

1245 Château-d'Oex

Notice explicative

RAYMOND PLANCHEREL, LUC BRAILLARD
et STEPHAN DALL'AGNOLO

Atlas géologique de la Suisse



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo
www.swisstopo.ch

2020

144

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

1:25 000

1245 Château-d'Oex

Notice explicative

6 figures et 1 planche hors texte

par

RAYMOND PLANCHEREL, LUC BRAILLARD
et STEPHAN DALL'AGNOLO

2020



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

Recommandation pour la citation en bibliographie

Carte

PLANCHEREL, R., DALL'AGNOLO, S. & PYTHON, C. (2012): Feuille 1245 Château-d'Oex. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 144.

Notice explicative

PLANCHEREL, R., BRAILLARD, L. & DALL'AGNOLO, S. (2020): Feuille 1245 Château-d'Oex. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 144.

Illustrations de couverture

Jaquette

Calcaires et marnes de la Formation de l'Intyamon. Photo Stephan Dall'Agnolo, 2020.

Notice explicative

Silicification dans le calcaire micritique de la Formation des Sciernes d'Albeuve. Photo Stephan Dall'Agnolo, 2020.

Editeur

© 2020, 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 978-3-302-40060-0

TABLE DES MATIÈRES

Préface de l'éditeur.....	4
Résumé.....	5
Zusammenfassung.....	6
Summary.....	7
Riassunto.....	8
Introduction.....	9
Lithostratigraphie.....	13
Mélange infrapréalpin.....	13
Nappe des Préalpes médianes.....	14
Nappe de la Brèche.....	53
Nappes préalpines supérieures.....	60
Nappe du Gurnigel.....	61
Nappe de la Sarine.....	61
Nappe des Dranses.....	64
Nappe de la Simme.....	67
Nappe des Gets.....	77
Quaternaire.....	79
Pléistocène tardif.....	79
Holocène.....	84
Tectonique.....	89
Structurations héritées.....	89
Structurations de mise en place.....	91
Modèles.....	92
Description structurale des unités.....	94
Hydrogéologie.....	106
Matières premières exploitables.....	109
Archéologie.....	111
Bibliographie.....	113
Cartes géologiques publiées.....	121
Annexes.....	123

PRÉFACE DE L'ÉDITEUR

Mandatés par le Service géologique national, sous la direction du Prof. Christian Caron, le Dr Chantal Python et le Dr Raymond Plancherel ont commencé en 2001 le levé géologique de la région. Ils pouvaient se baser sur une riche collection de manuscrits non publiés, établis à l'instigation de MM. les Prof. Jean Tercier et Christian Caron depuis les années 1940 pour l'Université de Fribourg. Entre 2006 et 2011, Dr Raymond Plancherel et Dr Stephan Dall'Agnolo ont 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, STRASKY et al. 2016, REMANE et al. 2005) en collaboration avec le Comité Suisse de Stratigraphie (CSS), de nouveaux noms de formations et de membres apparaissant sur la feuille Château-d'Oex 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. Cette évolution des connaissances ainsi que l'intense débat au sujet de la mise en place et de la déformation des Préalpes et de la nappe des Préalpes médianes en particulier, nous ont contraint à retarder la sortie de cette notice explicative afin de rassembler et de prendre en compte les différents avis, puis d'inviter les auteurs à contribuer. Les auteurs suivants ont donc contribué à cette notice: Dr Raymond Plancherel (pour la plus grande partie des chapitres de lithostratigraphie et du chapitre tectonique), Dr Luc Braillard (pour les chapitres Quaternaire, Archéologie, Matières premières exploitables et Hydrogéologie) et Stephan Dall'Agnolo (pour les sous-chapitres liés au Mélange Infrapréalpin, à la nappe de la Brèche et des ajouts au chapitre Tectonique).

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 Marc Weidmann, Dr Werner Flück, Dr Gilles Borel, Dr Yves Gouffon, Dr Reto Burkhalter et Meinrad Thalmann.

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), la composition du texte a été assurée par Evelyne Guanter (swisstopo).

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 les auteurs tiennent à citer C. Caron, J. Mosar, M. Bochud, E. Matzenauer, M. Thalmann et M. Sartori.

Novembre 2019

Office fédéral de topographie swisstopo
Service géologique national

RÉSUMÉ

La région couverte par la feuille Château-d'Oex 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 (Subbriançonnais) 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. 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 Château-d'Oex 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 duktilen Verhalten, und die Préalpes médianes rigides mit eher sprödem 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 synsedimentäre Tektonik in diesem Vorbecken zur Briançonnais-Schwelle zur Individualisierung von Teilgebieten (Becken und Schwellen) mit starken lateralen Fazieswechseln. 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 dieser Decke. Einerseits spricht ihre 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 süd-penninischen Ursprung (Piemont, Ligurischer Ozean) 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 (Gueyras-Komplex).

SUMMARY

The area of the Atlas sheet Château-d'Oex 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. 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).

RIASSUNTO

La regione del foglio dell'Atlante geologico Château-d'Oex 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 del 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 (Subbrianzone) con sedimentazione continua dal tardo Triassico al Eocene. Nel primo e medio Giurassico, la tettonica sinsedimentaria di questo bacino situato davanti alla soglia Brianzone ha portato ad una forte variazione laterale di facies. 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 brecce. Il materiale detritico deriva dal margine interno della soglia Brianzone.

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 Gueyras).

INTRODUCTION

Cadre structural et morphologique

Le territoire couvert par la feuille Château-d'Oex (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).

Au nord-ouest, le territoire touche le bord méridional de la nappe du Gurnigel ainsi que le Mélange infrapréalpin, qui définit une zone morphologiquement déprimée et marquée par des glissements au nord-ouest de Moléson Village. Il s'agit de la continuation nord-est de la «Zone du Gros Plané».

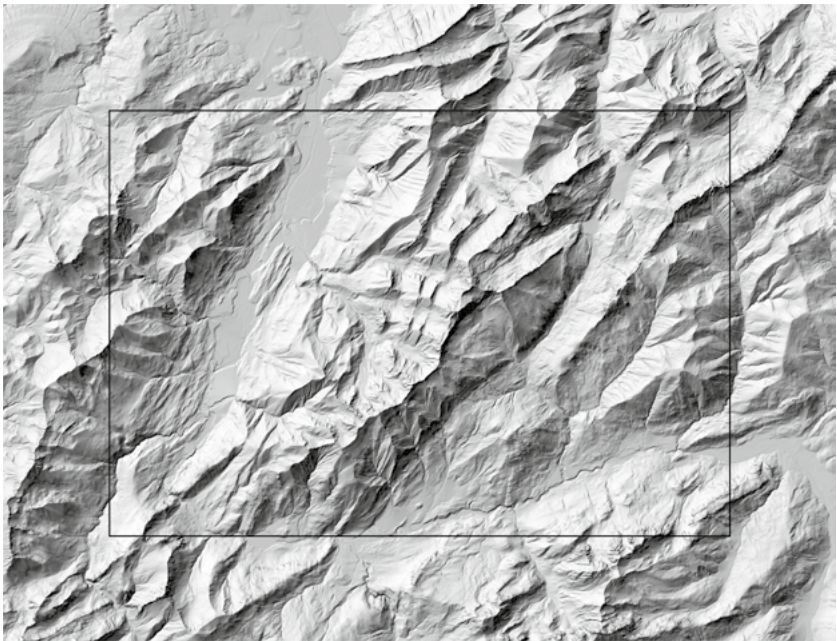


Fig. 1: Modèle numérique de terrain (swissALTI^{3D}, éclairage du NW à 45°) de la région couverte par la feuille Château-d'Oex.

La nappe des Préalpes médianes, subdivisée en Préalpes médianes plastiques au nord-ouest et Préalpes médianes rigides au sud-est, développe sa partie plastique sur plus de la moitié du territoire de la feuille Château-d'Oex.

Elle constitue, en rive gauche de la Sarine, le Moléson, la Vudalla et la crête descendant du Vanil Blanc vers Enney. En rive droite de la Sarine, elle comprend les sommets les plus élevés tels la Dent de Brenleire, la Dent de Folliéran, le Vanil Noir et la Pointe de Paray.

Les Préalpes médianes rigides forment la continuation SW de la chaîne des Gastlosen, de la Dent de Ruth à la Laitemaire, ainsi que les sommets de la Dorfflüe et de la Tête de Chat au sud de Rougemont.

L'anticlinal plongeant de la nappe de la Brèche (repli 3 des anciens auteurs) constitue de part et d'autre de la Sarine les crêtes d'altitude moyenne entre la Pointe de Cananéen (feuille Les Mosses, 1842 m) et la Tête des Planards (1460 m), ainsi que le Vanel. Le territoire de la feuille touche encore l'extrémité NE de l'écaille de la Videmanette (repli 2 des anciens auteurs).

Les flyschs des Préalpes supérieures sont présents au SE de la chaîne des Gastlosen (régions de Gérignoz, de la Manche, des Rodomonts et du Col de la Forcla), ainsi qu'au NW de celle-ci (région de Château-d'Oex au Petit Mont). De plus, en dessus du village d'Estavannens, un reste de flysch (Flysch d'Estavannens) représentant le lien entre la nappe du Gurnigel et la nappe de la Sarine occupe l'extension SW de la combe des Perreyres (feuille 1225 Gruyères).

Les traits morphologiques principaux sont dictés par la direction SW-NE des structures tectoniques des nappes. Cependant, il existe deux coupures morphologiques majeures de direction subméridienne, le long desquelles un mouvement apparent sénestre des unités géologiques peut être observé. Il s'agit d'une part de l'Intyamon, vallée principale de la Haute Gruyère entre Montbovon et Enney, marquée par une très nette déviation du flanc interne du synclinal de la Gruyère (ou synclinal de l'Intyamon), et d'autre part du vallon du Gros Mont, qui coïncide avec une brusque avancée sénestre des Préalpes supérieures selon une direction quasi N-S.

Du point de vue hydrographique, tout le terrain couvert par la feuille Château-d'Oex se rattache au bassin versant de la Sarine. Venant de l'est, cette dernière traverse obliquement, à la faveur de divers accidents, les nappes des Préalpes médianes rigides, de la Brèche, ainsi que des Préalpes supérieures, entre Saanen et les Moulins, puis recoupe transversalement les plis internes des Préalpes médianes plastiques par la cluse Rossinière-Montbovon, avant d'opérer un virage brusque au nord pour suivre l'auge de l'Intyamon.

Cadre historique

Les premières mentions à caractère géologique de la région couverte par la feuille Château-d'Oex sont connues dès le 16^e siècle. On trouvera chez GILLIÉRON

(1885) un historique détaillé et fort intéressant, qui retrace l'évolution des connaissances géologiques sur cette partie des Préalpes.

Pour l'élaboration de la feuille Château-d'Oex, les levés de nombreux auteurs ont été repris. Le plus ancien, couvrant une grande partie du terrain étudié, est la carte spéciale au 1:50 000 de SCHARDT (1887). Parmi les premiers travaux à l'échelle régionale, citons les cartes au 1:25 000 de JACCARD (1907) dans la région Rubli-Gummfluh, de SCHUMACHER (1920) autour de Rossinière et de MAUVE (1921) au Moléson.

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 cartes levées dans le cadre de travaux de thèses et de diplômes (voir fig. 2). La présente feuille de l'Atlas reprend largement ces levés.

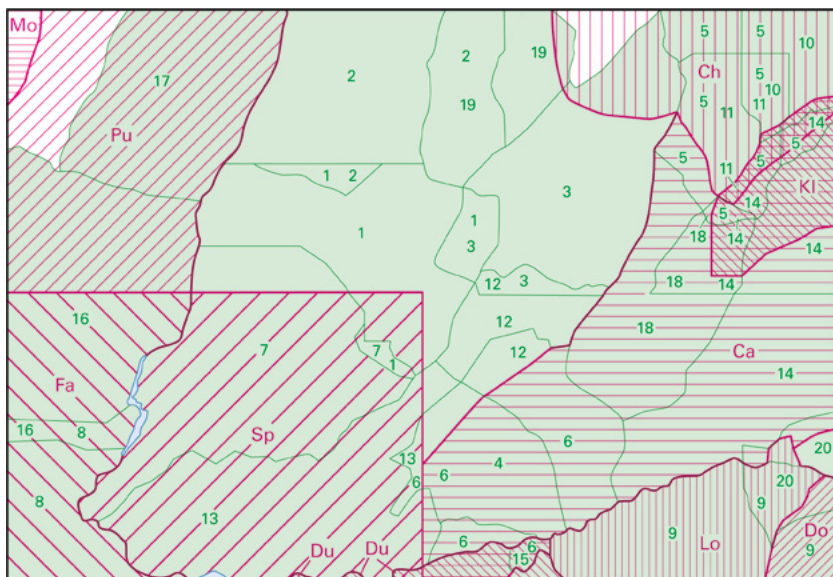


Fig. 2: Répartition des levés de terrain utilisés pour l'établissement de la feuille n°144 Château-d'Oex de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000. Travaux de thèses: Ca = CAMPANA 1943, Ch = CHENEVART 1945, Do = DOUSSE 1965, Du = DUBEY 1965, Fa = FAVRE 1952, Kl = KLAUS 1953, Lo = LONFAT 1965, Mo = MOREL 1980, Pu = PUGIN 1951, Sp = SPOORENBERG 1952. Travaux de diplômes: 1 = BAPST 1982, 2 = BOUVERAT 1989, 3 = BRASEY 1989, 4 = CURTY 1999, 5 = DOERFLIGER 1989, 6 = DORSAZ 1985, 7 = DUPASQUIER 1985, 8 = ESCHER 1985, 9 = ETIENNE 2001, 10 = HAYMOZ 2001, 11 = MONTI 2004, 12 = MUNT 1999, 13 = PASQUIER 1989, 14 = PICCAND 2000, 15 = PITTET 2000, 16 = RÜCK 1985, 17 = SCHNEUWLY 1986, 18 = SCHOEPFER 1984, 19 = UBAHA 1980, 20 = WICHT 1979.

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 de nouvelles routes alpestres, ont nécessité d'entreprendre un important travail d'harmonisation et de révision.

LITHOSTRATIGRAPHIE

MÉLANGE INFRAPRÉALPIN

Le Mélange infrapréalpin (PLANCHEREL 1998) s'est constitué à la base de l'empilement des nappes préalpines durant son transfert vers l'avant-pays. Sur le territoire de la feuille Château-d'Oex, il définit une zone morphologiquement déprimée au nord du Moléson. Structuralement, ce mélange se situe au contact de la base de la nappe des Préalpes médianes plastiques au sud et de la base (renversée) de la nappe du Gurnigel au nord. C'est la «Zone du Gros Plané» de MOREL (1976) définie sur le territoire de la feuille adjacente à l'ouest (feuille 1244 Châtel-St-Denis). Selon MOREL (1980), la «Zone du Gros Plané» se poursuit jusqu'à la plaine de Bulle. En effet, dans le territoire de la feuille adjacente au nord (feuille 1225 Gruyères), le Mélange infrapréalpin se retrouve bien plus loin vers le nord-est, en même position structurale, donc sous l'arrière de la nappe du Gurnigel au nord, et sous le front des Préalpes médianes plastiques au sud, englobant ainsi les grandes écaïlles du Bois de Bouleyres et du massif de Montsalvens (PASQUIER 2005).

f_{wi} Wildflysch

La matrice du Mélange infrapréalpin est constituée de schistes argilo-marneux noirs, verts ou gris foncé. Les éléments présents en lentilles, blocs ou écaïlles de toutes tailles dans ce mélange sont très variés et de plusieurs provenances (WEIDMANN 1993, PASQUIER 2005). Il y a des éléments se rattachant à l'Ultrahelvétique, à la nappe du Gurnigel, à la nappe des Préalpes médianes plastiques et d'autres de provenance incertaine. Seules les lentilles avec une extension importante ont pu être cartographiées. Ce sont les suivantes:

- C_{sp}** Calcaires spathiques (Lias inférieur-moyen): sparites parfois gréseuses, grises ou rouges. Origine probable: Préalpes médianes plastiques.
- S_a** Schistes argileux (Aalénien-Callovien précocé). Origines possibles: Ultrahelvétique, Préalpes médianes plastiques.
- C_r** Calcaires à foraminifères planctoniques (Campanien-Maastrichtien) Origines possibles: Ultrahelvétique, Préalpes médianes (Mélange des Coulaytes, voir plus loin), voire nappe de la Brèche (Mélange des Mattes, voir plus loin).
- F_G** Flysch du Gurnigel (Maastrichtien-Eocène).

Cet inventaire ne reflète pas la grande variabilité de lithologies retrouvée dans ce mélange. Bien d'autres lithologies se retrouvent dans les lentilles de plus petite dimension. On en trouvera la description pour l'ensemble de la «Zone du Gros Plané» dans MOREL (1976, 1980), WEIDMANN (1993) et PASQUIER (2005).

Un aspect important est la datation des éléments les plus jeunes. Il s'agit de calcaires à gros foraminifères benthiques (discocyclines et nummulites), datés du Lutetien tardif–Priabonien, ce qui confère à ce mélange un âge probable plus jeune que l'Eocène tardif. MOREL (1980) propose ainsi l'Oligocène précoce comme âge pour ce wildflysch dans la région du Gros Plané.

