connexion entre les vallées de la Jogne et de la Simme existait vraisemblablement déjà au Mésolithique.

L'étonnante absence de sites mésolithiques aux abords du Lac Noir s'explique aisément si l'on prend en compte les données de DAPPLES (2002) qui situe la formation du lac vers 6.1 calBP seulement, soit au début du Néolithique (voir chapitre «Holocène»).

Une douzaine de tertres dont l'origine naturelle est peu vraisemblable, situés 500 m au nord-est du Lac Noir sur le cône de déjection en rive gauche de la Singine, pourraient correspondre à des tumuli du premier Âge du Fer (Hallstatt, 0.8–0.4 ka calBC), ce que tend à confirmer la séquence palynologique du Lac Noir (DAPPLES et al. 2002) qui révèle un important impact anthropique vers 0.75 ka calBC.

Mentionnons encore des trouvailles isolées de haches polies dans le Simmental qui témoignent d'une occupation durant le Néolithique ou la Protohistoire.

Quelques monnaies romaines ont été trouvées sur le versant fribourgeois du Kaiseregg, entre 1800 et 2070 m d'altitude. Leur présence à cet endroit insolite relève certainement d'un culte.

Plusieurs ruines de châteaux ou de fortifications médiévales sont situées sur des promontoires rocheux dans le Simmental ainsi qu'au-dessus du village de Jaun.

SENTIERS GÉOLOGIQUES ET ARCHÉOLOGIQUES

Sentier géologique des Gastlosen

Réalisé en 2009, le sentier géologique des Gastlosen permet d'avoir un bon aperçu de la richesse géologique de cette partie des Préalpes. Il s'agit d'une boucle de 8 km pour 550 m de dénivellation positive qui démarre au chalet de Gross Rüggli (au-dessus du village de Jaun) et passe par le chalet du Soldat, situé au pied des Gastlosen (fig. 18). L'itinéraire comporte 12 postes d'observation qui sont décrits et commentés dans une brochure explicative (BRAILLARD & REBETEZ 2009).

Sentier des grottes d'Oberwil

Un sentier très bien aménagé («Höhlenpfad», avec échelles et place de picnic) permet d'accéder facilement aux trois grottes qui dominent Oberwil: le Zwärnglioch, le Mamilchloch et le Schnurreloch, cette dernière ayant livré une riche faune à ours des cavernes et des outils paléolithiques (voir chapitres «Archéologie» et «Quaternaire»). On peut y accéder à pied depuis la gare d'Oberwil (50 minutes) ou en voiture jusqu'à la place de parc aménagée au-dessus de Ställene. A partir de ce point, il faut compter 1 h 30 pour explorer les grottes.

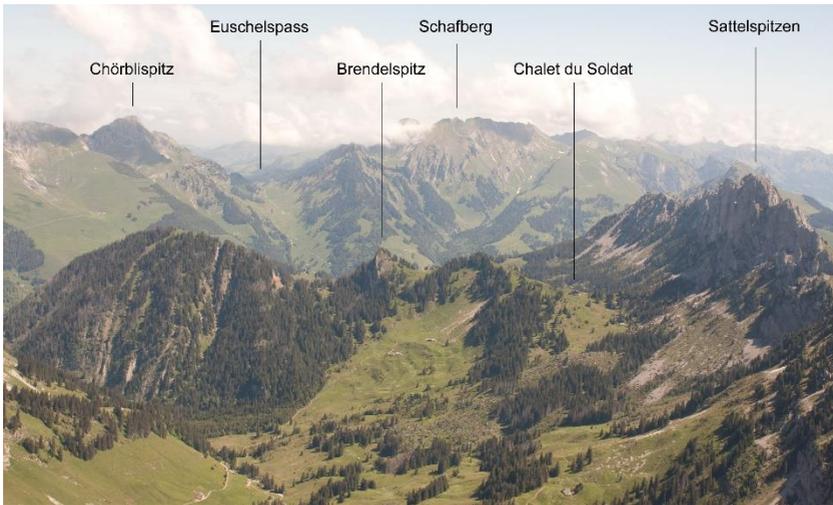


Fig. 18: Panorama depuis la Dent de Ruth (feuille 1245 Château-d'Oex) en direction du nord-est, avec au premier plan la crête du chalet du Soldat. Photo M. Bochud.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREY, J.-D. (1974): Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises). – Thèse Univ. Fribourg.
- ANDRIST, D., FLÜKIGER, W. & ANDRIST, A. (1964): Das Simmental zur Steinzeit. – Sonderdr. Acta Bernensia III, Stämpfli, Bern.
- ARBENZ, K. (1947): Geologie des Hornfluhgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 89.
- ARBENZ, P. (1934): Exkursion Nr.42, Diemtigtal-Seeberg-Boltigen. – Geol. Führer Schweiz. Wepf, Basel.
- BADOUX, H. (1960): Feuille 1284 Monthey. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, notice explicative 37.
- (1962): Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône). – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 113.
- BAERISWYL, P.-A. (1986): Les derniers glaciers locaux des Préalpes fribourgeoises: répartition, avancée et recul en relation avec le glacier du Rhône. – Trav. Rech. pers., Inst. géogr. Univ. Fribourg (inéd.).
- BAUD, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. – Eclogae geol. Helv. 65/1, 43–55.
- BAUD, A. & MÉGARD-GALLI, J. (1975): Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et séquences du Trias de la zone Briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. – Actes du IX^{ème} Congr. int. sédimentol., Nice, 45–52.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 651–660.
- BECK, P. (1952): Der Berggrutsch Bunschlergrat-Horrenuggger-Garstatt im Simmental (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 45/2, 270–271.
- BECK, P. & GERBER, E. (1925): Thun-Stockhorn 1:25 000. – Geol. Spezialkarte 96.
- BERTRAND, J. (1970): Etude pétrographiques des ophiolites et des granites du flysch des Gets (Haute-Savoie, France). – Arch. Sci. (Genève) 23/2, 279–542.
- BERTRAND, J. & DELALOYE, M. (1976): Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du flysch des Gets (Haute-Savoie, France). – Eclogae geol. Helv. 69/2, 335–341.
- BERTRAND, J. & WEIDMANN, M. (1979): Les nodules minéralisés de La Jointe (vallée de l'Hongrin, Crétacé inférieur de la nappe des Préalpes médianes). – Arch. Sci. (Genève) 32/1, 43–66.
- BIERI, P. (1925): Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental (Berner Oberland). – Jb. philosoph. Fakultät II Universität Bern 5, 89–109.
- (1946): Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes. – Eclogae geol. Helv. 39/1, 25–34.
- (1964): Geologische Karte Jaunpass-Widdersgrind und Schwalmflue-Puntel 1:25 000. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo (unpubl.).
- BILL, M., BUSSY, F., COSCA, M., MASSON, H. & HUNZIKER, J.-C. (1997): High-precision U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). – Eclogae geol. Helv. 90/1, 43–54.
- BILL, M., O'DOGHERTY, L., GUEX, J., BAUMGARTNER, P.-O. & MASSON, H. (2001): Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. – Bull. geol. Soc. Amer. 113/1, 129–143.
- BLANT, M., BOCHERENS, H., BOCHUD, M., BRAILLARD, L., CONSTANDACHE, M. & JUTZET, J.-M. (2010): Le gisement à faune würmienne du Bärenloch (Préalpes fribourgeoises). – Bull. Soc. fribourg. Sci. Nat. 99, 149–170.