NAPPE DES PRÉALPES MÉDIANES

Originnaire du domaine briançonnais au sens large et tectoniquement attribuée au Pennique moyen, la nappe des Préalpes médianes est classiquement subdivisée en une partie externe, septentrionale, appelée Préalpes médianes plastiques, et une partie interne, méridionale, appelée Préalpes médianes rigides. Leur style tectonique régional très contrasté, train de plis souples et relativement continus pour les Préalpes médianes plastiques, dalles disjointes et basculées pour les Préalpes médianes rigides, résulte de différences fondamentales dans leurs séries stratigraphiques.

Les Préalpes médianes plastiques, puissante alternance de roches carbonatées et de marnes, en série stratigraphique quasi continue du Trias supérieur à l'Eocène moyen, proviendraient d'un sillon subsident (faciès de bassin, à résédiments). Avec une série stratigraphique très lacunaire (absence de Trias supérieur et de Lias, Dogger réduit, absence de Crétacé inférieur) et des faciès essentiellement de plate-forme carbonatée (Trias moyen et Jurassique supérieur), les Préalpes médianes rigides représenteraient typiquement le seuil briançonnais au sens strict (BAUD & SEPTFONTAINE 1980).

Au passage «sillon subbriançonnais/seuil briançonnais» existent des zones à caractère «intermédiaire» («Préalpes médianes plastiques internes»), rendant l'opposition Plastiques/Rigides moins tranchée (fig. 3). Il s'agit de la zone Château d'Oche-Corbeyrier, seuil lacunaire «avancé», et de la zone de Heiti, bassin subsident précoce «avorté» (SEPTFONTAINE 1983). Ces zones, connues au nord-est (région de Heiti) et au sud-ouest (région des Tours d'Aï), ne sont représentées à l'affleurement que de façon restreinte sur le territoire de la feuille Château-d'Oex, si ce n'est par des dépôts de leur frange nord-ouest empiétant sur le domaine des Préalpes médianes plastiques au Jurassique supérieur.

Pour rendre compte de complexités de l'évolution stratigraphique au Lias, il convient en outre de distinguer dans la masse principale des Préalpes médianes plastiques de la feuille Château-d'Oex un secteur particulier, situé à l'arrière, le secteur Vallée du Motélon–Rossinière, continuation du secteur de la Hochmatt de la feuille Gruyères adjacente.

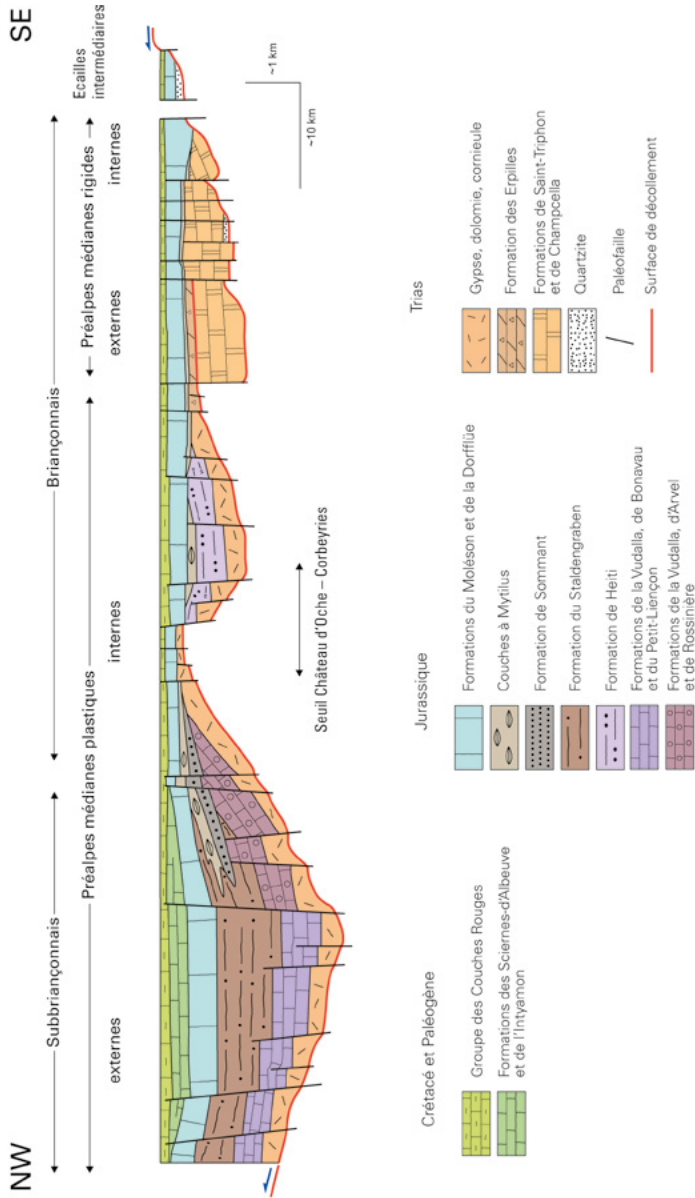


Fig. 3: Profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes. Les séries stratigraphiques différentes conduisent à une subdivision en Préalpes médianes plastiques et rigides, lesquelles sont encore subdivisées en externes et internes. Simplifié d'après BAUD & SEPTFONTAINE (1980).

PRÉALPES MÉDIANES PLASTIQUES

t₄₋₅ Dolomies et calcaires dolomitiques, cornieules (Carnien?–Norien)

Le niveau de décollement des Préalpes médianes plastiques se situe en principe dans les dépôts évaporitiques du Carnien (BAUD 1972). Mais nulle trace de gypse n'est connue dans les étroites bandes de terrains triasiques allongées au cœur des anticlinaux principaux parcourant la feuille Château-d'Oex, si bien que la série stratigraphique y débute par des dépôts lagunaires du Carnien tardif–Norien: dolomies et calcaires dolomitiques («Dolomies blondes»), et roches qui en dérivent (cornieules).

Les cornieules sont une variété de brèche dolomitique à ciment calcaire, d'apparence vacuolaire ou caverneuse en surface (altération), de couleur jaunâtre ou grise, en masses mal stratifiées d'aspect souvent ruiniforme. Il est généralement admis qu'elles procèdent de la transformation mécanique et/ou chimique (favorisée par la présence de gypse) des dolomies (JEANBOURQUIN 1986, 1998, MASSON 1976). Bien que n'occupant ainsi pas une place systématique par rapport aux dolomies, elles sont plus généralement situées à leur base (proximité de la surface de chevauchement basale).

Les dolomies et calcaires dolomitiques sont bien stratifiés, en bancs décimétriques, plus rarement métriques, à surfaces parfois onduleuses (structure mamelonnée: sebkha ou plaine d'estran), de couleur grise ou beige et patine blonde ou blanchâtre. Il s'agit de dolomicrites et parfois de calcaires micritiques imparfaitement dolomitisés. Microstructures rarement observables: fantômes d'oolithes, birdseyes, etc. Les bancs sont séparés par de minces intercalations (millimétriques à centimétriques) d'argilites fissiles beiges, noires ou verdâtres, gagnant en épaisseur (décimétriques) et devenant versicolores vers le haut.

Au vu de la nature aléatoire de leur contact et des conditions d'affleurement, cornieules et dolomies n'ont pas été séparées cartographiquement. Epaisseur visible de la série dolomitique: au maximum 100 m.

r-l₁ Formation de Plan Falcon (Rhétien)

(BOREL 1997; Couches de Plan Falcon, METTRAUX 1989; Rhétien niveaux a à e, JEANNET 1913)

Formation du Col de Tompey (Hettangien précoce)

(BOREL 1997; Couches du Col de Tompey, METTRAUX 1989; niveaux hb et hc, JEANNET 1913)

Lithologiquement très proches et d'expression morphologique commune, passant de l'une à l'autre sans hiatus, ces deux formations appartenant l'une au Trias tardif, l'autre à l'Infralias, ont été regroupées sur la carte.

La Formation de Plan Falcon consiste en une alternance irrégulière, en niveaux décimétriques à métriques, de marnes schisteuses noires et de calcaires

divers (souvent bioclastiques, parfois oolithiques, spathiques, micritiques, dolomitiques ou gréseux) à cassure gris-bleu, patine jaune ou ocre. La série est riche en organismes divers, souvent réduits en débris (calcaires lumachelliques, «bone beds»): *Avicula contorta* et *Terebratula gregaria* qui caractérisent le Rhétien, autres bivalves et brachiopodes, gastéropodes, crinoïdes, ophiures, foraminifères benthiques, algues, coraux dispersés, dents et os de poisson. Epaisseur: une cinquantaine de mètres au plus.

La Formation du Col de Tompey débute par des marnes sableuses et dolomitiques beiges, qui sont surmontées d'un ensemble de bancs de grès et calcaires grésio-glaucconieux de patine rousse, amalgamés au sommet. Les niveaux gréseux contiennent *Chlamys valoniensis* (Hettangien précoce). Epaisseur: environ 20 m.

Milieu de dépôt similaire pour les deux formations: plate-forme peu profonde (0–30 m) balayée par les tempêtes (METTRAUX 1989).

I₁ Formation de la Vudalla (Hettangien)

(Formation du Bois de Luan, BOREL 1997; Couches du Bois de Luan et Couches d'Agreblierai, METTRAUX 1989; niveaux hd à hf, JEANNET 1913; Formation oolithique p.p., SPICHER 1965)

METTRAUX (1989) a subdivisé les niveaux surmontant la Formation du Col de Tompey en deux unités isochrones: les «Couches d'Agreblierai» dans la masse principale (nord-ouest) des Préalpes médianes plastiques d'une part, et les «Couches du Bois de Luan» dans les Préalpes médianes plastiques internes (sud-est: Tour d'Aï-Heiti) d'autre part, les deux unités étant séparées par une zone lacunaire. Pour BOREL (1997), les «Couches du Bois de Luan» sont également présentes dans la partie nord-ouest, sous les «Couches d'Agreblierai», ce qui l'amène à faire de ces deux unités deux membres («inférieur» et «supérieur») d'une même «Formation du Bois de Luan». Nous proposons de conserver Membre du Bois de Luan pour l'unité inférieure (et interne), et Membre d'Agreblierai pour l'unité supérieure, et de nommer l'ensemble Formation de la Vudalla, en référence à la coupe de l'arête nord de ce sommet où les deux unités, quoique réduites, affleurent dans des conditions satisfaisantes (PUGIN 1951, SCHNEUWLY 1986).

Membre du Bois de Luan: calcaires fins, bioclastiques et sableux à la base (souvent marquée par un banc à huîtres), puis calcaires micritiques, de couleur brun clair et cassure foncée, intercalés de marnes (niveaux hd et he de JEANNET 1913).

Dans les Préalpes médianes plastiques internes, région-type du Membre du Bois de Luan (Tour d'Aï, Heiti: en dehors de la feuille Château-d'Oex), le membre (et ici également la formation) se termine par des calcaires micritiques en bancs onduleux à encroûtages argilo-dolomitiques et silex (niveau hf de JEANNET 1913).

Membre d'Agreblierai: dans la masse principale des Préalpes médianes plastiques, la place du niveau hf (JEANNET 1913) est occupée par le Membre

d'Agreblierai. La limite entre les deux membres est donc diachrone. Il s'agit d'un ensemble massif de calcaires oolithiques, en bancs décimétriques jointifs, à patine rousse et cassure claire, avec passages de calcaires micritiques clairs. La présence de coraux a déjà été signalée par PUGIN (1951). En direction du sud-est (zone centrale: anticlinal de Varvalanna, voir fig.5), des calcaires gréseux ou un peu spathiques ou dolomitiques, parfois glauconieux, relaient progressivement les calcaires oolithiques (SPOORENBERG 1952, DUPASQUIER 1985, PASQUIER 1989), annonçant peut-être le passage au niveau sommital hf du Membre du Bois de Luan.

La base du Membre du Bois de Luan est datée par ammonites de l'Hettangien précoce. Le sommet du Membre d'Agreblierai est généralement considéré comme Hettangien tardif. Milieux de dépôt: toujours plate-formes peu profondes, de haute énergie pour le Membre d'Agreblierai. Epaisseurs: de 0 m (lacune de l'Hettangien dans les plis tout à fait frontaux) à 100-120 m pour l'ensemble de la formation dans l'étendue de la feuille Château-d'Oex.

I₂₋₃ Formation de la Grande Bonavau (Sinémurien)

(BOREL 1997; Couches de la Grande Bonavau, METTRAUX 1989; Formation spathique, SPICHER 1965)

Calcaires échinodermiques en bancs de 10 à 60 cm amalgamés, à surfaces mamelonnées et laminations obliques. Des calcaires spathiques plutôt fins, mais à abondants débris dolomitiques, en forment la base (parfois désignée, pour cette raison, par le terme de «Brèche dolomitique»; absente, comme l'Hettangien, dans les plis frontaux). L'essentiel de la formation est constitué de calcaires échinodermiques plus ou moins grossiers, parfois très grossiers («Brèche à échinodermes»), de couleur claire, grise ou brune, aussi rose ou verdâtre, à grains de dolomie (entroques altérées), quartz, glauconie, parfois rognons ou lits de silex. Le sommet de la formation est fréquemment marqué par un horizon de condensation riche en bélemnites et ammonites («Brèche à Bélemnites»). Epaisseur de la formation: environ 50 m.

La base de la formation est datée, en dehors de la feuille Château-d'Oex, du Sinémurien précoce (SPICHER 1965). Le niveau condensé sommital et le gros de la formation datent du Sinémurien tardif ou Lotharingien (PUGIN 1951).

Milieu de dépôt: dunes sous-marines progradant sur une plate-forme encore peu profonde (50 à 80 m; BOREL 1997).

I₄₋₅ Formation du Petit Liençon (Pliensbachien)

(Couches du Petit Liençon, METTRAUX 1989; Formation des Brasses p.p., BOREL 1997; Formation siliceuse, SPICHER 1965)

BOREL (1997) considère que les Couches du Petit Liençon, définies par METTRAUX (1989) pour le Lias moyen des Préalpes médianes romandes,

correspondent par leurs caractères lithologiques et fauniques à la Formation des Brasses, établie par SEPTFONTAINE (1983) en Chablais occidental. Cependant, si les faciès sont effectivement très comparables, les intervalles stratigraphiques couverts par ces deux unités sont très différents: de la fin du Domérien (= Pliensbachien tardif) au Bajocien pour la région-type des Brasses, mais restreint au seul Pliensbachien pour les Couches du Petit Liençon, partie centrale et externe des Préalpes médianes plastiques de l'arc romand. Là, le passage du «Lias siliceux» aux faciès marno-calcaires de la Formation du Staldengraben s'opère déjà dès le Toarcien. Le terme de Formation du Petit Liençon nous semble donc préférable dans ce contexte à celui de Formation des Brasses.

La Formation du Petit Liençon est caractérisée par une alternance de calcaires siliceux foncés, à spicules d'éponges ou finement spathiques, durs, gris-bleu à la cassure, bruns à l'altération, en bancs épais de 5 cm à 1 m, et de marnes schisteuses subordonnées. Les bancs calcaires sont limités par des surfaces planes à la base de la série, puis devenant onduleuses vers le haut (stratifications obliques mamelonnées), en même temps qu'augmente l'épaisseur et la proportion des interlits marneux (faciès à «miches calcaires»). L'ensemble est très résistant et détermine des reliefs marqués dans la morphologie. Epaisseur variable: jusqu'à une centaine de mètres. Milieu de dépôt: vasière à spongiaires de moyenne profondeur, encore sous l'influence des tempêtes. La série est datée par quelques ammonites, du Carixien (= Pliensbachien précoce) au Domérien (= Pliensbachien tardif) (PUGIN 1951).

Secteur Vallée du Motelon – Rossinière

La partie arrière (sud-est) des Préalpes médianes plastiques présente, pour les mêmes intervalles stratigraphiques du Lias, des faciès notablement différents de ceux de la partie avant. On assiste ainsi en particulier à une migration des faciès échinodermiques qui, du Sinémurien au nord-ouest (Formation de la Grande Bonnavau), passent au Pliensbachien et Toarcien au sud-est. Ces variations seraient induites par le jeu d'une importante paléo-faille d'extension (faille Rianda–Stockhorn; BOREL 1997) engendrant des relais d'axes de subsidence.

I₂₋₅ Formation du Chauderon (Sinémurien)

(Couches du Chauderon, METTRAUX 1989; Formations de la Grande Bonnavau p.p. et des Brasses p.p., BOREL 1997; Calcaires échinodermiques inférieurs p.p., SPOORENBERG 1952)

Formation d'Arvel (Pliensbachien)

(BOREL 1997; Couches d'Arvel, METTRAUX 1989; Calcaires échinodermiques inférieurs p.p., SPOORENBERG 1952)

La partie inférieure de cet ensemble étant mal représentée sur la feuille Château-d'Oex, les deux formations ont été regroupées sur la carte.

Au Sinémurien, la zone subsidente précoce centrée sur le secteur Tour d'Aï-Heiti (Préalpes médianes plastiques internes), induite par le jeu d'une paléo-faille de socle dite de Château d'Oche-Corbeyrier (SEPTFONTAINE 1983, BOREL 1997), active dès le Rhétien (plus de 400 m de dépôts rhétiens et hettangiens sous les Tours d'Aï), étend passagèrement son influence en mordant plus ou moins loin sur la plate-forme septentrionale.