- BLANT, M., BOCHUD, M., BRAILLARD, L. & MAGNIN, B. (2004): Bärenloch (Jaun, FR) - Le dernier repaire d'ours des cavernes dans les Alpes suisses? – *Stalactite* 54/1, 39–47.
- BLANT, M., CONSTANDACHE, M., BOCHUD, M. & BRAILLARD, L. (2008): Premiers résultats des fouilles 2003–2006 au Bärenloch (Préalpes fribourgeoises). – *Stalactite* 58/2, 15–20.
- BOCHUD, M., BLANT, M., BRAILLARD, L., MAGNIN, B. & JUTZET, J.-M. (2007): Les ours des cavernes et la faune du Pléistocène supérieur de la grotte du Bärenloch (Charmey, FR). – Actes 12^e Congr. natl. Spéléol., Vallée de Joux, 15–17 septembre 2007, 148–154.
- BOLLER, K. (1963): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone). – *Eclogae geol. Helv.* 56/1, 15–102.
- BOREL, G. (1991): Etudes géologiques et minéralogiques de la région du Widdersgrind (Préalpes romandes). – Diplôme Inst. géol. Univ. Neuchâtel (iné.).
- (1997): Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais: les Préalpes médianes au Lias. – Thèse Univ. Lausanne.
- BOSSY, F. (1998): Etude géologique de la région comprise entre les chaînons du Chällhorn et du Bäderhorn (Préalpes fribourgeoises, NE de Jaun). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).
- BOVET, L. (1990): Géologie des Préalpes Médiannes à l'Est du Kaiseregg. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).
- BRAILLARD, L. (1998): Etude géologique de la région entre Jaun et les Gastlosen (Préalpes fribourgeoises). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).
- BRAILLARD, L., MENOUD, S., MAUVILLY, M., BOISAUBERT, J.-L. & BAERISWYL, J.-M. (2003): Préalpes et chasseurs-cueilleurs en terres fribourgeoises, une vieille et longue histoire. – *Cah. archéol. fribourg.* 5, 42–71.
- BRAILLARD, L. & REBETEZ, D. (2009): Sentier géologique des Gastlosen. – Itinéraires géologiques fribourgeois.
- BRIEL, A. (1999): Débordement karstique à Unter der Burg en mai 1999. – Rapport inéd. Alfred Briel, Géologue-conseil, Fribourg.
- BÜCHI, O. (1931): Die Färbung des Rio des Morteys und die Quelle von Jaun. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 30, 97–105.
- BUGNON, S. (1988): La vallée de la Jogne: un exemple d'influence structurale et karstique sur la morphologie et l'orientation d'une vallée des Préalpes fribourgeoises. – Diplôme Inst. géogr. Univ. Fribourg (iné.).
- (1993): La Formation de Chétillon: «Complexe de base» du flysch à Helminthoïdes des Préalpes franco-suissees. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 82/1/2, 36–50.
- (1995): Les Flyschs à Helminthoïdes des Préalpes franco-suissees. – Thèse Univ. Fribourg.
- BÜTLER, E., WINKLER, W. & GUILLONG, M. (2011): Laser ablation U/Pb age patterns of detrital zircons in the Schlieren Flysch (Central Switzerland): new evidence on the detrital sources. – *Swiss J. Geosci.* 104/2, 225–236.
- CAMPANA, B. (1943): Géologie des nappes préalpines au NE de Château-d'Oex. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 82.
- CARON, C. (1962): Sur l'âge du Flysch dans la région du Biot (Haute-Savoie, France). – *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 255, 739–741.
- (1965): L'appartenance tectonique des flyschs du Kalberhöni (Préalpes romandes, Suisse): considérations sur la nappe de la Simme. – *Bull. Soc. géol. France* 7, 921–928.
- (1972): La nappe supérieure de Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. – *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 47–73.
- (1976): La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 297–308.

- CARON, C., HOMEWOOD, P., MOREL, R. & STUIJVENBERG, J. VAN (1980a): Témoins de la nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médiannes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. – *Bull. Soc. fribourgeoise Sci. nat.* 69/1, 64–79.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & STUIJVENBERG, J. VAN (1980b): Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In: *Geology of Switzerland, a guide-book, Part B, Geological Excursions.* – *Schweiz. Geol. Komm. Wepf.* 274–278.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. (1989): The original Swiss flysch: a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. – *Earth Sci. Rev.* 26, 1–45.
- CARON, C. & WEIDMANN, M. (1967): Sur les flysch de la région des Gets (Haute-Savoie). – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 357–398.
- CHENEVART, C. (1945): Les nappes des Préalpes Médiannes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises). – *Mém. Soc. fribourgeoise Sci. nat.* 12, 1–213.
- CLÉMENT, J.-P. (1986): Les sédiments pélagiques de la Nappe de la Simme (Préalpes Romandes). – Thèse Univ. Fribourg.
- CRIMES, T. P., GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., STUIJVENBERG, J. VAN & WINKLER, W. (1981): Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous–Eocene), Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 74/3, 953–995.
- CROTTI, P. & BULLINGER, J. (2001): Campements mésolithiques d'altitude sur le Jaunpass (Simmental, canton de Berne, Suisse). – *Ann. Soc. suisse Préhist. Archéol.* 84, 119–124.
- CSD (1985): Etude géologique de la zone sud-ouest du Lac Noir. – *Rapp. inéd. n°FR1096, Fribourg.*
- DALL'AGNOLO, S. (1997): Die Kreide und das Tertiär der Brekziendecke in den französischen und schweizerischen Voralpen: Stratigraphie, Sedimentologie und Geodynamik. – *Diss. Univ. Fribourg.*
- (2000): Le Crétacé de la Nappe de la Brèche (Préalpes franco-suissees): Données nouvelles et essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique. – *Eclogae geol. Helv.* 93/2, 157–174.
- DAPPLES, F. (1998): Etude géologique des Hauts de Torgon (Valais). – *Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).*
- (2002): Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine. – *Geofocus* 6, 1–159.
- DAPPLES, F., LOTTER, A. F., LEEUWEN, J. F. N. VAN, KNAAP, W. O. VAN DER, DIMITRIADIS, S. & OSWALD, D. (2002): Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. – *J. Paleolimnol.* 27, 239–248.
- DAPPLES, F., OSWALD, D., RAETZO, H., LARDELLI, T. & ZWAHLEN, P. (2003): New records of Holocene landslide activity in the Western and Eastern Swiss Alps: Implication of climate and vegetation changes. – *Eclogae geol. Helv.* 96/1, 1–9.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, J., BALLARIN DOLFIN, D., BAY, F., DELOUIS, B., FÄH, D., GIARDINI, D., KASTRUP, U., KIND, F., KRADOLFER, U., KÜNZLE, W., RÖTHLISBERGER, S., SCHLER, T., SALICHON, J., SELLAMI, S., SPÜHLER, E. & WIEMER, S. (2000): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1999. – *Eclogae geol. Helv.* 93/3, 395–406.
- DOMMERGUES, J.-L., MEISTER, C. & METTRAUX, M. (1990): Succession des faunes d'ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien dans les Préalpes médianes de Suisse romande (Vaud et Fribourg). – *Geobios* 23/3, 307–341.
- DUBAS, J. (1991): Une histoire d'eau au pays de Fribourg. – *Le Cassetin, Fribourg.*

- ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C. & WEIDMANN, M. (1966): Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s. l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. – Arch. Sci. (Genève) 19/3, 279–377.
- ESCHER, E. (1944): Das Kohlenbergwerk Waldried/Oberwil 1941–43. Zusammenfassender Bericht. – Kriegs-, Industrie- und Arbeits-Amt, Bur. für Bergbau, Ber. Nr. 3582c.
- FALCONNIER, A. (1946a): Etanchement de bassins d'accumulation: les lacs de Walop ou de Walalp au-dessus de Boltigen (Simmental). – Rapp. inéd., Serv. féd. eaux, Berne.
- (1946b): Etanchement de bassins d'accumulation: le lac de Seeberg au-dessus de Zweisimmen (Simmental). – Rapp. inéd., Serv. féd. eaux, Berne.
- FLÜCK, W. (1973): Die Flysche der prealpinen Decken im Simmental und Saanenland. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 146.
- FONTIGNIE, D., DELALOYE, M. & BERTRAND, J. (1982): Ages radiométriques K/Ar des éléments ophiolitiques de la nappe des Gets (Haute-Savoie, France). – Eclogae geol. Helv. 75/1, 117–126.
- FUCHS, S. (2003): Geologie und Strukturgeologie des Massif des Bruns (Kanton Freiburg). – Diplo-marb. geol. Inst. Univ. Fribourg (inéd.).
- FURRER, H. (1957): Geologischer Bericht über den Muhrgang im Gutwüschgraben bei Oberwil i. S. August 1957. – unpubl. Ber., Obering.r I. Kreis, Kt. Bern.
- FURRER, U. (1974): Geologie des Spillgertengebietes (Menigrat-Gebietes, Oberes Diemtigtal). – Diplomarb. geol. Inst. Bern (unpubl.).
- (1979a): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes (Stockhorn-Gebiet zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 72/3, 623–672.
- (1979b): Faciès de bassin et de plate-forme (domaine subbriançonnais-briançonnais) au Dogger dans les Préalpes médianes orientales (Suisse). – Assoc. Sédimentol. français, Publ. spéc. 1, 145–154.
- GASINSKI, A., SLACZKA, A. & WINKLER, W. (1997): Tectono-sedimentary evolution of the Upper Prealpine nappe (Switzerland and France): nappe formation by Late Cretaceous-Paleogene accretion. – Geodin. Acta, 10/4, 137–157.
- GENGE, E. (1942): Über die Kohlenvorkommen im Ostende der Gastlosenschuppe. – Eclogae geol. Helv. 35/2, 293–311.
- (1948): Ergebnisse aus dem Kohlenbergbau des Simmentales 1940–1948. – Mitt. natf. Ges. Bern. [N.F.] 10, 69–78.
- (1949): Geologische Karte Seehorn–Spillgerten 1:25 000. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo (unpubl.).
- (1955): Über die eiszeitliche Ablagerungen im untern Simmental. – Mitt. natf. Ges. Bern. [N.F.] 12, 23–58.
- GEOTECHNISCHES INSTITUT (2003): Ausbau Simmentalstrasse, Sanierung Laubegg. – Unpubl. Ber. v. 04.04.2003.
- GEOTEST (2008): Plaffeien, Rutschung Hohberg, Schlussbemerkungen zur letzten Messung 2007. – Unpubl. Ber. Nr. F9920.30, Freiburg.
- GILLIÉRON, V. (1873): Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Montsalvens. – Matér. Carte géol. Suisse 12.
- (1885): Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. – Matér. Carte géol. Suisse 18.
- GIRARD, R. DE (1896): Notice géologique et technique sur les produits minéraux bruts du Canton de Fribourg. In: Notice sur les exploitations minérales de la Suisse. – Rey & Malavallon, Genève.