La Formation de la Grande Bonavau caractéristique de cette plate-forme (voir plus haut) est ainsi relayée transversalement, vers le sud-est, par les dépôts légèrement plus profonds de la Formation du Chauderon: alternance de calcaires siliceux, un peu marneux ou finement spathiques, à silex, et de marnes ou argilites. Milieu de dépôt: plate-forme de moyenne profondeur. Epaisseur: environ 50 m.

La Formation du Chauderon est présente au flanc interne de l'anticlinal de Varvalanna, mais souvent cachée sous les éboulis. Bonnes coupes au-dessus de la Coudré et dans le torrent (La Luschiah) sous les Tsavass (BAPST 1982).

La situation se modifie au Pliensbachien où apparaît au nord-ouest, avec la Formation du Petit Liençon (voir plus haut), une zone de subsidence distincte, affectant cette fois le cœur de la plate-forme septentrionale, ceci à la faveur d'une nouvelle paléo-faille de socle dite de Rianda-Stockhorn (BOREL 1997). Cette subsidence va s'accroître et s'étendre, pour engendrer plus tard le domaine principal des Préalpes médianes plastiques.

Corrélativement naît à l'arrière de cette zone subsidente une zone de haut-fond ou seuil, où s'installe une sédimentation à nouveau peu profonde caractérisant la Formation d'Arvel: calcarénites à entroques, avec grains de glauconie et gravillons dolomitiques, couleur gris clair, blanche, rose, parfois rouge ou ocre, verdâtre, bancs amalgamés en stratification oblique mamelonnée. Des brèches et mégabrèches polyphasées, avec remplissage de karst et de fissures indiquant des conditions proches de l'émersion, voire émergives (traces de pédogenèse) (DUPASQUIER 1985, METTRAUX & MOSAR 1989, METTRAUX 1989), sont présentes localement et liées à l'activité de paléo-failles d'extension limitées.

Milieu de dépôt: haut-fonds submergés balayés par les tempêtes, parfois émergés. Epaisseur: jusqu'à une centaine de mètres. Répartition: au flanc externe de l'anticlinal de Varvalanna, les dépôts de la Formation d'Arvel enchaînent directement sur ceux de la Formation de la Grande Bonavau (le niveau de condensation à bélemnites et ammonites fini-sinémuriennes est parfois repérable); au flanc interne, ils «transgressent» sur ceux de la Formation du Chauderon.

Formation de la Combe du Pissot (Toarcien précoce)

I₆₀

Couches du Creux de l'Ours

I_{6C}

Couches des Chevalets

(Couches du Creux de l'Ours, METTRAUX 1989; Schistes intermédiaires, SPOORENBERG 1952)

Sous le vocable «schistes intermédiaires», appliqué aux niveaux qui font suite à la Formation d'Arvel, SPOORENBERG (1952) décrit deux types de faciès: un faciès avec schistes marneux bitumineux prédominants, et un faciès de calcaires siliceux et marnes, à glauconie. Le passage entre les deux faciès s'opère de manière progressive, tant verticalement qu'horizontalement (du sud au nord par rapport à l'axe anticlinal de Varvalanna), si bien qu'il existe des zones de transition où les deux types de faciès coexistent. C'est le cas de la coupe classique au bas du ravin de la Combe du Pissot (JEANNET 1913), versant gauche du vallon de la Tinière (feuille 1264 Montreux), que nous proposons de retenir comme localité-type de la Formation de la Combe du Pissot. Le faciès schisteux à bitume est assimilable aux Couches du Creux de l'Ours, définies par METTRAUX (1989) dans les zones tout à fait frontales des Préalpes médianes plastiques (où elles surmontent la Formation du Petit Liençon). Nous proposons de conserver ce terme. Aux faciès marno-calcaires siliceux et glauconieux est attribué ici le nom de Couches des Chevalets, en référence à la coupe décrite dans le Torrent des Chevalets (au nord de Rossinière, coord.: 573.14/146.83) par SPOORENBERG (1952), puis PASQUIER (1989).

Une coupe facile d'accès, en bordure de la route principale au passage de l'épaule supportant le barrage de Rossinière, est représentative des Couches du Creux de l'Ours telles qu'elles se présentent sur la feuille Château-d'Oex: au tiers inférieur, alternance en niveaux décimétriques de schistes marneux gris bleuté à noirs, fortement bitumineux, et de calcaires marneux de même teinte, fétides, par endroits bitumineux ou légèrement spathiques, souvent jaunâtres à l'altération. Par-dessus, des calcaires marno-siliceux gris foncé à noirs, durs, en bancs plus épais (demi-métriques), irrégulièrement entrecoupés de niveaux plus minces de schistes marno-gréseux foncés, annoncent en fait déjà la transition aux Couches des Chevalets. La base schisteuse de l'ensemble tranche nettement sur les calcaires résistants de la Formation d'Arvel sous-jacente, déterminant un creux morphologique marqué.

Les Couches du Creux de l'Ours se poursuivent, avec les mêmes caractéristiques, sur 2 à 3 km vers le nord-nord-est, aux flancs externe et interne de l'anticlinal de Varvalanna, jusqu'aux environs du cirque de Culand. Epaisseur totale: 20 à 30 m. La partie schisto-calcaire contient passablement de fossiles («Schistes à Lamellibranches» des anciens auteurs): bivalves (*Astarte* sp., *Pleuromya* sp.), bélemnites, ammonites (dont *Harpoceras falcifer*, du Toarcien précoce). Milieu de dépôt: la brusque apparition de faciès argileux euxiniques traduit un affaissement et/ou ennoiment du haut-fond à crinoïdes (et aussi de la plate-forme à spongiaires

plus externe), liés à un événement anoxique océanique généralisé connu au Toarcien précoce (METTRAUX 1989).

Les Couches des Chevalets sont formées d'une succession en niveaux centimétriques à métriques de calcaires siliceux, parfois finement spathiques, gris foncé, verdâtres ou noirâtres, à patine gris-vert, et de calcaires marno-schisteux de même teinte. Un point commun de ces roches est la présence fréquente de glauconie, parfois de dolomie, diminuant toutefois vers le sud-est et le nord. Incursions occasionnelles de marnes et calcaires marneux bitumineux de type «Creux de l'Ours». Epaisseur: une cinquantaine de mètres. Fossiles: bélemnites, ammonites (dont *Hildoceras bifrons*, du sommet du Toarcien précoce). Milieu de dépôt: comparable aux Couches du Creux de l'Ours, mais moins profond.

Les Couches des Chevalets occupent une assez grande surface du cœur de l'anticlinal de Doréna, à l'extrémité sud-ouest de cette structure, au-dessus de Rossinière. Elles sont présentes aux deux flancs de l'anticlinal principal de Varvalanna, de la région Culand-Druges à celle de Paquialet (anc. Le Patchalet). Plus au nord-est, vers le passage à la feuille 1225 Gruyères, elles n'ont pas été reconnues (ce qui peut expliquer l'incertitude sur l'âge de la base de la Formation de Rossinière (voir ci-dessous): Pliensbachien tardif sur la feuille 1225 Gruyères, mais Toarcien tardif sur la feuille Château-d'Oex).

I₆-a Formation de Rossinière (Toarcien tardif – Aalénien)

(BOREL 1997; Couches de Rossinière, METTRAUX 1989; Calcaires échinodermiques supérieurs, SPOORENBERG 1952)

Après l'épisode «pélagique» du Toarcien précoce, des conditions de seuil néritique se rétablissent dans le secteur Motélon-Rossinière au Toarcien tardif et perdurent jusque dans l'Aalénien.

La Formation de Rossinière est constituée d'un amalgame de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaires silico-spathiques fins (spicules d'éponges et débris d'entroques, grains de dolomie et glauconie), rarement séparés par des interlits centimétriques de marnes. Couleur gris-brun à gris-vert, patine claire. Présence de rognons et lits de silex. Milieu de dépôt: les structures sédimentaires en lamines obliques, le bon tri du matériel échinodermique et spiculitique indiquent des migrations de dunes sur une plate-forme de moyenne profondeur, peut-être 60 à 80 m (METTRAUX 1989). Epaisseur de la formation: 70 à 100 m.

En l'absence de fossiles marqueurs, on peut fixer le début de la Formation de Rossinière au Toarcien tardif, par comparaison avec les niveaux sous-jacents. Dans le secteur de la Hochmatt (feuille 1225 Gruyères), CHENEVART (1945) fait déborder assez largement cette formation dans l'Aalénien.

Formation du Staldengraben

(SEPTFONTAINE 1983; Formation calcaréo-argileuse, SPICHER 1965)

SPICHER (1965) attribue le terme de «Formation calcaréo-argileuse» aux niveaux classiquement désignés dans les Préalpes médianes par «Dogger à Zoophycos» ou «Dogger à Cancellophycus», et divise la formation en «membres» (A, B, C, D) basés sur les principales variations lithologiques qu'on y observe.

SEPTFONTAINE (1983), en référence à une coupe de GISIGER (1967), introduit pour le même ensemble le terme de Formation du Staldengraben, les «membres» étant remplacés par des «unités» (A, B, C, D) sur la base des mêmes critères.

Nous proposons de conserver Formation du Staldengraben, terme généralement passé dans l'usage, mais de revenir aux «membres», en les redéfinissant par l'adjonction de noms de localités où les lithologies correspondantes sont particulièrement bien représentées (localités-type proposées, voir plus loin).

Envisagée globalement, la Formation du Staldengraben se présente sous les traits d'une puissante succession monotone, en alternances décimétriques à métriques, de calcaires marneux ou parfois siliceux d'une part, et de schistes argilo-marneux tantôt tendres, tantôt fissiles d'autre part, entrecoupée à des niveaux variables de bancs à matériel biodétritique ou gréseux. Les proportions et fréquences relatives de ces trois termes fondamentaux permettent d'établir les subdivisions principales (membres) de cet ensemble.

Les alternances calcaréo-argileuses de base sont rapportées à une sédimentation «autochtone» en milieu pélagique «profond», alors que les bancs détritiques représentent des intrusions turbiditiques d'origine néritique. Les épaisseurs sont considérables: 300–500 m dans les zones frontales (région Moléson – Vudalla – Gruyères), 1200–1500 m aux flancs de l'anticlinal de Varvalanna, 700–800 m dans l'anticlinal de Doréna. Ces variations enregistrent l'accentuation de la subsidence au Toarcien (amorcée dès le Pliensbachien) de l'ancienne plate-forme néritique septentrionale, puis la migration progressive de l'axe de ce bassin vers le sud à partir de l'Aalénien, entraînant l'effacement du seuil méridional apparu au Pliensbachien (voir plus haut, Formation d'Arvel).

La Formation du Staldengraben se distingue des unités encadrantes (calcaires du Lias et du Malm), outre par sa couleur jaune brunâtre à l'altération, par une moindre résistance à l'érosion, occupant ainsi de larges surfaces à relief atténué entre ces ensembles calcaires, dont les zones d'affleurement dominant la morphologie structurale du terrain.

De riches récoltes d'ammonites effectuées dans les zones frontales (PUGIN 1951, SCHNEUWLY 1986, RÜCK 1985) ont permis d'y attester la présence de la quasi totalité des biozones du Toarcien et de tous les étages du Jurassique moyen, sauf peut-être au Callovien tardif (à Oxfordien précoce), paléontologiquement non documenté (lacune?). Au sud-est, dans le secteur Motélon – Rossinière, les trouvailles de macrofossiles sont plus rares: l'application de la zonation basée sur la répartition des microfossiles (foraminifères benthiques), proposée par SEPT-

FONTAINE (1983) pour l'ensemble du Dogger des Préalpes médianes, permet de suppléer dans une certaine mesure à cette carence. D'autres fossiles remarquables et fréquents dans toute la série sont les fossiles-traces du type *Zoopycos* isp. (ou *Cancellophycus* isp.), à l'origine des anciens noms de la formation, sans valeur biostratigraphique précise, mais réputés bons indicateurs d'un milieu de sédimentation profond.

I₆-i₁ /a-i₁ Membre de Soladier (NW: Toarcien – Aalénien/SE: Aalénien)

(Unité ou Membre A, SEPTFONTAINE 1983, SPICHER 1965)

Membre du Verdy (Bajocien)

(Unité ou Membre B, SEPTFONTAINE 1983, SPICHER 1965)

La distinction de ces deux membres repose essentiellement – datations mises à part – sur le constat de la prédominance de l'un ou de l'autre des deux termes de l'alternance calcaréo-argileuse de base. Relativement aisée à établir sur des coupes continues et bien dégagées, la distinction est par contre difficile à appliquer en cartographie. Pour cette raison, les deux membres ont été regroupés sur la carte, avec cependant deux sigles différents pour tenir compte des différences d'âge de la base du Membre de Soladier entre les zones externe (au Toarcien, I₆) et interne (à l'Aalénien, a).

Membre de Soladier: caractère argileux prédominant. Alternance de marnes schisteuses sombres, altérées en brun-beige, et de calcaires marneux clairs, tachetés, en bancs minces (10 à 30 cm), généralement subordonnés. Le contact avec les unités inférieures, quoique graduel, est franc: sur les calcaires siliceux de la Formation du Petit Liençon dans les zones frontales, sur les calcaires silico-spathiques de la Formation de Rossinière dans les zones méridionales. La base de la série, dans les zones frontales (dans les replis tout à fait frontaux seulement), englobe donc aussi les Couches du Creux de l'Ours (voir plus haut), rarement identifiables comme telles, sous forme de quelques mètres de schistes argileux très fissiles (PUGIN 1951; «Schistes carton» de la feuille 1225 Gruyères).

La localité-type proposée ici est la région du Col de Soladier, à la base de l'arête occidentale de la Cape au Moine (feuille 1244 Châtel-St-Denis), où cette série marno-schisteuse a été documentée par GROSS (1965), puis ESCHER (1985).

Membre du Verdy: caractère calcaire prédominant. Alternance de calcaires marneux, parfois tachetés, par endroits siliceux ou finement spathiques, bruns, à cassure gris-bleu et auréoles d'altération rouille, en bancs décimétriques à demi-métriques, plus rarement métriques, et de schistes marneux ou siliceux généralement subordonnés. A signaler: des premiers niveaux détritiques, isolés, à la limite approximative des deux membres; dans la zone méridionale, banc de calcaire gréseux, grossièrement spathique, parfois oolithique, au sommet de l'Aalénien (SPOORENBERG 1952); dans la zone frontale, banc de calcaire bioclastique

glaucconieux, à la base du Bajocien (RÜCK 1985). Le sommet du Membre de Verdy est généralement marqué par des couches argileuses riches en *Nannolytoceras tripartitum*, datées par d'autres ammonites de la limite Bajocien-Bathonien.

Le nom de localité-type proposé fait référence à la crête du Verdy et ses environs, contrefort nord-ouest de la Hochmatt (feuille 1225 Gruyères): plusieurs coupes décrites par CHENEVART (1945), puis DOERFLIGER (1989).

Le milieu de dépôt est le même pour les deux membres: bassin subsident profond de 250 m au moins, 1000 m au plus, documenté par le contenu faunistique pélagique (céphalopodes, bivalves, en particulier filaments, radiolaires) et benthique (foraminifères, ostracodes, traces de type *Zoophycos* isp.).

i₁₋₂ *Membre du Vanil Carré* (Bajocien tardif-Bathonien)

(Unité ou Membre C, SEPTFONTAINE 1983, SPICHER 1965)

La brusque arrivée de matériaux détritiques à caractère turbiditique venant perturber la sédimentation calcaréo-argileuse autochtone de bassin permet de fixer lithologiquement la limite inférieure du Membre du Vanil Carré à l'apparition du premier banc détritique. La validité de ce critère doit cependant être relativisée, car les bancs de calcaires détritiques qui apparaissent à divers niveaux dans le membre (et qui le définissent) présentent fréquemment une tendance à la non-continuité latérale, résultat de leur mode de sédimentation: coulées turbiditiques à répartition spatiale et temporelle changeante. Le tracé de la limite devient ainsi très incertain dans des régions où le «premier» niveau détritique vient à manquer, les intercalations détritiques ne débutant parfois que bien en dessus des niveaux argileux riches en *Nannolytoceras tripartitum* (p.ex. versant gauche de la vallée du Motélon; UBAHA 1980), sommet du Membre du Verdy. Les problèmes sont du même ordre pour ce qui est de la limite supérieure du Membre du Vanil Carré, fixée au sommet de la «dernière» intercalation turbiditique.

De manière générale, la sédimentation fondamentale du Membre du Vanil Carré reste comparable à celle des membres de Soladier et du Verdy: alternance de calcaires marno-gréseux et de schistes argilo-marneux, avec de-ci de-là apports allochtones répartis de manière diffuse (quartz détritique, bioclastes).