- (1906): L'ambre et le pétrole dans le canton de Fribourg. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *XIV*, 45–46.
- (1913): Les gîtes d'hydrocarbures de la Suisse occidentale. – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 8/1.
- (1921): La conquête des Gastlosen (Alpes fribourgeoises). Publié sous les auspices de la section «Moléson» du Club alpin suisse, à l'occasion de son cinquantenaire. – Ed. Atar, Genève, Paris.
- GISIGER, M. (1967): Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Berne). – *Ecolgae geol. Helv.* 60/1, 237–349.
- GNÄGI, C. (2008): Hochgelegene Lockergesteine am bernischen Alpenrand. – Diss. Univ. Bern.
- GNÄGI, C. & SCHLÜCHTER, C. (2012): High-altitude erratics in the Bernese Alps (Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 105/3, 401–415.
- GRAF, H.R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 168.
- GRASSO, A. (1999): Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques. – Thèse Centre hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).
- GRUNAU, H. (1945): Das Ophiolitvorkommen von Hauen am Jaunpass (Kt. Bern). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 25/2, 311–326.
- (1946): Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen. – *Ecolgae geol. Helv.* 39/2, 256–260.
- GUILLAUME, M. (1986): Révision stratigraphique des Couches rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- HANTKE, R. (1972): Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz). – *Ecolgae geol. Helv.* 65/2, 279–291.
- (1980): Eiszeitalter. Band 2. – Ott, Thun.
- HÄUSELMANN, P. & SCHMID, M. (1995): Das Gebiet Walop (Kaiseregg, Gemeinden Boltigen/Pfaffien BE/FR), Erste Ergebnisse. – Akten 10. natl. Kongr. Höhlenforschung, Breitenbach Schweiz, 161–164.
- HAUSMANN, S., LOTTER, A. F., LEEUWEN, J. F. N. VAN, OHLENDORF, C., LEMCKE, G., GRÖNLUND, E. & STURM, M. (2002): Interactions of climate and land use documented in the varved sediments of Seebergsee in the Swiss Alps. – *The Holocene* 12/3, 279–289.
- HEINZ, R. (1985): Mikrofazielle Untersuchungen des Massivkalkes (Malm) der Préalpes médianes im Querschnitt Moléson – Ruebli/Gummfluh. – Diss. Univ. Bern.
- HEINZ, R. & ISENSCHMID, C. (1988): Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes. – *Ecolgae geol. Helv.* 81/1, 1–62.
- HEJDA, J.-N. (1997): Géomorphologie du Breccaschlund. – Diplôme Inst. géogr. Univ. Fribourg (inéd.).
- HEKEL, H. (1968): Möglichkeiten einer stratigraphischen Gliederung des Gurnigelflyschs auf Grund von Nannofossilien. – *Ecolgae geol. Helv.* 61/2, 500–503.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Paul Hauptverlag, Bern, Stuttgart.
- HOMEWOOD, P. & WINKLER, W. (1977): Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des Médianes plastiques dans les Préalpes fribourgeoises. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 66/2, 116–144.
- HORWITZ, L. (1914): Sur l'extension du glacier du Rhône dans les Alpes fribourgeoises pendant l'époque glaciaire. – P.V. Soc. vaud. Sci. nat.
- HYDROSOL (2008): Délimitation des zones de protection «S» de la source de Sandli. – Rapp. inéd. n°05HS23

- ISENSCHMID, C. (1979): Die Klippendecke zwischen Widdergalm und Märe (Préalpes fribourgeoises). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1983): Der Malm im Mittelabschnitt der Préalpes Médiannes zwischen Thuner- und Genfersee. – Diss. Univ. Bern.
- JACCARD, F. (1904): La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). – Bull. Lab. Géol. Géogr. phys. Minéral. Paléont. Univ. Lausanne 5, 1–205.
- JAFFÉ, F.-C. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 35, 1–150.
- JEANBOURQUIN, P. (1988): Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. 81/2, 511–538.
- JEANNET, A. (1922): Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. In: HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz (Bd. II/2, S. 589–676). – Tauchnitz, Leipzig
- JÉQUIER, J.-P. (1975): Le Moustérien alpin. Révision critique. – Cah. Arch. romande 2.
- KAMMER, E. (2000): Schwarzes Gold. Erinnerungen an den Kohlenbergbau im Berner Oberland. – Libelle, Zürich.
- KEUSCH, E. (1985): Die Geologie der Préalpes médianes im Übergang plastiques/rigides westlich Boltigen (Berner Oberland). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- KLAUS, J. (1953): Les Couches Rouges et le Flysch au Sud-Est des Gastlosen (Préalpes romandes). – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 42, 5–128.
- LEMOINE, M. (1984): La marge occidentale de la Téthys ligure. In: BOILLLOT, G. LEMOINE, M. MONTADERT, L. BIJU-DUVAL, B. (Ed.): Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France (p. 159–248). – Masson, Paris.
- LOMBARD, A., BAUD, A. & STEINHAUSER, N. (1975): Feuille 1265 Les Mosses. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 64.
- LORIOU, P. DE & SCHARDT, H. (1883): Etude paléontologique et stratigraphique des Couches à *Mytilus* des Alpes vaudoises. – Mém. Soc. paléont. suisse 10.
- LUGEON, M. (1896): La région de la Brèche du Chablais (Haute Savoie). – Bull. Serv. Carte géol. France 7/49, 337–646.
- (1916): Sur l'inexistence de la nappe du Augsmatthorn. – P. V. Soc. vaud. Sc. nat. 51, 55–57.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. – Bull. Lab. Géol. Mus. géol. Univ. Lausanne 72, 1–90.
- MATZENAUER, E. (2012): Tectonics of the Préalpes klippen and the subalpine molasse (Canton Fribourg, Switzerland). – Geofocus 31, 1–207.
- MAUVILLY, M., BRAILLARD, L., BUGNON, D. & MENOUD, S. (2005): Jaun und die Freiburger Voralpen, nicht nur Rohstoffe für Jäger und Sammler. – Arch. Dienst, Kt. Freiburg 2005, 96–105.
- MAUVILLY, M., BRAILLARD, L., KRAMER, L., BAERISWYL, J.-M., DOUTAZ, J. & RIME, J. (2006): Le Petit Mont, une vallée sanctuaire préhistorique au coeur des Préalpes fribourgeoises. – Cah. archéol. fribourg. 8, 112–145.
- MAUVILLY, M., BRAILLARD, L. & RENTZEL, P. (2010): Villeneuve/La Baume: un exemple de fréquentation des abris naturels fribourgeois. – Cah. archéol. fribourg. 10, 4–29.
- MAUVILLY, M. & MENOUD, S. (2008): Jäger und Sammler der Mittelsteinzeit in Jaun. – Freiburger Volkskalender 2008, 94–99.
- MÉGARD-GALLI, J. & BAUD, A. (1977): Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. – Bull. Bur. Rech. géol. min. [BRGM], 2^{ème} série 4/3, 233–250.

- METTRAUX, M. (1989): Sédimentologie, paléotectonique et paléo-océanographie des Préalpes médianes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. – Thèse Univ. Fribourg.
- METTRAUX, M. & MOHR, B. (1989): Stratigraphy of Triassic/Jurassic boundary in the Préalpes médianes nappe: facies and palynology. – *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 743–763.
- METTRAUX, M. & MOSAR, J. (1989): Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive droite du Rhône. – *Eclogae geol. Helv.* 82/2, 517–540.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1981): Etude géophysique: pourtour du Lac Noir, col des Euschels, cours supérieur du Jaunbach, cours moyen de la Jogne. – Rapp. inéd., Inst. géophys. Univ. Lausanne.
- MONNEY, L. (1990): Géologie des Préalpes Médianes plastiques dans le secteur Märe–Schibe–Widdersgrind. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- MONTCALM, A. (1997): Etude des paramètres lors d'un événement de crue à la Cascade de Jaun (Préalpes fribourgeoises, Suisse). – Trav. Stage, Centre hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).
- MOREL, R. (1980): Géologie du Massif du Niremout (Préalpes Romandes) et de ses abords. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 69/2, 99–207.
- MOSAR, J. (1988): Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- (1989): Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 765–793.
- (1991): Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 84/3, 689–725.
- MOSAR, J. & BOREL, G. (1992): Paleostress from the Préalpes médianes (Switzerland). – *Ann. Tectonicae* 6/2, 115–133.
- MOSAR, J., STAMPFLI, G. M. & GIROD, F. (1996): Western Préalpes Médianes Romandes: Timing and structure. A review. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 389–425.
- MÜLLER, I. (1975): Premiers résultats des études hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). – Actes 5^{ème} Congr. natl. spéléol., Interlaken, 138–144.
- (1976a): Observations hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 481–499.
- (1976b): Résultats des recherches hydrogéologiques dans la région des Gastlosen orientales (Préalpes fribourgeoises et bernoises). – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 65/3, 165–181.
- (1981): Spéléologie et hydrogéologie. Etat des recherches dans le massif du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). – *Stalactite* 31, 10–17.
- MÜLLER, I. & PLANCHEREL, R. (1982): Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du massif du Vanil Noir et de la chaîne des Gastlosen (Préalpes fribourgeoises, Suisse). – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 71/1–2, 102–132.
- NUSSBAUM, F. (1906): Die eiszeitliche Vergleitscherungen des Saanegebietes. – *Jb. geogr. Ges. Bern* 20, 1–229.
- O'DOGHERTY, L., BILL, M., GORICAN, S., DUMITRICA, P. & MASSON, H. (2005): Bathonian radiolarians from an ophiolitic mélange of the Alpine Tethys (Gets Nappe, Swiss-French Alps). – *Micropaleont.* 51/6, 425–485.
- OSWALD, D. (2003): Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques: Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse). – *Geofocus* 8.
- PAGE, C. (1969): Observations géologiques sur les Préalpes au NW des Gastlosen orientales. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 58/2, 79–180.
- PASQUIER, F., BOUZELBOUDJEN, M. & ZWAHLEN, F. (1999): Feuille 36 Sarine/Saane. – Carte hydrogéol. Suisse 1:10 0000, Notice expl. 6.
- PASQUIER, J.-B. (2004): Feuille 1225 Gruyères. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 115.

- (2005): Feuille 1225 Gruyères. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 115.
- PASQUIER, J.-B. & PLANCHEREL, R. (2005): Coupes géologiques à travers la région de la feuille Gruyères. In: PASQUIER, J.-B. (2005): Feuille 1225 Gruyères (Planche I). – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 115.
- PATOU, M. (1988): Consommation courante de l'ours des cavernes en Europe occidentale durant le Paléolithique moyen: mythe et réalité. – *Anthropozoologica*, Num. spec., 17–20
- PFANDER, P. & JANS, V. (2004): Gold in der Schweiz. – Ott, Thun.
- PLANCHEREL, R. (1976): Essai d'interprétation de la dislocation transversale de Bellegarde – Lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 461–469.
- (1979): Aspect de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 145–214.
- (1990): Les Préalpes du Chablais – Présentation générale. In: CHAROLLAIS, J. & BADOUX, H. (Ed.): Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais (p. 183–190). – Guides géol. rég. Masson, Paris.
- (1998): Feuille 655 Samoëns – Pas-de-Morgins. Notice explicative. – Carte géol. France 1:50 000. – Bur. Rech. géol. min. [BRGM].
- PLANCHEREL, R., DALL'AGNOLO, S. & PYTHON, C. (2012): Feuille 1245 Château-d'Oex. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 144.
- PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of Northern Switzerland. – *J. Quatern. Sci.* 60/2–3, 282–305.
- PUGIN, L. (1975): Histoire géologique sommaire du Breccaschlund. – Comm. cant. (FR) protect. nat. Paysage (iné.).
- PYTHON-DUPASQUIER, C. (1990): La Formation de l'Intyamon («Crétacé moyen») des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- RABOWSKI, F. (1912): Simmenthal et Diemtigthal 1:50 000 – Carte géol. spéc. 69.
- (1920): Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigthal. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 35.
- RAETZO, H., KEUSEN, H. R. & OSWALD, D. (2000): Rutschgebiet Hohberg–Rohr (Plaffeien, FR): Disposition und Aktivität. – *Bull. angew. Geol.* 5/1, 55–68.
- RENZ, H. (1934): Carte géologique originale inédite au 1:25 000. Quart SE de la feuille Boltigen, en rive droite de la Simme. – Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (iné.).
- (1935): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes. – *Eclogae geol. Helv.* 28/1, 141–247.
- (1936): Pflanzenführender Keuper in der Breccien-Decke des Simmentals. – *Eclogae geol. Helv.* 29/1, 257–259.
- SALIMI, F. (1965): Etude pétrographique des roches ophiolithiques des Préalpes romandes. – *Bull. suisse de Minéral. Pétrogr.* 45/1, 189–279.
- SCHARDT, H. (1887): Carte géologique du Pays-d'en-Haut 1:50 000. – Carte géol. spéc. 9.
- (1928): Rapport sur l'essai de coloration du ruisseau des Mortheys, le 14 septembre 1928. – Arch. Entrepr. Electr. fribourg. (EEF), Fribourg.
- SCHLÜCHTER, C. (compil.) (2009): La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM), 1:500 000. – GéoCartes 500, Office fédéral de topographie swisstopo.
- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la suisse, 1:500 000. – Comm. géotech. Soc. helv. Sci. nat.
- SCHOENEICH, P. (1992): Glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes Vaudoises. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 82/1, 35–55.