Les décharges détritiques franches sont composées de calcarénites tantôt gréseuses et parfois micacées, tantôt oolithiques ou plus généralement bioclastiques, en bancs souvent remarquables dans le paysage, tantôt minces (décimétriques), tantôt épais (métriques, voire plurimétriques), tantôt espacés, tantôt rapprochés (voire parfois amalgamés). Il n'est guère possible de détailler les répartitions et modes d'occurrence dans le cadre de cette notice; on les trouvera dans les ouvrages cités en bibliographie (en particulier travaux de diplôme dès les années 1980, avec approche sédimentologique). Des tendances peuvent cependant se dégager dans les grandes lignes, faisant apparaître là encore une différenciation entre les zones externes et internes:

- Au nord-ouest, les bancs détritiques sont plutôt minces, parfois difficiles à délimiter, relativement espacés; la composante gréseuse, sans être prédominante, est assez fréquente (teneur en quartz détritique jusqu'à 20%, 25% dans les grès fins, RÜCK 1985).
- Au sud-est, les calcarénites bioclastiques et oolithiques se présentent en bancs plus gros (en moyenne métriques) et mieux individualisés (BOUVERAT 1989, DUPASQUIER 1985); la composante gréseuse est moins fréquente, avec cependant des concentrations locales de quartz détritiques tendant à augmenter en montant dans la série. Présence de minces niveaux (centimétriques) charbonneux (DUPASQUIER 1985). Dès le flanc interne de l'anticlinal de Varvalanna les intercalations calcarénitiques, gréso-oolithiques ou -bioclastiques se réduisent à 4 ou 5 gros bancs (plurimétriques) répartis dans les deux tiers inférieurs du membre, alors que le tiers supérieur (une bonne centaine de mètres) présente une succession de bancs nettement moins épais, mais très rapprochés, ou même jointifs, ce qui confère à l'ensemble un aspect plutôt massif (BAPST 1982).

Les zones d'alimentation des matériaux calcarénitiques allochtones sont à chercher (SEPTFONTAINE 1983) dans le domaine de seuil néritique du «Dogger intermédiaire» (suite à une réactivation du système de paléofailles Château d'Oche-Corbeyrier?), voire, pour une partie du quartz détritique, dans des zones émergées du domaine briançonnais. Autre source invoquée pour l'apport de quartz (FURRER 1977), une zone de seuil externe située au nord-ouest (seuil valaisan?) ou à l'est.

Sur la base des trouvailles d'ammonites au nord-ouest d'une part, et des corrélations de foraminifères benthiques déplacés avec leurs équivalents autochtones au sud-est d'autre part, les dépôts du Membre du Vanil Carré sont datés du Bajocien terminal et du Bathonien.

Localité-type proposée: le sommet du Vanil Carré et ses environs, où les niveaux sommitaux d'aspect massif soulignent de manière spectaculaire la charnière du synclinal des Vanils.

i₃ *Membre du Col de Lys* (Callovien)

(Unité ou Membre D, SEPTFONTAINE 1983, SPICHER 1965)

La raréfaction des apports turbiditiques gréso-calcarénitiques marque le retour à la sédimentation calcaréo-argileuse de fond caractérisant la Formation du Staldengraben. Le Membre du Col de Lys est ainsi constitué d'alternances très monotones de marnes et de calcaires, souvent débités en aiguilles ou fines plaques («roches pourries» bien connues des ascensionnistes du Vanil Noir), teinte gris-beige ou verdâtre, jaunâtre à l'altération, tachetés ou ponctués de glauconie, de pyrite ou de débris charbonneux. Ces derniers, avec aussi des intercalations

sporadiques de bancs calcarénitiques ou gréseux fins (au nord-ouest) ou plus grossiers (au sud-est), dénotent l'influence persistante, bien qu'atténuée, de zones néritiques ou émergées. La composante siliceuse se manifeste de manière aléatoire, et plutôt dans la partie supérieure de l'unité (passage latéral à la Formation de la Haute Pointe des Préalpes médianes plastiques internes, SEPTFONTAINE 1983): teneur en radiolaires, spicules de spongiaires, imprégnations siliceuses, silex en lits réguliers ou contournés (slumping), en rognons, ou remaniés dans les calcaires détritiques (RÜCK 1985).

La présence du Callovien précoce et moyen est paléontologiquement démontrée (quelques ammonites, dont *Macrocephalites macrocephalus*, du Callovien précoce; SPOORENBERG 1952). Peut-être y a-t-il lacune du Callovien tardif (SEPTFONTAINE 1983), bien que le passage à l'unité sus-jacente semble se faire en règle générale sans hiatus notable.

La localité-type proposée est la région s'étendant entre le Col de Lys et l'alpage d'En Lys (feuille 1244 Châtel-St-Denis; VON DER WEID 1960, RÜCK 1985).

Formations du Torrent de Lessoc, du Moléson, et des Sciernes d'Albeuve

La cessation quasi complète d'apports siliciclastiques (à l'exception des fractions les plus fines, silts et argiles) instaure dans le domaine des futures Préalpes médianes un régime de sédimentation presque exclusivement carbonatée, qui va s'étendre sur tout le Jurassique tardif et persister, dans les Préalpes médianes plastiques, durant le Crétacé précoce. Il s'agit, pour les Préalpes médianes plastiques, d'une série associant en proportions variables deux termes fondamentaux: un terme «autochtone» formé de calcaires sublithographiques à faune pélagique; un terme «allochtone» composé de calcirudites (brèches), calcarénites et calcilutites, en séquences généralement granoclassées (calciturbidites), matériel issu d'un milieu de plate-forme carbonatée néritique resédimenté en milieu profond. Lorsque les calcaires fins (qu'ils soient d'origine pélagique et/ou calciturbiditique) contiennent une part appréciable d'apports argileux, il y a souvent apparition de textures noduleuses, par «ségrégation» (plusieurs processus possibles).

La prédominance et la répartition de l'un ou l'autre de ces trois faciès fondamentaux permet d'établir les subdivisions principales de l'ensemble (trois formations), ou encore de distinguer des zones particulières à l'intérieur de ces subdivisions. Les arguments bio-stratigraphiques (surtout microfossiles), lithologiques, sédimentologiques, ayant abouti aux subdivisions actuelles, se trouvent, pour le Jurassique tardif, dans WEISS (1949), SPICHER (1965), HOMEWOOD & WINKLER (1977), et finalement de manière actualisée dans HEINZ & ISENSCHMID (1988), et pour le Crétacé précoce, dans BOLLER (1963) et SPICHER (1965).

i₅₋₆**Formation du Torrent de Lessoc (Oxfordien)**

(Formation des calcaires massifs p.p.: Membre des calcaires noduleux, SPICHER 1965; «Argovien noduleux» auct.)

La série du Jurassique tardif débute par un épisode de calcaires micritiques pélagiques prédominants, mais auxquels se mêlent encore passablement d'apports argileux, alors que les intercalations de résédiments de matériel carbonaté néritique sont encore minoritaires. Il en résulte une alternance, en lits décimétriques à métriques, de calcaires francs, calcaires argileux et marnes, à structure noduleuse plus ou moins prononcée. Le passage des nodules micritiques à la gangue argilo-marneuse est tantôt graduel, tantôt et très souvent souligné par des joints stylolitiques (jusqu'à réaliser parfois un faciès pseudobréchique). Souvent la roche est affectée en outre de teintes vives (vert, vert-bleu, rouge, violacé) bariolant des couleurs de fond plus ternes (gris, beige).

Ces particularités font de l'ensemble un niveau repère caractéristique aisément (et classiquement) cartographiable, soulignant la transition entre les séries calcaréo-argileuses du Dogger (Membre du Col de Lys) et les calcaires détritiques plus résistants qui vont caractériser le gros de la série du Jurassique tardif.

Bien que des récurrences du faciès noduleux, souvent pas très étendues, parfois relativement importantes, continuent à se manifester par la suite à divers niveaux de la série des calcaires détritiques à l'occasion d'intervalles à granulométrie fine (calclutites pélagiques et/ou détritiques), nous pensons judicieux de traiter l'épisode noduleux de la base de la série, très constant sur l'ensemble des Préalpes médianes plastiques, comme une entité séparée. Nous proposons d'en faire une formation à part entière que nous nommons Formation du Torrent de Lessoc, en référence à la coupe décrite le long de ce cours d'eau par WEISS (1949), puis DUPASQUIER (1985).

Cette formation est marquée par la présence épisodique de silex, soit en lames stratiformes différenciées à l'intérieur des niveaux de calcaires détritiques résédimentés (RÜCK 1985), soit sous forme de rognons ou lambeaux déformés au sein des calcaires et marnes à structure noduleuse. Ce dernier mode d'occurrence traduit une certaine instabilité du sédiment pélagique avant consolidation, tout comme le font d'autres structures gravitaires telles que brèches de remaniement (intraformationnelles) et fréquentes structures de slump d'échelle métrique à parfois plurimétrique.

L'épaisseur de la formation est couramment de l'ordre de 50 m, parfois plus, de la zone frontale à l'approche de la zone radicale. C'est seulement dans cette dernière zone (aux flancs de l'anticlinal de Doréna) qu'elle tombe rapidement à 10 m et moins, amorçant ainsi le passage aux Préalpes médianes plastiques internes (HEINZ & ISENSCHMID 1988).

La formation est relativement riche en macrofossiles, dont passablement d'ammonites (souvent au cœur des nodules), surtout en zone frontale (PUGIN

1951): *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Gregoryceras transversarium* (rare) donne un âge Oxfordien moyen («Argovien» auct.). Les observations micropaléontologiques permettent d'élargir quelque peu cette datation: la «Protoglobigerinen-Zone» de HEINZ & ISENSCHMID (1988), qui coïncide avec cet épisode noduleux, débute dès la fin de l'Oxfordien précoce d'une part, et couvre également l'Oxfordien tardif («Séquanien» auct.) d'autre part. A noter que la présence de dépôts du début de l'Oxfordien précoce n'est pas prouvée paléontologiquement (tout comme celle du Callovien tardif, voir plus haut): peut-être sont-ils encore exprimés sous des faciès marno-calcaires de type Staldengraben.

i₇₋₈ Formation du Moléson (Kimmeridgien – Tithonien, et p.p. Berriasien)

(Formation des calcaires massifs, SPICHER 1965; «Malm» auct.)

La désignation «Formation des calcaires massifs», proposée par SPICHER (1965), fait référence essentiellement au rôle d'armature morphologique et structurale que jouent, dans les Préalpes médianes plastiques, les calcaires résistants du «Malm» par rapport aux séries qui les encadrent. Par la suite, HEINZ & ISENSCHMID (1988) ont appliqué cette appellation («Massivkalk») aux calcaires jurassiques supérieurs de l'ensemble des Préalpes médianes, plastiques aussi bien que rigides (= «Malm» au sens lithostratigraphique des anciens auteurs, p.ex. «Klippenmalm» chez WEISS 1949). Du point de vue stratonomique, ces calcaires se présentent pourtant de manière bien différente (traduisant des différences fondamentales de milieux et de modes de sédimentation): puissantes dalles calcaires difficiles à subdiviser (donc réellement «massives» de ce point de vue) dans les Préalpes médianes rigides; succession rythmique de dépôts en bancs plus ou moins épais, mais en général nettement détachés, dans les Préalpes médianes plastiques. Les différences d'aspect, de comportement et de nature de ces deux types de «Malm» nous incitent à en faire deux unités distinctes, avec rang de formation.

Nous proposons, pour la série de calcaires bien stratifiés du «Malm» des Préalpes médianes plastiques, le nom de Formation du Moléson: les caractéristiques stratonomiques sont bien exposées dans ce chaînon, et d'excellentes coupes y sont décrites, soit au Moléson même (WEISS 1949; situation malheureusement pas très précise: au nord-ouest du sommet selon sa description détaillée p.53–55; à l'est, ce qui est plus probable, selon le texte p.39 et la carte synthétique pl.1), soit aussi à Tremetta (HEINZ 1985, HEINZ & ISENSCHMID 1988) à l'extrémité ouest du chaînon (feuille 1244 Châtel-St-Denis).

Sans que la limite ne corresponde partout à un horizon bien précis, nous faisons débiter la Formation du Moléson au moment où les arrivées de matériel carbonaté allochtone prennent nettement le pas sur la sédimentation micritique autochtone. La formation se présente dès lors sous les traits d'un empilement cyclique («série pararythmique», SPICHER 1965) de bancs tantôt plurimétriques

(«massifs»), plus souvent métriques à demi-métriques, de calcaires détritiques de nature turbiditique (calcirudites, calcarénites, calcilutites, généralement grano-classées), parfois à silex. Les calcilutites autochtones, homogènes (micrites) ou à composante argileuse (textures noduleuses), sont nettement subordonnées.

Aux environs du quart supérieur de la série, la tendance s'inverse et, après une récurrence relativement importante, environ décamétrique, de faciès de type noduleux, observée surtout en zone externe («série d'Albeuve», WEISS 1949), la formation se termine par un ensemble de calcaires micritiques homogènes, assez riches en silex, régulièrement disposés en lits demi-métriques («série des calcaires compacts et sublithographiques», SPICHER 1965), avec rares et fines intercalations de calcaires détritiques. Le passage à la formation suivante, où se retrouvent des calcaires micritiques de même type, est tout à fait progressif.

Épaisseur des bancs et degré granulométrique vont généralement de pair dans les alternances de calcaires détritiques. Les couleurs d'altération vont du gris clair au bleuté; la cassure est grise, beige ou brune, souvent grenue (calcarénites), dans les calcaires détritiques; cassure très claire, beige ou crème, lisse ou esquilleuse (rappelant les calcaires de typ «Biancone» des Alpes méridionales), dans les calcaires homogènes du sommet.

Bien repérables dans le terrain par leur patine claire, les calcaires résistants de la Formation du Moléson déterminent aussi l'armature morphologique et structurale de la région, constituant sommets, arêtes, abrupts et parois, et dictant, à la faveur de leur découpage stratonomique particulier, les vaste structures plicatives (plis de 1^{er} ordre) ayant valu leur qualificatif aux Préalpes médianes «plastiques».

L'analyse du contenu pétrographique et paléontologique des sédiments composant la Formation du Moléson confirme la dualité de leur origine. Les calcaires détritiques turbiditiques comportent essentiellement des fragments d'organismes benthiques de plate-forme néritique peu profonde: algues (Dasycladacées, Clypéines, dont *Clypeina jurassica* du Kimmeridgien – Tithonien), lithotamnies, foraminifères benthiques (Miliolidés, Textularidés), échinodermes, bivalves, cephalopodes, brachiopodes, bryozoaires, mais aussi des ooïdes, oncoïdes, peloides, intraclastes de calcilutites pélagiques, rognons de silex. Inapparents dans les sédiments détritiques, les microorganismes pélagiques s'expriment dans la sédimentation de fond autochtone ou les résédiments fins, et contribuent à préciser l'intervalle stratigraphique occupé par l'ensemble de la formation: radiolaires (le plus souvent calcitisés), algues (Globochaete), foraminifères planctoniques, crinoïdes flottants, tintinnidés. Les deux dernières catégories sont à l'origine de la zonation proposée par HEINZ & ISENSCHMID (1988): «zone à Saccocoma», coïncidant avec la sédimentation détritique prédominante, et couvrant le Kimmeridgien et la majeure partie du Tithonien; «zone à Calpionelles», débutant avec les calcaires micritiques homogènes après le dernier épisode noduleux, avec *Calpionella alpina* marquant le Tithonien terminal et le Berriasien précoce (début du Crétacé).

L'épaisseur de la formation est de l'ordre de 150 m, mais se réduit à une trentaine de mètres en zone radicale (retombée interne de l'anticlinal de Doréna), où la formation peut même manquer localement par rabotage tectonique (au nord de la Chaudanne). L'amincissement de la série coïncide avec un relatif appauvrissement en résédiments au profit de la sédimentation micritique («bypass margin», Préalpes médianes plastiques internes; HEINZ & ISENSCHMID 1988).

c₁₋₄ Formation des Sciernes d'Albeuve (Berriasien – Barrémien)

(Formation des calcaires plaquetés, SPICHER 1965; «Néocomien» auct.)

Faisant suite sans hiatus aux calcaires micritiques homogènes qui caractérisent le sommet de la Formation du Moléson, se trouve une série de calcaires de lithologie comparable, mais qui se distinguent des précédents par le passage rapide à des bancs d'épaisseur beaucoup plus réduite, d'ordre centimétrique à décimétrique. Ces niveaux, qui couvrent en gros le Crétacé précoce, ont été dénommés classiquement «Néocomien», terme repris par BOLLER (1963) qui en a fourni l'étude la plus complète. Tenant compte de leur particularité stratonomique, SPICHER (1965) les désigne par «Formation des calcaires plaquetés».

Nous référant à deux profils partiels et complémentaires décrits par BOLLER (1963; profil VII, Albeuve; profil VIII, Allières N) au flanc externe du synclinal de la Gruyère, région largement occupée par le «Néocomien» affleurant en surface structurale, nous proposons pour ces niveaux le terme de Formation des Sciernes d'Albeuve, d'après le nom de la localité située au cœur de cette région.

Environ la moitié inférieure de l'ensemble des calcaires plaquetés, dont l'épaisseur totale peut être estimée à 100–150 m dans le domaine central des Préalpes médianes plastiques, perpétue donc le faciès des calcilutites homogènes autochtones, calcaires à pâte fine, cassure et patine claires, à rognons ou lames stratiformes de silex, installé dès le sommet de la Formation du Moléson sous-jacente. De ce fait, reposant essentiellement sur des critères stratonomiques et morphologiques, la limite entre les deux formations est souvent difficile à tracer en toute rigueur. Ces niveaux inférieurs comportent encore à leur base quelques intercalations de calcaires détritiques, cantonnées aux secteurs internes (Hochmatt – Gros Mont – Chaudanne), et subsidiairement externes (Albeuve). La raréfaction de ces apports détritiques, et leur distribution différenciée sont attribuées à une diminution rapide du niveau marin (HOMEWOOD & WINKLER 1977), privant progressivement le bassin de sédimentation des apports néritiques en provenance de plate-formes environnantes (en l'occurrence le seuil briançonnais, probablement en grande partie émergé durant le Crétacé précoce, et un hypothétique seuil externe).

Dès le milieu de la formation, les calcaires deviennent un peu marneux, leur pâte s'assombrit, passant au beige foncé ou gris, et est abondamment parsemée de taches plus sombres (traces de bioturbation, déjà présentes localement dans les

calcaires clairs). Les silex sont moins fréquents, alors qu'apparaissent parfois des nids de pyrite. Les bancs sont séparés par des intervalles argileux, d'abord pelliculaires (et souvent stylolitisés), puis millimétriques à centimétriques, qui soulignent le litage «en plaquettes» si particulier, et accentuent la tendance au microplissement (plis de 2^e ordre, progressivement disharmoniques par rapport aux structures principales) caractéristique de la formation.

Les âges attribués à la Formation des Sciernes d'Albeuve couvrent le Berriasien tardif et le Valanginien précoce, bien documentés par les associations de calpionnelles, pour les calcaires clairs homogènes; le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien, corroborés par quelques ammonites conservées (les aptychi et les bélemnites sont moins rares), pour les calcaires marneux tachetés.

Bien que la Formation des Sciernes d'Albeuve occupe de larges portions de terrain de la feuille Château-d'Oex, les conditions d'affleurement ne sont de loin pas aussi favorables qu'elles pourraient apparaître à la lecture de la carte. Le débit en petits bancs, la composante argileuse relativement importante, l'intense déformation plicative confèrent en effet à la roche une grande altérabilité, si bien que même les zones cartographiées «en place» sont fréquemment masquées par la végétation herbeuse ou, à moyenne altitude, forestière, rendant l'établissement de coupes difficile et la cartographie des limites peu précise.

Morphologiquement, les calcaires plaquetés, toujours fortement plissés, remplissent le cœur des synclinaux perchés du Moléson et des Vanils, et constituent des pentes régulières sur les flancs des grandes auges synclinales (Intyamon, Château-d'Oex), formant transition entre les reliefs vigoureux du «Malm» et les formes plus adoucies des Couches Rouges.

Comme pour la Formation du Moléson, les épaisseurs diminuent drastiquement en zone radicale (une petite trentaine de mètres à la retombée interne de l'anticlinal de Doréna), annonçant l'approche des secteurs où les dépôts du Crétacé précoce sont absents (Préalpes médianes plastiques internes, Préalpes médianes rigides).

Formation de l'Intyamon, Groupe des Couches Rouges (Formations de Rote Platte, des Forclettes, des Chenaux Rouges), Formation de Cuvigne Derrey

Dès la transition Crétacé précoce – Crétacé tardif s'installe sur le domaine des futures Préalpes médianes un nouveau cycle de sédimentation marno-calcaire qui voit alterner, du Crétacé tardif au Paléogène précoce, dans un contexte de variations eustatiques, des épisodes «transgressifs» de dépôt, et des épisodes «régressifs» de non-dépôt. De premiers mouvements compressifs (tectonique éo-alpine) compliquent encore la situation, suscitant par exemple l'apparition de seuils ou hauts-fonds au cœur même de l'ancien sillon subsident du Subbriançonnais. Il en résulte des situations stratigraphiques souvent complexes, avec lacunes, érosions, niveaux de condensation, remaniements, apports détritiques, variations d'épaisseurs,

biseaux stratigraphiques, contacts variés tant entre les divers termes qu'avec leur soubassement. Le cycle se termine par un passage rapide, à l'Eocène, à un flysch schisto-gréseux réduit (Formation de Cuvigne Derrey), qui clôt la série stratigraphique des Préalpes médianes.

Les niveaux du Crétacé tardif – Paléogène précoce ont fait l'objet de révisions exhaustives de la part de GUILLAUME (1986) et PYTHON-DUPASQUIER (1990), qui ont abouti à la définition formelle de quatre formations (dont trois réunies au sein du Groupe de Couches Rouges, GUILLAUME 1986), séparées par d'importantes lacunes et subdivisées à leur tour en sous-unités (membres, couches, niveaux lithologiques particuliers). Plusieurs localités de référence et coupes-types de ces unités sont situées sur la feuille Château-d'Oex.

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

(PYTHON-DUPASQUIER 1990; Complexe schisteux intermédiaire, CHENEVART 1945, KLAUS 1959)

Intyamon est le nom donné au segment de la vallée de la Sarine qui, du défilé de la Tine – Montbovon au verrou de Gruyères, suit le fond de la vaste dépression synclinale séparant l'ensemble des chaînons Dent de Lys – Moléson à l'ouest, de la chaîne des Vanils à l'est. Des niveaux de «schistes et calcaires noirs», formant repère lithologique entre la Formation des Sciernes d'Albeuve et les classiques «Couches Rouges», connus depuis CHENEVART (1945) sous le terme «Complexe schisteux intermédiaire», comptent de nombreux affleurements disposés en liseré discontinu tout autour du cœur du synclinal (KLAUS 1959), justifiant le choix de l'Intyamon comme région-type de la formation créée par PYTHON-DUPASQUIER (1990).

A noter que la coupe de référence de la formation, pour des raisons de qualité et de complétude, ne se situe pas dans l'Intyamon, ni dans la continuation de la même structure synclinale vers l'est, mais au delà de la chaîne des Vanils, au flanc externe du «synclinorium» de Château-d'Oex (localité de Roter Sattel, feuille 1226 Boltigen). Par contre, des deux membres de la formation distingués par PYTHON-DUPASQUIER (1990) dans le domaine des Préalpes médianes plastiques, l'inférieur – Membre de Comba d'Avau – trouve bien sa coupe-type au flanc externe du synclinal de la Gruyère (coord. 569.55/148.80, au nord de Montbovon).

De manière générale, la Formation de l'Intyamon est constituée d'une alternance de schistes argileux de teinte sombre (gris verdâtre à noirs), riches en matière organique, et de petits bancs (10–20 cm) de calcaires marneux gris parsemés irrégulièrement de taches noires (et aussi de silex): biomicrites à foraminifères planctoniques et/ou radiolaires, aussi débris de faunes pélagiques ou néritiques (bélemnites, prismes d'inocérames, ostracodes, etc.). Plus rarement, les calcaires sont rouges ou verdâtres.

La formation est subdivisée en deux fois deux «ensembles de dépôt» (PYTHON-DUPASQUIER 1990) sur une base de répartition entre niveaux plus argileux à la partie inférieure et niveaux plus carbonatés vers le sommet de chaque «ensemble». En raison de diverses petites lacunes (plus importantes dans les zones externes et internes que dans la zone centrale de l'aire de sédimentation), l'un ou l'autre de ces «ensembles» peut manquer ou être incomplet. D'abondantes faunes de foraminifères planctoniques ont permis de dater les deux ensembles inférieurs (Membre de Comba d'Avau) de l'Aptien et de l'Albien moyen-tardif (avec lacune probablement générale de l'Albien précoce), et les deux ensembles supérieurs (Membre de Chällihorn) du Cénomanién au Turonien moyen. La limite inférieure de la formation correspond au premier niveau de marnes sombres coiffant le sommet des calcaires plaquetés «néocomiens» (bien documentée dans la coupe de référence de Comba d'Avau, non loin de la localité de référence proposée pour la formation sous-jacente des Sciernes d'Albeuve). La limite supérieure se marque par une surface durcie sur des calcaires argileux rougeâtres.

Selon PYTHON-DUPASQUIER (1990), l'environnement de dépôt correspond à celui d'une rampe carbonatée passant d'une profondeur de 300 à 400 m au nord (tempestites distales avec occasionnelles coulées boueuses) à environ 100 m au sud (avec augmentation du biodétritisme et fréquents niveaux de condensation), à l'approche des Préalpes médianes plastiques internes. La richesse en matière organique conservée dénote des conditions réductrices, rapportées à des événements anoxiques globaux connus au Crétacé «moyen».

L'épaisseur de la formation peut atteindre 70 m, en diminution vers le nord-ouest, et surtout vers le sud-est jusqu'à disparition quasi complète à la retombée interne de l'anticlinal de Doréna.

Groupe des Couches Rouges

(GUILLAUME 1986; «Couches rouges» auct.)

Désignée classiquement par le nom de Couches Rouges, une succession de calcaires fins, plus ou moins argileux, en petits bancs (5–10 cm), et de marnes schisteuses, représente, au Crétacé tardif et au Paléogène précoce, les derniers épisodes de la sédimentation à tendance carbonatée prévalant jusque là. Les teintes de ces roches sont le plus souvent claires (crème, grise, jaunâtre, verdâtre), mais elles sont panachées fréquemment de larges passées affectant diverses nuances de rouge, qui ont valu leur nom à ces niveaux caractéristiques des Préalpes (nappes des Préalpes médianes et de la Brèche).

Diverses discontinuités étaient connues de longue date dans cet ensemble en de nombreux points de la nappe des Préalpes médianes, alors qu'en d'autres points la série pouvait paraître continue. L'examen détaillé d'un grand nombre de profils répartis sur tout le domaine de cette nappe (GUILLAUME 1986) a en fait permis, grâce à la richesse en microfaunes planctoniques (globotruncanidés au Crétacé,

globorotalidés et globigérinidés au Paléogène), de mettre en évidence (lorsque la série est complète) trois épisodes de dépôt relativement brefs (de l'ordre de 5, 2 et 3 Ma), séparés par deux lacunes majeures (érosions, non-dépôt), de l'ordre de la dizaine de millions d'années chacune. Cette situation (alliée subsidiairement à la prise en compte de variations lithologiques) a donné matière à la création de trois formations: Formation de Rote Platte (Turonien tardif–Santonien), Formation des Forclettes (Maastrichtien tardif), Formation des Chenaux Rouges (Paléocène tardif–Eocène précoce). Au vu des caractères communs de leurs roches, il a cependant paru judicieux de conserver l'ancien nom pour désigner l'ensemble, devenu dès lors Groupe des Couches Rouges.

c₉₋₁₃ Formation des Forclettes (Maastrichtien tardif)
Formation de Rote Platte (Turonien tardif–Santonien)
 (GUILLAUME 1986)

Lithologiquement assez proches, les deux formations crétacées des Couches Rouges ont été réunies pour la cartographie, car, sauf en quelques secteurs privilégiés où leur contact est souligné par un fond durci ou un niveau karstifié, l'important hiatus qui les sépare est la plupart du temps quasi inapparent sur le terrain. Les Couches Rouges crétacées sont présentes, dans le domaine d'extension des Préalpes médianes plastiques de la feuille Château-d'Oex, au cœur du synclinal de la Gruyère d'une part (régions Hongrin-Montbovon, Albeuve-Grandvillard, Estavannens), au flanc sud-est du massif de la Hochmatt d'autre part. Elles manquent à l'approche des Préalpes médianes plastiques internes (au sud-ouest du Gros Mont: retombée interne de l'anticlinal de Doréna), les Couches Rouges paléogènes reposant là directement sur les calcaires plaquetés de la Formation des Sciernes d'Albeuve, ce qui indique la présence d'un haut-fond avec érosion ou non-dépôt résultant de premiers mouvements compressifs dès le Crétacé tardif (les Couches Rouges crétacées réapparaissent plus au sud, dans les Préalpes médianes rigides; voir plus loin).

La Formation de Rote Platte est représentée par ses trois membres principaux ainsi que, localement au sommet, par une unité d'ordre inférieur.

Membre d'Allières (profil de référence: coord.567.625/147.410): bancs de calcaires argileux de 30 à 100 cm alternant avec des lits marneux plus minces, de 20 cm en moyenne; couleur rouge foncé à pourpre, avec des taches de réduction vert foncé ou gris verdâtre; épaisseur 5 à 10 m; âge: Turonien tardif (zone à *Sigali*).

Membre des Rontins (profil de référence: coord.572.140/155.370 à 572.150/155.225): membre principal de la Formation de Rote Platte, le plus épais, le moins argileux. Succession de cycles à trois termes (calciturbidites): calcaires, parfois siliceux avec radiolaires calcitisés (5 cm), calcaires argileux (5 à 40 cm), argilites (1 à 10 mm); couleur beige ou grise, avec passées rougeâtres ou verdâtres dans les

termes argileux; traces de bioturbation: *Zoophycos* isp., *Chondrites* isp.; épaisseur de ce membre le plus calcaire de la Formation de Rote Platte au moins 60 m, peut-être 100 m (difficile à estimer à cause des replis); âge: Coniacien (zone à *Primitiva*) à Santonien (zone à *Concavata* et base de la zone à *Asymetrica*).

Membre du Wildenbach (profil de référence: coord. 608.050/168.825, feuille 1227 Niesen): lithologies comparables à celle du Membre des Rontins, mais à composante argileuse plus marquée; couleur typiquement rouge (rouge foncé, rouge brique, pourpre); épaisseur inférieure à 20 m; l'extension est moindre dans les Préalpes médianes plastiques que celle des membres sous-jacents, limitée à la région Hongrin-Montbovon au sud-ouest, et à la Hochmatt au nord-est (ailleurs, période d'érosion ou de non-dépôt intracrétacée); âge: Santonien tardif (sommet de la zone à *Asymetrica*).

Dans le secteur Hongrin-Montbovon, le toit du Membre du Wildenbach (et donc ici de la Formation de Rote Platte) est un niveau durci et minéralisé appelé Hardground de Pra du Pont (localité-type: coord. 567.90/147.50): niveau silicifié, limonitique et phosphaté, de couleur rouge vif, jaune, pourpre et vert (glauconie), à base irrégulière infiltrant et colorant les niveaux calcaires sous-jacents. Il comporte les microfaunes caractéristiques du Santonien terminal, mais a dû se constituer pendant la quinzaine de millions d'années comprise entre le Santonien et le Maastrichtien, âge des niveaux qui lui sont superposés. Ce mince niveau (10-15 cm au maximum) souligne ici parfaitement la limite entre la Formation de Rote Platte et celle des Forclettes. Ailleurs (secteur nord-est du synclinal de la Gruyère, Hochmatt), la limite ne se marque qu'à peine par une surface corrodée, difficilement décelable.

La Formation des Forclettes inclut toute la tranche sédimentaire déposée pendant la transgression du Maastrichtien tardif, qui fait suite à une longue interruption couvrant le Campanien et le Maastrichtien précoce. Les différences principales par rapport aux formations encadrantes sont la prépondérance des carbonates sur les argiles et une couleur gris clair dominante («niveau moyen gris des Couches rouges», FAVRE & SCHARDT 1887). La formation comporte trois unités lithostratigraphiques principales (Membre du Pissot, Calcaire des Rayes, Conglomérat de Beaumont) qui peuvent se superposer, mais aussi se relayer latéralement. Leur répartition dans le domaine d'extension des Préalpes médianes plastiques de la feuille Château-d'Oex est très inégale. Épaisseur totale de l'ordre de 50 à 100 m; âge: Maastrichtien tardif (zones à *Gansseri* et à *Mayaroensis*). A nouveau, un mince niveau d'ordre inférieur (Hardground de Roter Sattel) marque l'épisode régressif suivant, du Maastrichtien terminal à l'Eocène précoce, et peut se retrouver indifféremment au toit de l'une ou l'autre des trois unités principales, selon les cas.

Membre du Pissot (profil de référence: coord. 575.100/144.400, feuille 1265 Les Mosses): succession de calcaires en bancs minces (rarement plus de 5 cm) et de

couleur typiquement gris clair ou gris-blanc; calcaires argileux et argilites sont très subordonnés; la nature turbiditique des calcaires est soulignée par le grano-classement affectant surtout les concentrations de microfossiles, très abondants. La répartition du membre est à peu près identique à celle du Membre des Rontins de la Formation de Rote Platte: synclinal de la Gruyère et Hochmatt (avec, dans ce dernier secteur, des faciès calcaires moins turbiditiques, mais à éléments constitutifs brassés et bioturbés).

Calcaire des Rayes (profil de référence: coord. 581.80/152.30): cette unité, définie dans les Préalpes médianes rigides (écaïlle des Gastlosen), n'est présente dans les Préalpes médianes plastiques qu'à la Hochmatt, et en un point du synclinal de la Gruyère, au nord-est d'Estavannens Dessus (coord: 574.300/157.900, GUILLAUME 1986). Dans les deux cas, elle surmonte le Membre du Pissot. Ce sont des calcaires gris clair en très petits bancs (1 à 3 cm) sans aucune intercalation argileuse, se distinguant des calcaires du Membre du Pissot par une très forte stylolitisation.

Conglomérat de Beaumont (localité de référence: coord. 581.050/155.050): conglomérats et brèches généralement fins (microconglomérats) en bancs de 5 cm à 1 m, localement grossiers à très grossiers (éléments métriques, voire plus); lithoclastes provenant de divers termes de la série de la nappe des Préalpes médianes à partir de la Formation du Moléson; bioclastes d'origine néritique; dans la matrice, microfossiles planctoniques et benthiques. Les couleurs sont vives, rouge, rouge brique, rouge foncé, vert. A la localité-type (éperon rocheux de Beaumont, en bordure ouest de la plaine du Gros Mont), le conglomérat, plutôt fin, repose directement par une brèche de base sur les calcaires plaquetés de la Formation des Sciernes d'Albeuve; plus au nord, à la Hochmatt, la série se complète (Membre du Pissot/Calcaire des Rayes/Conglomérat de Beaumont); en direction opposée, au-delà de la chaîne des Vanils, dans l'Intyamon, un affleurement peu étendu (non cartographié) à l'Auge près de Montbovon (coord. 569.175/147.850) montre un conglomérat chaotique grossier (éléments décimétriques à métriques), pris entre le remplissage de Couches Rouges ici paléogènes du synclinal de la Gruyère (ESCHER 1985) et son flanc interne chevauchant (par la Formation de l'Intyamon). Cette répartition des zones d'affleurement du Conglomérat de Beaumont (combinée à d'autres observées plus au sud-est sur la feuille Château-d'Oex et plus au nord-est et au sud-ouest sur les feuilles voisines) semble documenter la présence, au Maastrichtien tardif, d'un haut-fond élargi (zone de démantèlement, GUILLAUME 1986) source du matériel clastique, centré sur l'actuelle chaîne des Vanils.