- (1998): Le retrait glaciaire dans la vallée des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises). – Thèse Univ. Lausanne.
- SCHOUWEY, V. (1989): Comparaison des paramètres physico-chimiques de quatre systèmes karstiques (Préalpes fribourgeoises et Jura neuchâtelois). – Diplôme Centre hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inééd.).
- SEN (2007): Carte des secteurs de protection des eaux du Canton de Fribourg, feuille 1226 Boltigen, 1:25 000. – Serv. Environ. [SEn], Fribourg.
- SEPTFONTAINE, M. (1970): Étude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse). – Thèse Univ. Genève.
- (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. – Mém. Soc. helv. Sci. nat. 97.
- SIDLER, C. (1977): Sur la géologie des Préalpes médianes plastiques entre Widdergalm et Widdergrind. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inééd.).
- SLACZKA, A., GASINSKI, M. A. & WINKLER, W. (1992): Microfossils in the «Complexe de Base» of the Prealpine Helminthoid Flysch (Dranse nappe, Switzerland) – Preliminary results. – Geol. Rdsch. 81, 579–580.
- SPICHER, J. P. (1966): Géologie des Préalpes Médianes dans le massif des Bruns, partie occidentale (Préalpes fribourgeoises). – Eclogae geol. Helv. 58/2, 591–742.
- STEEB, K. (1987): Die Brecciendecke im frontalen Bereich im Westen von Zweisimmen (Berne Oberland). – Diplomarb. Univ. Freiburg (unpubl.).
- STEINMANN, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. B. 16, 18–67.
- STUDER, B. (1834): Geologie der westlichen Schweizer Alpen. – Gross, Heidelberg, Leipzig.
- STUIJVENBERG, J. VAN (1979): Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 151.
- STRASSER, A., CARON, M. & GJERMENI, M. (2001): The Aptian, Albian and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealps, Switzerland: a high resolution record of oceanographic changes. – Cretaceous Res. 22, 173–199.
- TERCIER, J. (1928): Géologie de la Berra. – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 60.
- (1949): Les conditions géologiques de la région du Gros Mont (Préalpes fribourgeoises). – Arch. Entrepr. Electr. fribourg. (EEF), Fribourg.
- (1951): Interprétation géologique des résultats des colorations d'eaux souterraines dans la région du Gros Mont (Canton de Fribourg). – Arch. Entrepr. Electr. fribourg. (EEF), Fribourg.
- TERCIER, J. & BIERI, P. (1961): Feuille 1206 Gurnigel (Guggisberg). – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 36.
- TERCIER, J., MORNOD, L., CHENEVART, C. & CAMPANA, B. (1945): Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises du 3 au 7 septembre 1945. – Eclogae geol. Helv. 38/2, 483–521.
- TERCIER, J. & PUGIN, L. (1967): Excursion n°11: Fribourg–Bulle–Boltigen, avec variante 11a de Bulle à Château-d'Oex et Saanen. – Guide géologique de la Suisse. Wepf, Basel.
- THALMANN, M. (1990): Geologie der Voralpen nördlich von Boltigen (Simmental). – Diplomarb. Univ. Freiburg (unpubl.).
- THIERRIN, J. (1990): Contribution à l'étude des eaux souterraines de la région de Fribourg (Suisse occidentale). – Thèse Univ. Neuchâtel.
- THURY, M. (1971): Geologische Untersuchung der Préalpes médianes plastiques im Gebiet der Schibe (N Boltigen). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

- (1973): Der Lias der östlichen Préalpes médianes zwischen Boltigen und Spiez. – Diss. Univ. Bern.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- (1976): Du Mont Pélerin aux Pyrénées. – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 249–264.
- (2006): Geologie der Iberger Klippen und ihrer Flysch-Unterlage. – *Eclogae geol. Helv.* 99/1, 79–121.
- TSCHACHTLI, B. S. (1939): Gliederung und Alter der Couches Rouges und Flysch-Massen in der Klippen- und Simmen-Decke der Préalpes am Jaunpass (Simmental). – *Eclogae geol. Helv.* 32/1, 39–46.
- (1941): Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental - Saanen). – Diss. Univ. Bern.
- WARREN, J.K. (2006): *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons.* – Springer, Berlin.
- WEA (1999): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern, Hydrogeologie Simmental. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt Kt. Bern (WEA), Bern.
- (2003): Gewässerschutzkarte des Kantons Bern 1:25 000, 1226 Boltigen. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt Kt. Bern (WEA), Bern.
- WEGMÜLLER, W. (1947): Das Problem des Klippendecken-Flysches im Niederhorn-Kummigalm-Gebiet (nordöstlich Zweisimmen). – *Eclogae geol. Helv.* 40/2, 242–247.
- (1949): Zur Frage der stratigraphischen und tektonischen Stellung des Platten-Flysches in der Simmentaler-Mulde. – Bern.
- (1953): Geologie des Niederhorn-Kummigalm-Gebietes (nord-östlich Zweisimmen, Berner Oberland). – Diss. Univ. Bern.
- WEIDMANN, M. (1993): Feuille 1244 Châtel-St-Denis. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, carte 92.
- (1993): Feuille 1244 Châtel-St-Denis. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, notice expl. 92.
- (2005): Feuille 1205 Rossens. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, notice expl. 105.
- WEIDMANN, M., DORTHE, J.-P. & EMMENEGGER, C. (2002): Feuille 1205 Rossens. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, carte 105.
- WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Microfauna des Klippenmalm. – Diss. Univ. Zürich.
- WELTEN, M. (1952): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals. – Veröff. geobot. Inst. Rübel Zürich 26, 1–135.
- WICHT, J.-M. (1984): Le flysch de la Nappe de la Simme dans les Préalpes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. & SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 57/1, p. 74–96.
- WINKLER, W., GALETTI, G. & MAGGETTI, M. (1985): Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital -Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – *Eclogae geol. Helv.* 78/3, 545–564.
- WISSING, S.B., & PFIFFNER, O. A. (2002): Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR): Implications for its Alpine tectonic evolution. – *Eclogae geol. Helv.* 95/3, 381–398.
- ZIENERT, A. (1974): Historische und prähistorische Gletscherstände im Simmen-, Engstligen- und Kander-Tal (Berner Oberland). – *Heidelberger geogr. Arb.* 40, 131–146.

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 1:500 000

Office fédéral de la topographie swisstopo, 2009.

Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000

File 2 Basel–Bern, par A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.

File 6 Sion, par A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

File XII Freyburg–Bern, par V. GILLIÉRON, AUG. JACCARD & J. BACHMANN, 1875.

File XVII Vevey–Sion, par E. FAVRE, E. RENEVIER, G. ISCHER & H. GERLACH, 1883.

Atlas géologique de la Suisse 1:25 000

N° 36 Gurnigel (LK 1206) [Guggisberg–Rüschegg–Plasselb–Gantrisch, SA348-351], par J. TERCIER & P. BIERI, 1961.

N° 87 Adelboden (LK 1247), par H. FURRER, K. HUBER, H. ADRIAN, A. BAUD, W. FLÜCK, C. PREISWERK, P. SCHULER & P. ZWAHLEN, 1993.

N° 105 Rossens (LK 1205), par M. WEIDMANN, J.-P. DORTHE & C. EMMENEGGER, 2002.

N° 115 Gruyères (LK 1225), par J.-B. PASQUIER, 2004.

Cartes géologiques spéciales

N° 9 Pays d'Enhaut vaudois, 1:50 000, par H. SCHARDT, 1887.

N° 69 Simmenthal et Diemtigthal, 1:50 000, par F. RABOWSKI, 1912.

N° 96 Geologische Karte Thun – Stockhorn, 1:25 000, par P. BECK & E. GERBER, 1925

N° 123 Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes, 1:100 000, par STECK, A., BIGIOGGERO, B., DAL PAZ, G. V., ESCHER, A., MARTINOTTI, G. & MASSON, H., 1999.

Bases topographiques

1205–1207

1225–1227

Feuilles de la Carte nationale de la Suisse 1:25 000

1245–1247

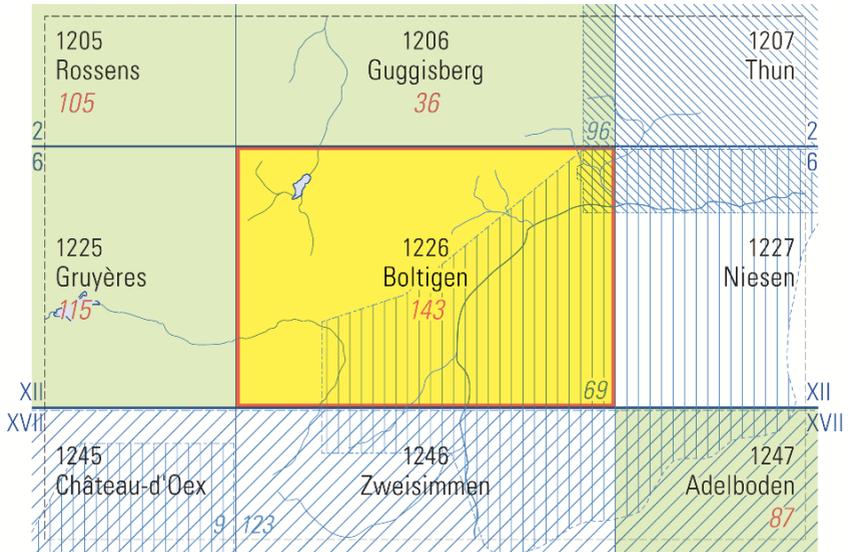


Fig. 19: Cartes géologiques publiées

ANNEXES

Annexe A : localités-type

Localité-type	Coordonnées	Unité	Littérature
Buufal	2600.665/1162.080	Conglomérat de Buufal	BIERI (1946), WEGMÜLLER (1953)
Chällihorn	2588.875/1164.320	Membre du Chällihorn (Formation de l'Intyamon)	PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Chlus	2593.110/1164.300	Membre de Chlus	PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Lamperehubel	2600.850/1166.000	Grès du Lamperehubel	FLÜCK (1973)
Langel	2593.415/1165.385	Membre de Langel (Formation de Sommant)	SEPTFONTAINE (1983)
Niderhore	2599.330/1160.190	Couches du Niderhore	PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Reidigen	2591.050/1163.380	Formation de Reidigen	BUGNON (1995)
Roter Sattel	2585.860/1159.390	Couches de Roter Sattel, Formation de l'Intyamon	PYTHON-DUPASQUIER (1990)

Annexe B : coupes-type

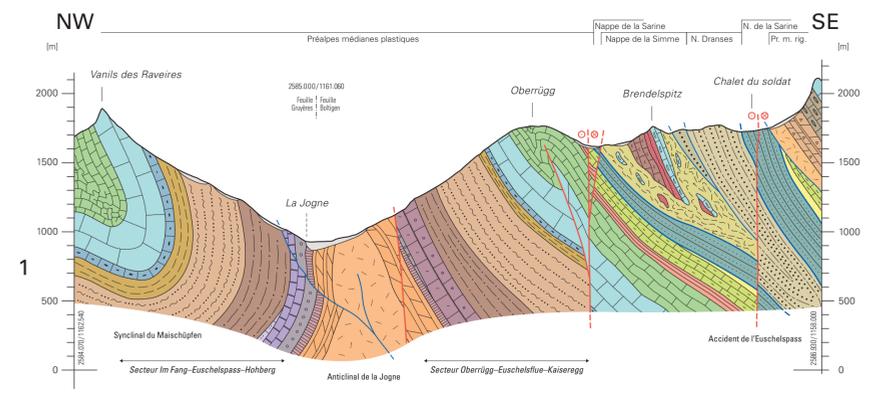
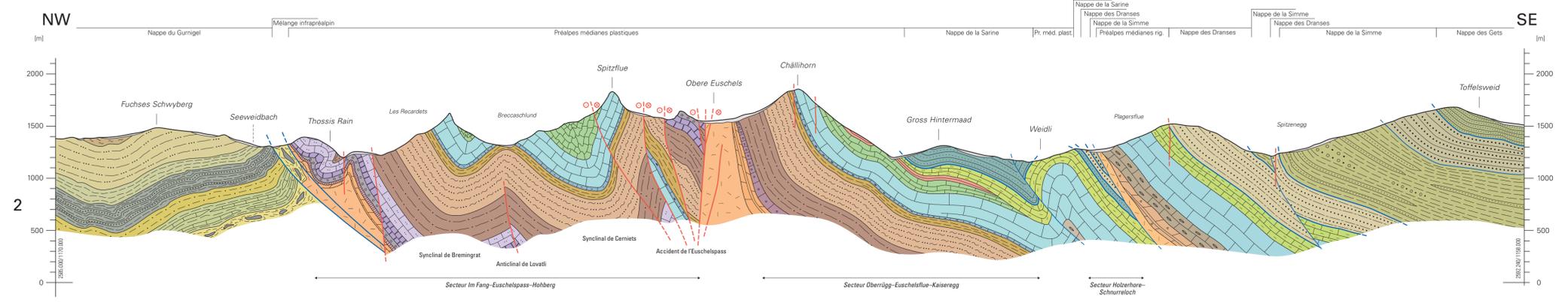
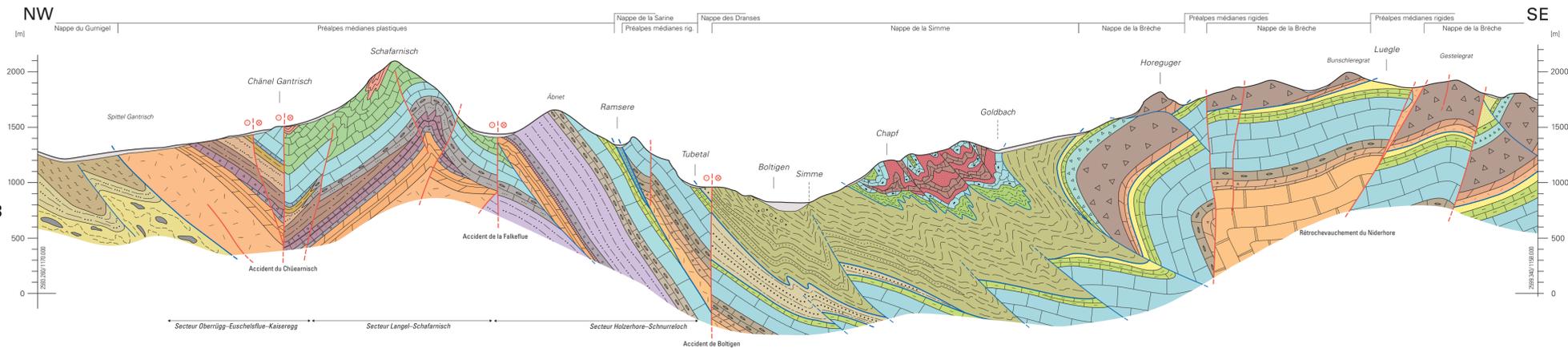
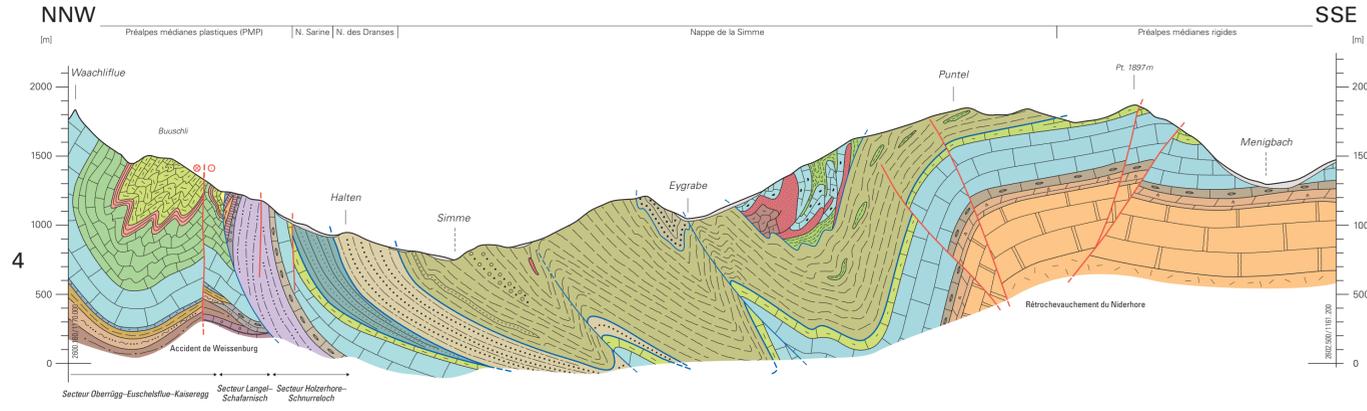
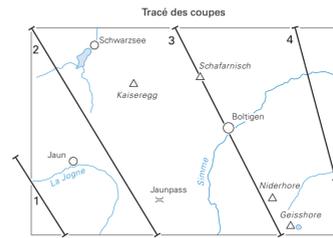
Coupe-type	Coordonnées	Unité	Littérature
Roter Sattel	2585.910/1159.400	Formation de l'Intyamon (Hypostratotype)	PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Plagersflue	2590.185/1160.620	Calcarénite de la Plagersflue; Horizon dans les Couches-Rouges ou dans la Formation de l'Intyamon	GUILLAUME (1986), PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Staldenloch	2588.340/1167.610	Formation du Staldengraben	SEPTFONTAINE (1983)