La limite supérieure de la Formation des Forclettes correspond à une lacune stratigraphique majeure, couvrant le Maastrichtien terminal et le Paléocène précoce. Le toit de la formation est ainsi souligné par une surface d'érosion durcie, appelée Hardground de Roter Sattel. C'est un mince niveau (environ 5 cm) phosphaté, plus rarement silicifié, à imprégnations ferrugineuses, à surfaces inférieure et supérieure irrégulières, perforé de conduits à section centimétrique

(terriers) pouvant pénétrer le substrat calcaire sur une dizaine de centimètres. Le niveau est vivement coloré en bleu-gris, ocre, rouge foncé à noirâtre. L'assemblage de formes planctoniques indique le Maastrichtien terminal (zone à *Mayaroensis*), alors que les conduits sont remplis de sédiments datés du Paléocène moyen, provenant de la formation sus-jacente. Le hardground représenterait donc un intervalle d'environ 5 Ma (Paléocène précoce), et traduit une régression et/ou une surélévation générale du bassin de la future nappe des Préalpes médianes à la fin du Maastrichtien, dans un contexte de tectonique compressive. En divers autres secteurs de cette nappe, cet épisode a abouti à l'érosion partielle ou totale des Couches Rouges crétacées (érosion complète, par exemple, du Gros Mont à la Chaudanne sur la feuille Château-d'Oex, à l'approche des Préalpes médianes plastiques internes).

e₃ Formation des Chenaux Rouges (Paléocène moyen – Eocène précoce)
(GUILLAUME 1986)

La Formation des Chenaux Rouges (localité et profil de référence: coord. 578.15/150.30), d'âge paléogène, se démarque des formations crétacées du groupe des Couches Rouges par une composante argileuse prépondérante sur les carbonates et plus uniformément répandue, et par sa couleur rouge ou rose dominante. La formation n'est pas subdivisée en membres, mais comporte à sa base deux minces niveaux d'ordre inférieur (Croûte minéralisée des Chenaux Rouges, Calcarénite de la Hochmatt), de nature particulière marquant les premiers épisodes de la transgression paléogène.

La Croûte minéralisée des Chenaux Rouges (localité de référence: coord. 578.125/150.380, à la base stratigraphique du profil de référence de la formation) est formée d'une couche concrétionnée de 1 à 7 cm, de couleur sombre, à surface bosselée, ou d'un conglomérat constitué de concrétions emballées dans une gangue noire ou rougeâtre, de 10 à 20 cm d'épaisseur. La structure fondamentale de la croûte est stromatolitique (laminations bactériennes en colonnettes ou en tapis), avec imprégnations de sulfures ou d'oxydes métalliques (Fe, Cu, Pb, Ni, Ba, etc.; BERTRAND & WEIDMANN 1979), minéralisations conférant parfois à la roche un lustre métallique. La gangue séparant les colonnes ou les concrétions est une argile ou une marne très argileuse contenant quantité de débris variés, lithiques, minéraux ou organiques, dont nombre de petites dents de poissons («brèche à dents de poissons», CHATTON 1947) et quelques foraminifères benthiques et planctoniques (Paléocène moyen à Eocène précoce). C'est cette même gangue qui remplit les conduits taraudant le toit de la Formation des Forclettes. La croûte minéralisée des Chenaux Rouges colonise le Hardground de Roter Sattel ou, en l'absence de ce dernier, les surfaces d'érosion de formations plus anciennes (c'est le

cas à la localité-type de Chenaux Rouges, où elle recouvre directement les calcaires plaquetés de la Formation des Sciernes d'Albeuve).

La Calcarénite de la Hochmatt (profils de référence: coord. 582.41/156.90 et 582.475/156.950) est un niveau étroitement associé à la Croûte minéralisée des Chenaux Rouges, dans laquelle elle se présente sous forme de lentilles, ou à laquelle elle passe latéralement en biseau. Il s'agit de calcaires détritiques de granulométrie moyenne à grossière, composés de divers lithoclastes (éléments provenant de formations antérieures à partir de la Formation du Moléson), bioclastes (dont des débris de globigérines de l'Eocène précoce), microfossiles planctoniques (radiolaires, foraminifères dont des formes du Paléocène moyen à tardif), quartz détritique parfois abondant. L'épaisseur du niveau est décimétrique, rarement métrique. La couleur est rouge foncé, presque noirâtre, ou gris-brun foncé, souvent à lustre métallique, comme la croûte minéralisée. On observe des stratifications obliques, en particulier à la localité-type. Dans les Préalpes médianes plastiques de la feuille Château-d'Oex, la Calcarénite de la Hochmatt est conservée au versant sud de la Hochmatt (localité-type), aux Chenaux Rouges et, à l'ouest de Montbovon, au flanc externe du synclinal de la Gruyère.

L'ensemble Croûte minéralisée des Chenaux Rouges/Calcarénite de la Hochmatt indique que le dernier épisode transgressif du groupe des Couches Rouges s'est établi progressivement du Paléocène moyen au début de l'Eocène précoce, soit pendant environ 7 Ma (à ajouter aux 5 Ma correspondant au Hardground de Roter Sattel), par une série d'épisodes sédimentaires sporadiques qui constituent le niveau de base de la Formation des Chenaux Rouges.

Les terrains de la Formation des Chenaux Rouges proprement dite, qui représentent la partie paléogène du Groupe des Couches Rouges, ressemblent à ceux de la Formation de Rote Platte, avec cependant une plus forte teneur en argile: calcaires argileux et marnes de couleur couramment rouge (rouge clair, rouge brique, rosâtre, parfois pourpre), en couches décimétriques à métriques, prédominant nettement sur de minces intercalations (centimétriques) de calcaires clairs, parfois siliceux (radiolaires). Un débit schisteux masquant le litage est fréquent. L'épaisseur maximale de la formation est de l'ordre de 60 m. L'assemblage de foraminifères planctoniques (globigérines, globorotalidés) indique que les dépôts de la Formation des Chenaux Rouges proprement dite sont entièrement contenus dans la zone à *Globorotalia aragonensis* (partie tardive de l'Eocène précoce). Répartition de la formation: flanc sud de la Hochmatt; retombée interne de l'anticlinal de Doréna (comprenant la localité-type), où elle transgresse directement sur la Formation des Sciernes d'Albeuve; cœur du synclinal de la Gruyère (à l'ouest de Montbovon, collines de Grandvillard à l'est de Neirivue, au nord d'Estavannens). Au sommet de la série, apparition de marnes micacées et de fines passées gréseuses, amorçant le passage aux faciès flysch de la formation suivante.

F_M Formation de Cuvigne Derrey (Eocène moyen)

(Flysch des Préalpes médianes, FAVRE 1952)

La série stratigraphique des Préalpes médianes se termine par le dépôt d'un flysch marno-gréseux banal, d'épaisseur réduite, en continuité avec les Couches Rouges. Dans les Préalpes médianes plastiques, des affleurements dispersés en sont connus en trois secteurs du synclinal de la Gruyère: au nord d'Estavannens, à l'extrémité sud des collines de Grandvillard, et plus largement au sud-ouest de Montbovon. Dans ce dernier secteur, FAVRE (1952) décrit ce flysch en divers points et le cartographie selon une bande de 2 km de longueur comprise entre le col de Cuvigne Devant et Pierra Devant (feuille 1264 Montreux). Ses observations sont reprises et complétées par CARON et al. (1980a) qui lèvent, au ravin de Cuvigne Derrey, un profil détaillé, daté avec précision grâce aux nannofossiles calcaires et aux foraminifères planctoniques. Pour ces raisons, nous proposons pour désigner ce flysch le terme de Formation de Cuvigne Derrey. Dans les zones plus internes de la nappe des Préalpes médianes (retombée arrière des Préalpes médianes plastiques; éventuelles lames anticlinales de Préalpes médianes plastiques internes perçant le fond de la dépression de Château-d'Oex; Préalpes médianes rigides externes; Préalpes médianes rigides internes), la Formation de Cuvigne Derrey, certes sporadiquement présente (par exemple à Chenaux Rouges), se fond généralement dans la base du wildflysch (ou mélange) qui la surmonte, et n'en a pas été cartographiquement séparée.

Le profil de référence de Cuvigne Derrey (CARON et al. 1980a) montre un flysch marno-gréseux beige, où les marnes prédominent nettement sur des intercalations de grès fins à moyens. A la base de la coupe, le passage progressif des Couches Rouges au flysch s'effectue rapidement par une alternance de marnes bariolées et petits bancs de grès fins («couches de passage»). Selon FAVRE (1952), des indices de grès plus grossiers, et probablement plus abondants, se trouvent en amont de la coupe du ravin de Cuvigne Derrey.

Age de la formation: base de l'Eocène moyen (Lutétien) pour la partie marno-gréseuse, sur la base de données micro- et nannopaléontologiques concordantes (CARON et al. 1980a); sommet de l'Eocène moyen (Bartonien), voir peut-être base de l'Eocène tardif (Priabonien), pour les grès grossiers, basé sur certaines faunes benthiques (p.ex. *Fabiana* sp.) «longue durée» (FAVRE 1952).

A Estavannens (Le Tru), l'épaisseur de la Formation de Cuvigne Derrey est d'ordre décamétrique; elle y est surmontée par le Flysch d'Estavannens, plus ancien (paléocène), de la nappe de la Sarine. Au Nanchaux, extrémité sud des collines de Grandvillard, le flysch, plutôt gréseux, est moulé dans les replis des Couches Rouges, donc d'épaisseur difficile à évaluer. A Cuvigne Derrey, l'épaisseur apparente du flysch marno-gréseux est d'une cinquantaine de mètres, mais des replis sont visibles; l'épaisseur des grès sus-jacents est impossible à évaluer à cause des mauvaises conditions d'affleurement; la possibilité de présence, non pas de

«flysch à Helminthoïdes» (FAVRE 1952, p. 100), mais plutôt de Flysch d'Estavannens (nappe de la Sarine), ne peut être complètement exclue (BUGNON 1995, p. 110 et 146).

f_{WM} Mélange des Coulaytes (Eocène tardif–Oligocène)

(flysch à lentilles de Couches Rouges p.p., BADOUX 1962; wildflysch, CARON 1966, 1972)

L'arrivée, sur le domaine de la future nappe des Préalpes médianes (et aussi de la Brèche), de nappes d'origine plus interne se matérialise par la constitution d'un «mélange». Il comporte, dans une matrice argilo-schisteuse désordonnée, des éléments (lentilles) de toute taille et de diverse nature, dérivés tantôt du front des unités chevauchantes en mouvement, tantôt des séries stratigraphiques sommitales des unités chevauchées (d'où, en l'occurrence, une prédominance de lentilles de type Couches Rouges).

Ce mélange est présent en bordures externe et interne, ainsi que, perçant les dépôts des nappes supérieures, au centre de la dépression de Château-d'Oex, où il a été décrit – et son contenu en lentilles soigneusement répertorié – par CURTY (1999).

Nous proposons pour désigner ce wildflysch le terme de Mélange des Coulaytes, ses composants, matrice et lentilles, étant bien exposés dans le cours et aux environs du ruisseau du même nom, au nord-est de Château-d'Oex.

La matrice, rarement affleurante, mais cartographiable par ses effets morphologiques (combes humides, glissements de terrain), consiste en schistes argileux sombres d'aspect tourmenté, broyé, résultant autant du mode de mise en place par glissement («slumping») que d'une intense tectonisation. On y rencontre localement des passées marno-gréseuses mieux organisées, stratifiées, encore qu'il est parfois difficile de décider s'il s'agit réellement de parties moins tectonisées de la matrice proprement dite ou de lentilles pouvant provenir soit de la Formation de Cuvigne Derrey (flysch médianes sous-jacent), soit d'un des flyschs des nappes supérieures.

La majorité des lentilles cartographiables sont constituées de formations du Groupe des Couches Rouges:

- Formation des Chenaux Rouges, en bordure externe de la dépression de Château-d'Oex (la Dent, Les Planards-Praudo, R. de la Leyvra), ainsi que dans le secteur des Coulaytes et son prolongement au sud-ouest jusqu'à la Sarine. Cette dernière zone de wildflysch marque la trace en surface de probables remontées de replis ou lames anticlinales des Préalpes médianes plastiques internes. La dimension de certains affleurements de Couches Rouges, de même que l'absence de matrice visible favorisent d'ailleurs une interprétation en percées anticlinales plutôt qu'en lentilles (collines du temple de Château-d'Oex et de Pré d'en Haut–La Cheneau).

- Formation des Forclettes (Membre du Pissot, et localement Conglomérat de Beaumont), avec Formation des Chenaux Rouges ici subordonnée, en bordure interne de la dépression de Château-d'Oex (La Combette – Le Rosier – La Mosse), sous le contact chevauchant des Préalpes médianes rigides externes (Laitemaire). Il peut s'agir là de lentilles dérivant de la couverture de la zone de transition Préalpes médianes plastiques internes/Préalpes médianes rigides externes (Ramaclé).
- Autres lentilles: Grès, marnes et calcaires de la Formation de Reidigen (nappe de la Sarine), en bordure externe de la dépression de Château-d'Oex, et aussi dans le secteur des Coulaytes, où affleurent également des conglomérats (Le Recardet). Eléments provenant de la nappe de la Simme au col de la Petite Hochmatt, à proximité immédiate du chevauchement de cette nappe: argilites de la Formation du Fouyet; radiolarites et calcaires à Aptychus du Complexe de la Gueyra (Mélange de la Tissotta).

Le Mélange des Coulaytes n'est pas daté directement. Les éléments les plus jeunes datés avec certitude sont de l'Eocène précoce (Formation des Chenaux Rouges), peut-être de l'Eocène moyen (Formation de Cuvigne Derrey). La mise en place serait donc Eocène tardif-Oligocène.

PRÉALPES MÉDIANES RIGIDES

A la différence de la partie externe de la nappe des Préalpes médianes, qui voit alterner assez régulièrement des roches de compétence variée en série quasi complète du Trias au Paléogène, avec un style tectonique souple, «plastique», la partie interne est dominée par un style tectonique cassant, «rigide», induit par la présence de puissants niveaux de roches compétentes résultant de l'effet combiné d'environnements de dépôt particuliers (faciès de plate-forme carbonatée), et de l'absence totale de certains intervalles stratigraphiques (Trias terminal, Jurassique précoce, Crétacé précoce) par suite d'épisodes paléotectoniques ayant entraîné des périodes de non-dépôt, d'érosion, d'émersion.

A la suite de BAUD (1972) et HEINZ & ISENSCHMID (1988), on y distingue deux domaines (voir fig. 3):

- Les Préalpes médianes rigides internes exposent une succession stratigraphique typique du seuil briançonnais: ensemble calcaréo-dolomitique du Trias moyen; localement seulement dolomies plus ou moins bréchiques attribuées à la base du Trias tardif; intervalle de marnes et calcaires de faciès paralique (Couches à Mytilus) représentant le Jurassique moyen («Dogger»); calcaires massifs du Jurassique tardif («Malm»); Couches Rouges du Crétacé tardif au Paléogène. Les Préalpes médianes rigides internes sont représentées dans l'angle sud-est de la feuille Château-d'Oex par l'extrémité nord-est du

chaînon du Rubli (feuille 1265 Mosses) et son prolongement dans le massif de la Dorfflüe.

- Les Préalpes médianes rigides externes, dont la succession stratigraphique est en principe la même, sauf que les dolomies bréchiques (base du Trias tardif) ont ici une extension régionale, et qu'en outre seule la partie de la série décollée au niveau de ces dolomies («Préalpes médianes rigides externes supérieures» sensu BAUD 1972) est présente sur la feuille Château-d'Oex, formant le chaînon Laitemaire – Rochers des Rayes – Dent de Ruth, prolongement sud-ouest de la chaîne des Gastlosen (feuille 1226 Boltigen).

t₂₋₃ Formation de Saint-Triphon (Anisien)

(BAUD, in LOMBARD et al. 1975; BAUD 1987)

Formation de Champcella (Ladinien)

(MÉGARD-GALLI & BAUD 1977; Formation du Wiriehorn, BAUD et al. 2016)

En l'absence de Trias précoce (des quartzites et des cornieules attribués au «Werfénien» sont connus plus à l'ouest, dans la région d'Aigle, feuille 1284 Monthey), la série débute par la Formation de Saint-Triphon. C'est un ensemble de calcaires gris et noirs variés: calcaires plaquetés, calcaires parfois oolithiques en gros bancs avec notamment un niveau à silex, calcaires suturés, calcaires bioturbés ou «vermiculés» très caractéristiques. Des niveaux de dolomies jaunes ou grises y sont intercalés, accompagnés d'argilites versicolores à la base et au sommet de la formation. En principe, l'épaisseur de la formation peut dépasser 200 m, mais seule une infime partie affleure (surtout reconnaissable à ses calcaires vermiculés), dégagée par l'érosion du Gauderlibach dans le secteur de Douves (LONFAT 1965). Age de la formation: Anisien, établi par l'étude de fossiles de crinoïdes (*Dadocrinus* sp.), algues calcaires (*Physioporella* sp.), brachiopodes (*Spiriferina* sp.), foraminifères (*Glomospirella* sp.), récoltées en dehors de la carte. Limite inférieure tectonique (chevauchement basal), limite supérieure stratigraphique (en principe niveau d'émersion argilo-dolomitique), non observables ici.

Mieux représentée, la Formation de Champcella constitue les parois nord-est de la Tête de Chat¹ surplombant le versant gauche du vallon des Douves. On y observe, de bas en haut: environ 300 m de «calcaires rubanés» (ensemble monotone massif de calcaires sombres altérés en gris, irrégulièrement dolomitisés, avec quelques nids de brèches intraformationnelles); une centaine de mètres de dolomies claires, litées («dolomies cendrées»), petits niveaux d'argilites vertes et brèches

¹ Par suite d'une regrettable erreur de transcription, les deux formations du Trias moyen (t₂₋₃), qui n'affleurent que dans l'angle sud-est de la feuille, y sont représentées avec le sigle (t₄) de la Formation des Erpilles (base du Trias tardif, voir plus loin), affleurant, elle, en zone plus externe. La couleur attribuée à l'affleurement de Trias moyen est bien celle figurant dans la légende (t₂₋₃), mais la présence d'une trame «forêt» en fond topographique peut prêter à confusion.

intraformationnelles; environ 30 m de calcaires dolomitiques bruns ou jaunâtres avec lentilles de brèches de même nature, et de calcaires argilo-dolomitiques («dolomies brunes»). Des faunes d'algues calcaires à la base (*Diplopora* sp.) et de brachiopodes au sommet (*Myophoria* sp.) permettent d'attribuer la formation au Ladinien. La limite supérieure est déterminée par le repos en discordance des Couches à *Mytilus* (discordance angulaire d'environ 10° à regard nord-ouest).

Le milieu de dépôt des deux formations du Trias moyen est celui d'une plateforme carbonatée affectée de plusieurs cycles de transgression-régression, documentés par des faciès de plaine d'estran fluctuant entre zones subtidale, intertidale et supratidale (BAUD & MÉGARD-GALLI 1975, BAUD 1987).

Entre l'impression de la feuille Château-d'Oex en 2012 et la finalisation de cette notice, cette formation, dans les Préalpes, a reçu le nouveau nom de Formation du Wiriehorn (BAUD et al. 2016), pour la distinguer de la Formation de Champcella définie en Briançonnais, et son âge attribué à l'Anisien tardif. Les «calcaires rubanés» prennent le nom de Membre de Wildgrimmi et les «dolomies cendrées» celui de Membre de la Bodeflue.

t₄ Formation des Erpilles (Carnien?)

(Formation du Pralet, BAUD et al. 2016; Formation bréchique, BAUD 1972; Complexe bréchique, LOMBARD et al. 1975)

Un ensemble de brèches dolomitiques et dolomies litées, de teintes jaunâtres ou brunes, calcaires sombres bréchiques, pélites noires, jaunes ou gris verdâtre, d'une bonne centaine de mètres d'épaisseur (mais souvent dissimulé par les éboulis ou réduit par laminage tectonique), jalonne la base du chaînon Laitemaire – Rochers des Rayes (écaille des Gastlosen) sur son versant nord-ouest. Il s'agit du niveau de décollement des Préalpes médianes rigides externes dites «supérieures», rôle qui est encore souligné par la présence sporadique de cornieules (non distinguées cartographiquement) marquant la surface de chevauchement.

Nous proposons de désigner cet ensemble par le terme de Formation des Erpilles, du nom de l'alpage des Erpilles, au pied des Rochers des Rayes, qui en fournit de bons affleurements. SCHOEPPFER (1984) y décrit trois coupes, complémentaires: l'une, à base tronquée, située dans l'écaille principale, au pt 1923 m (coord.: 581.530/152.470), les deux autres au cœur du repli anticlinal local précédant l'écaille au nord d'Erpilles Dessus. Cet auteur peut montrer ainsi que la partie supérieure de la formation, à composante bréchique prédominante, passe vers le bas à une série non bréchique où, malgré l'intense dolomitisation, se remarquent des faciès de «tidal flat» tels que barres oolithiques, rides à bioclastes et grains de quartz détritiques, boues calcaires finement granoclassées, etc. Le tout est interprété en cycle régressif passant du domaine subtidal (calcaires oolithiques) à intertidal (calcaires à laminations parallèles etc.), puis supratidal (brèches par collapse).

A priori, aucun élément de datation ne permet d'attribuer un âge précis à la Formation des Erpilles, si ce n'est dans une fourchette très large: cachet général pouvant annoncer les «dolomies blondes» du Trias terminal; limite supérieure déterminée par la «transgression» des Couches à *Mytilus*. Toutefois, des niveaux de brèches très comparables à la partie supérieure de la Formation des Erpilles sont décrits (LONFAT 1965, BAUD 1972) peu au sud de la feuille Château-d'Oex, sur l'arête reliant le Rocher Pourri au Rocher Plat (Préalpes médianes rigides internes, feuille 1265 Mosses). Elles y forment un biseau épargné par l'érosion précédant le dépôt des Couches à *Mytilus*, et surmontent en continuité le sommet de la Formation de Champcella, d'âge Ladinien. Ces niveaux bréchiqes – et par analogie la Formation des Erpilles – peuvent donc raisonnablement être attribués au Carnien (base du Trias tardif).

Remarque: entre l'impression de la feuille Château-d'Oex en 2012 et la finalisation de cette notice, l'ensemble désigné ici par Formation des Erpilles fut rebaptisé par BAUD et al. (2016) en Formation du Pralet, attribuée au Ladinien et subdivisée en deux membres, Membre de Balme (correspondant à notre partie inférieure), et Membre des Erpilles (partie supérieure).

i₁₋₃ Couches à *Mytilus* (Aalénien? – Bajocien – Callovien)

(Formation des Couches à *Mytilus*, SEPTFONTAINE 1983; «Dogger à *Mytilus*» auct.)

Les Couches à *Mytilus*, ensemble lithostratigraphique dont nous croyons judicieux de conserver le nom, passé dans l'usage (DE LORIO & SCHARDT 1884), ont de fait le rang de formation, définie d'ailleurs comme telle dans l'étude exhaustive de SEPTFONTAINE (1983) consacrée à l'entier du Dogger des Préalpes médianes romandes et chablaisiennes.

Il s'agit d'une succession de sédiments formant un système globalement transgressif, passant progressivement, de manière oscillante, d'un environnement continental côtier (plaine marécageuse) à un milieu intertidal (plaine d'estran), puis infratidal (lagon). Dans leur développement le plus typique, les Couches à *Mytilus* présentent ainsi une alternance complexe de calcaires et marnes bitumineux, avec lentilles et lits de charbon, à macrofaune abondante (bivalves, dont *Mytilus* sp., brachiopodes, gastéropodes, échinodermes, polypiers, etc.) et débris végétaux (*Zamites* sp.), dénotant un milieu confiné peu profond riche en matière organique.

Adaptant et développant les subdivisions établies par les anciens auteurs (DE LORIO & SCHARDT 1884, RENZ 1935), qui reposaient principalement sur la répartition de ces organismes définissant avant tout le faciès, SEPTFONTAINE (1983) réussit à les intégrer dans un cadre chronostratigraphique précis en se basant sur des assemblages (cénozones) de foraminifères benthiques, aboutissant à l'établissement d'une nouvelle nomenclature formelle.

De façon générale, on peut ainsi distinguer trois membres (non séparés cartographiquement sur la carte), de bas en haut:

Membre de Chavanette: association irrégulière de conglomérats et de marnes gréso-charbonneuses, surmontant directement, dans l'écaïlle des Gastlosen (Préalpes médianes rigides externes supérieures), les dolomies bréchiques de la Formation des Erpilles. Milieu littoral avec étangs plus ou moins saumâtres, îlots et bordures de végétation, influences fluviales probables (remaniement des brèches des Erpilles sous-jacentes, apports gréseux et argileux). A la différence des brèches de la Formation des Erpilles (brèches par collapse), les conglomérats semblent avoir subi un certain transport (éléments subanguleux, presque jointifs, centimétriques à parfois décimétriques). Mais, étant ici composés d'éléments de nature semblable, dolomitique, les deux niveaux sont souvent difficiles à séparer; le principal critère distinctif est la présence d'éléments siliceux dispersés dans les conglomérats du Membre de Chavanette.

En zone plus interne (chaînon du Rubli, Préalpes médianes rigides internes), le Membre de Chavanette n'est représenté que par sa partie gréso-marneuse reposant directement sur les assises tronquées du Trias moyen. Selon SCHOEPPER (1984), une telle absence de la part conglomératique du Membre de Chavanette pourrait aussi affecter la zone Erpilles-Rochers des Rayes (Préalpes médianes rigides externes supérieures), mais, comme indiqué, les deux types de conglomérats peuvent se confondre facilement. A ce propos il faut mentionner que, de manière plus générale, la limite inférieure des Couches à *Mytilus* est plutôt imprécise, les conglomérats du Membre de Chavanette, lorsqu'ils sont présents, étant souvent assimilés cartographiquement à leur substrat dolomitique.

L'âge du Membre de Chavanette est indéterminé: les dépôts les plus jeunes conservés à l'affleurement sous la surface de transgression des Couches à *Mytilus* étant plienschachiens ou plus récents (Formation de Heiti, Préalpes médianes plastiques internes, en dehors de la feuille Château-d'Oex), ce pourrait être au plus tôt l'Aalénien? ou le Bajocien basal).

Membre du Rubli: il représente les niveaux les plus caractéristiques des Couches à *Mytilus*, qui se répartissent en deux unités (SEPTFONTAINE 1983):

- *Unité des calcschistes fossilifères*: alternance de schistes argileux durs et bancs calcschisteux décimétriques, patine beige brunâtre, cassure brun foncé dégageant une odeur fétide, macrofaune variée et abondante, débris végétaux charbonneux localement concentrés en lentilles.
- *Unité du calcaire foncé*: calcaires mal stratifiés ou massifs, patine claire, cassure brun foncé, fétide, pâte fine (micrite) contenant des oncolites (structures algaires) et des foraminifères; ces calcaires sont difficiles à distinguer des calcaires massifs du «Malm» qui les surmontent, et dont ils ne sont séparés que par une très discrète surface de ravinement, ce qui, là encore, relativise la précision du tracé des limites cartographiques.

Les deux unités se superposent dans cet ordre dans les cas simples, mais il existe de fréquentes récurrences d'un faciès dans l'autre. Milieu intertidal, plaine d'estran avec zones cycliquement émergées séparées par des chenaux de marée, pour les calcschistes fossilifères; milieu infratidal de lagon abrité pour les calcaires foncés; descriptions sédimentologiques détaillées par SCHOEPFER (1984) aux Rochers des Rayes, et par DORSAZ (1985) à la Laitemaire. Les âges indiqués par les assemblages de foraminifères vont du Bajocien tardif au Callovien.

Membre du Col de Cordon: SEPTFONTAINE (1983) regroupe sous cette appellation des passées de calcaires graveleux grossiers (calcarénites) contenant passablement de quartz détritique. Elles peuvent s'intercaler à divers niveaux des Couches à *Mytilus*, mais surtout vers son sommet. Elles représentent d'une part des bancs sableux ou haut-fonds isolant le lagon de la mer ouverte, et d'autre part des réseaux de chenaux alimentant ces mêmes bancs depuis l'arrière-pays à travers l'estran et le lagon.

Sur la feuille Château-d'Oex, ces calcaires ne sont documentés que sous forme de lentilles (chenaux d'alimentation) dans le chaînon du Rubli. Ils sont mieux représentés dans l'écaille des Gastlosen, mais souvent pas très apparents, car généralement fondus dans la base de la barre de calcaires massifs du «Malm». Par contre dans les Préalpes médianes plastiques internes affleurant plus au nord-est (feuille 1226 Boltigen), on les voit déborder assez largement vers le nord le domaine de répartition des Couches à *Mytilus* proprement dites, assurant ainsi le lien virtuel avec les calcarénites turbiditiques du Membre du Vanil Carré de la Formation du Staldengraben (Préalpes médianes plastiques). L'âge du Membre du Col de Cordon va du Bathonien tardif au Callovien.

L'épaisseur des Couches à *Mytilus* dans leur développement caractéristique (Membre du Rubli) oscille autour de 50 m, mais peut approcher localement la centaine de mètres. Celle des membres de Chavanette et du Col de Cordon est plus difficile à évaluer, dépendant des conditions de sédimentation plus aléatoires et des incertitudes dans les attributions cartographiques.

i₇₋₈ Formation de la Dorfflüe (Oxfordien tardif? – Kimmeridgien – Tithonien)

(Calcaires massifs p.p., HEINZ & ISENSCHMID 1988; «Malm» auct.)

Nous proposons le nom de Formation de la Dorfflüe pour désigner les «Calcaires massifs» du Jurassique tardif de l'ensembles des Préalpes médianes rigides (externes et internes). On voit en effet les quatre types de microfaciès définis par HEINZ & ISENSCHMID (1988) dans l'écaille des Gastlosen (Préalpes médianes rigides externes) empiéter également au sud-ouest sur le chaînon Rubli-Dorfflüe, qui appartient aux Préalpes médianes rigides internes, où ils côtoient de premières manifestations de certains faciès caractérisant le reste des Préalpes médianes rigides internes.

A l'échelle du terrain, la formation présente de puissantes barres de calcaires compacts, d'aspect uniforme, à stratification peu visible, de patine gris claire à gris bleuté ressortant bien dans le paysage, cassure sombre brune ou grise à la base, s'éclaircissant vers le haut. Ces calcaires soulignent les principaux traits du relief, déterminant crêtes et sommets (Rochers des Rayes, Dent de Savigny, Dent de Ruth), dalles monoclinales (flanc sud-est de la Laitemaire, flanc nord-ouest du Rubli) ou massifs trapus (Dorfflüe).

Dans le détail, on peut y distinguer plusieurs types de microfaciès, témoignant de l'évolution sédimentaire de la plate-forme carbonatée briançonnaise au Jurassique tardif:

Au-dessus de la surface de ravinement affectant les derniers niveaux des Couches à *Mytilus* (membres du Rubli et/ou du Col de Cordon), la série débute par le microfaciès de Pfad, calcaires micritiques pseudo-oolithiques gris foncé de patine et brun foncé à la cassure (milieu infratidal suite à l'immersion de la plate-forme, pour raisons tectoniques ou eustatiques).

Vient ensuite le microfaciès à oncolithes (Rindenkorn-Fazies), calcaires de patine et cassure grises, bioclastiques, à débris d'algues calcaires, échinodermes, coraux, bryozoaires, etc. (environnement peu profond, subtidal).

Par-dessus suit le faciès «Gastlosen-Oolith», bancs épais de calcaires oolithiques gris clair à beiges (barres sableuses oolithiques de bordure de plate-forme en milieu de haute énergie intertidal).

La série se termine par le microfaciès de la Wandfluh, calcaires beiges à bioclastes et aussi oolithes englobés dans une boue micritique (milieu plus calme, lagunaire).

Dans le chaînon Rubli – Dorfflüe, ces faciès de plate-forme externe à tendance régressive se diversifient par des intercalations, à la base (Pfad) et au sommet (Wandfluh), d'horizons de calcarénites grossières, en provenance d'un milieu péirécifal plus interne (microfaciès de la Gummfluh). Les autres faciès de la plate-forme interne (voir HEINZ & ISENSCHMID 1988) ne sont pas représentés dans l'emprise de la feuille Château-d'Oex.

La limite inférieure de la Formation de la Dorfflüe s'établit à la (discrète) surface de discontinuité entamant les derniers niveaux (calloviens) des Couches à *Mytilus*. Il y a lacune probable de l'Oxfordien précoce, mais quelques indices d'Oxfordien tardif. Kimméridgien et Tithonien sont bien documentés par les assemblages de foraminifères benthiques et d'algues (*Clypeina* sp.). La présence additionnelle de quelques calpionelles dans le microfaciès de la Wandfluh indique que l'on atteint peut-être le Berriasien au passage Préalpes médianes rigides externes/Préalpes médianes plastiques internes. Sauf en deux points à l'avant de l'écaille des Gastlosen, où des membres de la Formation de l'Intyamon atteignent la marge nord des Préalpes médianes rigides externes (voir plus loin), la limite supérieure de la Formation de la Dorfflüe, facilement repérable, est déterminée par la surface de transgression des Couches Rouges du Crétacé tardif.

L'épaisseur moyenne de la Formation de la Dorfflüe sur la feuille Château-d'Oex est de l'ordre de 150 m, avec nombreuses exceptions pour des raisons tant stratigraphiques que tectoniques.

c₆₋₉ Formation de l'Intyamou (Albien tardif – Cénomaniens et Turoniens précoces – moyens)

(PYTHON-DUPASQUIER 1990)

Des variantes latérales de la Formation de l'Intyamou sont conservées en deux endroits seulement des Préalpes médianes rigides sur la feuille Château-d'Oex, et plus précisément à l'approche de la zone de transition Préalpes médianes rigides externes/Préalpes médianes plastiques internes: d'une part au sud-est de Rodosex, au pied de la carapace de «Malm» formant le flanc externe de l'anticlinal des Erpilles Dessus, d'autre part au bas du Ruisseau de la Rosette, à la terminaison orientale du pli anticlinal de (Sur le Grin-)Ramaclé (coord.: 578.10/146.54).

Le *Membre de Rodosex*, défini dans la première de ces localités (coord. 581.71/153.12; PYTHON-DUPASQUIER 1990), présente une série extrêmement condensée et d'évolution complexe, conservée dans des anfractuosités paléo-karstiques de la surface du «Malm». Elle est constituée:

- à la base, de stromatolites (tapis algaires) manganésifères ou phosphatés, encroûtant des lithoclastes tantôt calcaires (datés du Berriasien), tantôt calcarénitiques à bioclastes divers de grande taille, dont des brachiopodes (Crétacé précoce; cf. «Couches à Brachiopodes» de JEANNET 1918). Les encroûtements stromatolitiques montrent plusieurs générations de croissance, datées, par la microfauune piégée, de l'Albien terminal (zone à *Appenninica*), puis du début du Cénomaniens moyen (Zone à *Reicheli*).
- au-dessus, de marnes noires biodétritiques ennoyant rapidement les structures stromatolitiques, et passant à une calcarénite bioclastique verdâtre riche en glauconie (Cénomaniens moyen).

L'épaisseur totale de la série conservée ne dépasse pas 60 cm à Rodosex (analyses détaillées par SCHOEPFER 1984 et PICCAND 2000) et 30 cm au Ruisseau de la Rosette (analyses détaillées par PITTET 2000), ceci pour un laps de temps de l'ordre de 5 Ma (Albien terminal – Cénomaniens moyen).

Aux deux localités citées, des calcaires marneux et siliceux de teinte verdâtre ou grise, localement à silex, reposent sur les dépôts du Membre de Rodosex et aussi, dépassant les bords des cavités paléo-karstiques, directement sur les calcaires massifs du «Malm». Il s'agit d'équivalents directs de la partie supérieure (Cénomaniens tardif à Turoniens moyen) du *Membre du Chällihorn* des Préalpes médianes plastiques, mais réduits ici à 5 m au Ruisseau de la Rosette et à 3 m à Rodosex.

La Formation de l'Intyamou illustre donc ici une situation de seuil, formant limite entre plate-forme briançonnaise et bassin subbriançonnais, avec un long

intervalle d'érosion, karstification, non-dépôt, colonisations algaires enregistré par le Membre de Rodosex, suivi d'un abaissement provisoire du seuil documenté par la présence du Membre du Chällihorn.

Groupe des Couches Rouges

(GUILLAUME 1986; «Couches rouges» auct.)

Les trois formations du Groupe des Couches Rouges, définies principalement dans les Préalpes médianes plastiques au sens large, se retrouvent aussi, intégralement ou partiellement, dans les Préalpes médianes rigides, en repos discordant sur la surface corrodée de divers termes des calcaires massifs (Formation de la Dorfflüe), témoignant de l'installation d'un régime pélagique sur la plate-forme briançonnaise à partir du Crétacé tardif. Les caractéristiques générales des Couches Rouges sont en principe les mêmes que dans les Préalpes médianes plastiques, mais des différences peuvent se manifester au niveau de certains membres et autres unités d'ordre inférieur. Sauf nécessité, les descriptions des formations ne seront donc pas répétées dans les détails, seules les unités spécifiques ou différentes, par rapport aux Préalpes médianes plastiques, font l'objet des quelques développements ci-dessous.

c₉₋₁₃ Formation des Forclettes (Maastrichtien tardif)

Formation de Rote Platte (Turonien tardif – Santonien)

(GUILLAUME 1986)

La Formation de Rote Platte comporte, à sa base, deux unités lithostratigraphiques spécifiques.

La première unité est un mince horizon (en général 25–30 cm, exceptionnellement jusqu'à 2–3 m) de remaniement du matériel sous-jacent, nommé *Calcarénite de la Plagersflue*, bien représenté surtout dans les Préalpes médianes rigides externes (écaille des Gastlosen, localité-type sur feuille 1226 Boltigen). Il s'agit, à la base, de calcaires gris clair, gris-beige ou jaunâtres, sableux à éléments jointifs, stratifications obliques ou ondulantes parfois visibles (structures dunaires), qui passent vers le haut à des calcaires à éléments plus dispersés dans une matrice micritique. La limite supérieure de l'unité est soulignée parfois par une surface craquelée ou perforée, témoignant d'une interruption de sédimentation avant l'instauration du faciès Couches Rouges proprement dit. La microfaune planctonique montre, à côté de nombreuses formes remaniées, des formes de la fin du Turonien moyen (zone à *Helvetica*) et du début du Turonien tardif (zone à *Sigali*).

La *Calcarénite de la Plagersflue* (plus souvent sa partie supérieure moins sableuse) s'observe en de nombreux points au dos de l'écaille des Gastlosen (Dent

de Ruth, Dent de Savigny, Corne Aubert, Raye aux Ciernes, Plaino, Gérignoz). On peut donc considérer que sa présence est généralisée dans ce secteur des Préalpes médianes rigides, ce qui est exprimé sur la carte par l'adjonction d'un figuré en pointillé soulignant ici la base des Couches Rouges.

Pour GUILLAUME (1986), la Calcar n te de la Plagersflue, à cheval sur la limite Turonien moyen-Turonien tardif, représente le premier terme du cycle transgressif documenté par la Formation de Rote Platte, base des Couches Rouges. Pour PYTHON-DUPASQUIER (1990), les deux termes de la calcar n te seraient entièrement compris dans le Turonien moyen (zone à *Helvetica*), les dépôts datés du Turonien tardif (zone à *Sigali*) ne débutant, selon ses observations, qu'au-dessus de la surface sommitale perforée: la Calcar n te de la Plagersflue serait donc un équivalent latéral du sommet de la Formation de l'Intyamou (Membre du Chällihorn). Le fait que, dans certaines coupes (p.ex. Gérignoz; PITTET 2000), le passage de la calcar n te aux calcaires marneux des Couches Rouges s'effectue apparemment sans discontinuité, et à l'intérieur encore de la zone à *Helvetica* (Turonien moyen), nous fait privilégier actuellement la solution adoptée par GUILLAUME (1986). Cependant, pour évoquer l'interprétation de Python-Dupasquier, au demeurant envisageable si l'on s'en tient aux seules datations, l'accolade «Formation de l'Intyamou», dans la légende de la carte, a été prolongée jusqu'au figuré «Calcar n te de la Plagersflue» de la base des Couches Rouges.

La deuxième unité de la Formation de Rote Platte, le *Calcaire de Gérignoz* (profil de référence: coord. 578.87/146.77), est un équivalent latéral, plus calcaire, du Membre d'Allières des Préalpes médianes plastiques. Série de calcaires gris clair, mais aussi rose pâle ou vert p le («niveau inférieur gris», JEANNET 1918), en bancs jointifs minces (1 à 7 cm), litage faiblement onduleux, d'une épaisseur maximale de 4 m. Particularité microfaunale: grande abondance de pithonelles (calci-sphères),   côté des foraminifères planctoniques habituels. Age: Turonien tardif. Le Calcaire de Gérignoz repose sur la Calcar n te de la Plagersflue dans les Préalpes médianes rigides externes, généralement avec discontinuité (mais pas toujours, comme précisément à Gérignoz), et directement sur les calcaires massifs du «Malm» dans le chaînon Rubli-Dorfflüe.

Les deux unités supérieures de la Formation de Rote Platte, *Membre des Rontins* et *Membre du Wildenbach*, sont très comparables à ce que l'on observe dans les Préalpes médianes plastiques. On note cependant, pour le Membre des Rontins, des teintes rouges plus fréquentes dans le chaînon des Gastlosen, et pour le Membre du Wildenbach, intercalées dans les calcaires argileux rouges, de minces passées (1 à 5 cm) de calcaires francs, gris-blanc, détritiques,   foraminifères et prismes d'inocérames, également dans le chaînon des Gastlosen (Rochers des Rayes, Corne Aubert). Dans le chaînon Rubli-Dorfflüe, le Membre du Wildenbach a été érodé. Les âges sont les mêmes que dans les Préalpes médianes plastiques: Coniacien-Santonien pour le Membre des Rontins, Santonien tardif pour le Membre du Wildenbach.

Les trois principales unités lithostratigraphiques composant la Formation des Forclettes, déjà décrites dans les Préalpes médianes plastiques, se retrouvent également, avec quelques variantes, dans les Préalpes médianes rigides:

A la différence des calciturbidites que l'on observe à sa localité de référence (dans les Préalpes médianes plastiques internes, sur feuille 1265 Mosses) et dans la majeure partie des Préalpes médianes plastiques, le *Membre du Pissot* est représenté dans les Préalpes médianes rigides par des faciès calcaires non granoclassés, mais à éléments constitutifs brassés et bioturbés (qui empiètent également, on l'a vu, sur le secteur de la Hochmatt dans les Préalpes médianes plastiques), dénotant l'existence d'une pente peu inclinée en bordure de bassin.

Coiffant ces calcaires bioturbés, le *Calcaire des Rayes*, défini dans les Préalpes médianes rigides externes (profil de référence: coord. 581.80/152.30, pied de l'arête sud des Rochers des Rayes), avait une extension plus grande, puisqu'il surmonte les calcaires turbiditiques dans les Préalpes médianes plastiques internes (Pissot), et qu'on en connaît un témoin en position très externe en un point du synclinal de la Gruyère, au nord-est d'Estavannens Dessus.

Le *Conglomérat de Beaumont*, de même que le Hardground de Roter Sattel, toit de la Formation des Forclettes, ne sont observables que sporadiquement sous la limite des Couches Rouges paléogènes (flanc sud de l'écaille des Gastlosen, des Rochers des Rayes à la Dent de Ruth; flanc nord du chaînon Rubli-Dorfflüe), lorsqu'ils ont été épargnés par les érosions anté-éocènes.

e₃ Formation des Chenaux Rouges (Eocène précoce)

(GUILLAUME 1986)

Les dépôts de la Formation des Chenaux Rouges conservés dans les écailles des Préalpes médianes rigides de la feuille Château-d'Oex ne se distinguent guère de leurs équivalents rencontrés dans les Préalpes médianes plastiques, si ce n'est que la coloration rouge est fréquemment panachée, voire localement remplacée, par du gris, dans les affleurements du chaînon des Gastlosen (lessivage dû à l'altération superficielle? selon GUILLAUME 1986). A la base de la formation, on note l'absence, ici, de la Croûte minéralisée des Chenaux Rouges, alors que le niveau associé ou équivalent de la Calcarénite de la Hochmatt est toujours présent, et bien daté (par des microfaunes non remaniées: globigérines, globorotalidés) de l'Eocène précoce, notamment aux Carboules (pied nord du Rubli).

f_{WM} Mélange des Coulaytes (Eocène tardif-Oligocène)

(Flysch à lentilles de couches rouges p.p., BADOUX 1962; wildflysch, CARON 1966,1972)

En principe, les Couches Rouges paléogènes des Préalpes médianes rigides passent elles aussi en continuité à un flysch marno-gréseux (Formation de Cuvigne

Derrey, voir plus haut). Mais ce passage n'est visible nulle part sur le terrain, et ces dépôts, pour autant qu'ils existent, sont intégrés dans la base du wildflysch ou flysch à lentilles signant l'arrivée des nappes préalpines supérieures ou, dans les Préalpes médianes rigides internes, de la nappe de la Brèche («mélange infrabrèche»).

Ce flysch à lentilles, le Mélange des Coulaytes (voir plus haut, chapitre Préalpes médianes plastiques), affleure en de rares localités des écaïlles de Préalpes médianes rigides sur la feuille Château-d'Oex. On y observe, dans la matrice argilo-schisteuse désordonnée habituelle:

- dans les Préalpes médianes rigides externes, des lentilles (grès ou calcaires) de type Reidigen (nappe de la Sarine): au pied nord de la Dent de Combette (entre l'anticlinal inférieur et l'écaïlle principale des Rochers des Rayes), ainsi qu'aux cols de Pertet à Bovets et entre l'Amelier et la Dent de Ruth (dos de l'écaïlle principale);
- dans les Préalpes médianes rigides internes, des lentilles de Couches Rouges (origine Médianes ou Brèche), au flanc nord de l'écaïlle Rubli-Dorfflüe: à Quoquaire (avec en plus un bloc de calcaire gréseux, de type Cuvigne Derrey?), à Ciermes Gonceth, et dans le vallon de Gouderli. Il se peut que les affleurements de mélange dominant le versant gauche du Gouderlibach, sous le flanc renversé de la nappe de la Brèche, appartiennent à la couverture de cette denière (Mélange des Mattes, voir plus loin) – possibilité indiquée sur la carte par l'adjonction du sigle f_{WB} dans ce secteur. Si tel est le cas, il y aurait lieu de déplacer le contact entre les nappes des Préalpes médianes et de la Brèche plus à l'est, à proximité du cours du Gouderlibach.

NAPPE DE LA BRÈCHE

Les premières descriptions des roches bréchiques de la région de la Hornfluh ont été faites par STUDER (1834). Soixante ans plus tard SCHARDT (1893) reconnaît la nappe de la Brèche en tant qu'unité structurale distincte à l'échelle des Préalpes.

La nappe de la Brèche tire son nom de son épaisse série jurassique essentiellement bréchique. 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_B Cornieules, dolomies et brèches dolomitiques (Norien)

Les roches triasiques de la nappe de la Brèche sont représentées par des cornieules, des dolomies et des brèches dolomitiques. Sur le territoire de la feuille Château-d'Oex on les retrouve uniquement à trois endroits: 50 m nord du chalet de Quoquaire (coord. 582.13/146.82), 300 m à l'ESE des Douves (coord. 583.58/146.29) et 200 m à l'WNW de Haldis Vorschess (coord. 583.855/147.635).

Au Chalet de Quoquaire, des cornieules se trouvent coincées entre les Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes et les Schistes inférieurs. Les deux contacts encadrant les cornieules sont de nature tectonique.

Dans les pentes à l'est des Douves, des cornieules affleurent sporadiquement entre 1650 m et 1750 m. Il s'agit de microbrèches, de dolomies et de schistes, qui passent à des calcaires uniformément dolomitiques, finement grenus à grenus. Ces calcaires dolomitiques sont en contact avec les Schistes inférieurs. DOUSSE (1965, p.4) attribue ces roches à la nappe des Préalpes médianes. Cependant, LONFAT (1965, p.46) décrit des roches triasiques 300 m au sud-ouest des affleurements des Douves au Creux de Ruble (feuille 1265 Les Mosses) et les attribue à la nappe de la Brèche. C'est cette attribution qui a été retenue sur la feuille Château-d'Oex.

Suivant la description de LONFAT (1965), c'est à l'ENE de Haldis Vorschess que l'on retrouve des cornieules brun jaunâtre et des dolomies grises formant le noyau de l'anticlinal plongeant de la Tête des Planards.

r_B Calcaires à lumachelles et marnes (Rhétien)

Les Calcaires à lumachelles et marnes affleurent uniquement dans la pente nord-est de la Tête des Planards, aux alentours de Haldis Vorschess. A la cote 1200 m affleurent des calcaires compacts légèrement gréseux bleu-noir, à patine brun-jaune à gris clair. Ils contiennent des fragments d'échinodermes, de bivalves, des spicules d'éponges et des radiolaires ainsi que des grains de quartz et des minéraux (dolomie, pyrite) néoformés (ETIENNE 2001). D'autres affleurements montrent des marnes gris-noir.

Âge: JACCARD (1907) signale entre autres *Terebratula gregaria* SUESS et des traces de *Bactryllium striolatum* HEER du Rhétien.

I_{Ci} Calcaires inférieurs (Hettangien? – Sinémurien)

(JACCARD 1904)

Dans la région de la feuille Château-d'Oex, les Calcaires inférieurs affleurent uniquement à la Tête des Planards. LONFAT (1965) ne mentionne pas de Calcaires inférieurs mais décrit une série de calcaires compacts gris-noir, dont certains montrent des affinités avec les calcaires de l'Hettangien (Formation de la Vudalla) de la nappe des Préalpes médianes. Pour WICHT (1979, p.23), les faciès correspondant

aux Calcaires inférieurs sont bel et bien présents à la Tête des Planards ainsi que dans la région Rubli-Gummfluh.

Il s'agit de calcaires compacts de couleur gris foncé à gris-bleu à la cassure et à patine gris clair. Leur surface est rugueuse et les restes fossiles sont mis en relief par l'altération. Il s'agit de biomicrites (mud-/wackestone) contenant des débris de bivalves, de gastéropodes, de crinoïdes, d'échinodermes, de foraminifères benthiques et des spicules d'éponges ainsi que, plus rarement, des fragments de coraux et de bélemnites. On y trouve rarement des grains de quartz et des péloïdes. En lame mince on décèle une légère silicification dans cette micrite passablement bioturbée. Pour des raisons cartographiques, le mince niveau (<0,5 m) de calcaires oolithiques, rattaché par LONFAT (1965, p. 48) à l'Hettangien a été regroupé avec les Calcaires inférieurs.

Âge: Les