APPENDICE

Planche I: Coupes géologiques à travers la région couverte par la feuille Boltigen

Coupes géologiques à travers la région couverte par la feuille Boltigen

par
Luc Braillard, Stephan Dall'Agnolo et Raymond Plancherel



- Quaternaire
- Nappe des Gets**
- Crétacé
 - Formation des Perrières
- Nappe de la Simme**
- Crétacé
 - Formation des Rodomonts
 - Mélange de la Tissotta, avec écaïlles de type Complexe de la Gueyras
 - Flysch de Weissenburg
 - Formation de la Manche, Formation du Fouyet
 - Couches à foraminifères
 - Calcaire à Aptychus
 - Radiolarites
 - Calcaires à filaments
- Jurassien
 - Complexe de la Gueyras
- Nappe des Dranses**
- Crétacé
 - Formations de Chétillon et du Biot
- Nappe de la Sarine**
- Crétacé-Paléogène
 - Formation de Reidigen
- Nappe du Gurnigel**
- Paléogène
 - Flysch 4
 - Flysch 3b
 - Flysch 3a
 - Flysch 2b
 - Flysch 2a
 - Formation de Hellstät
- Nappe de la Brèche**
- Crétacé-Paléogène
 - Formation de Chumi et Mélange des Mattes
 - Groupe des Couches Rouges
 - Brèche supérieure
 - Brèche inférieure
 - Dolomies, calcaires dolomitiques, brèche dolomitique
 - Cornieule
- Nappe des Préalpes médianes**
- Préalpes médianes rigides
- Crétacé-Paléogène
 - Formation de Cuvigne Derrey et Mélange des Coulaytes
 - Groupe des Couches Rouges
 - Formation de la Dorflue
 - Couches à Mytilus
 - Formation de Mytilus
 - Formation de Champella
 - Cornieule, gypse
- Préalpes médianes plastiques
- Crétacé-Paléogène
 - Mélange des Coulaytes
 - Groupe des Couches Rouges
 - Formation de l'Intyamon
 - Formation des Sciennes-d'Albeuve
 - Formation du Moïsson
 - Formation du Torrent-de-Lessoc
 - Membre du Col de Lys
 - Membre du Vanil Carré
 - Membres du Soladier et de Verdy
 - Formation du Staldengraben
 - Formation du Pett-Lienon
 - Formation de la Grande-Bonavau
 - Formation de la Mudalla
 - Formation de Plan Falcon
 - Dolomies, calcaires dolomitiques
 - Cornieule, gypse
- Jurassien
 - Formation du Staldengraben: Membre du Soladier, Membre de Verdy
 - Formations du Chauderon, d'Arvel, de Rosinrière, Couches du Creux de l'Ours
- Jur.
 - Formation de Sommant et couches à Mytilus
- Jur.
 - Couches à Mytilus
 - Formation de Heiti
- Jur.
 - Formation de Heiti
- Mélange intrapréalpin**
- Paléogène
 - Wildflysch

- Faille (certaine – probable)
- Accident senestre
- Accident dextre
- Limite de nappe (certaine – probable)
- Chevauchement interne, limite d'écaïlle (certain – probable)

Echelle 1:25000

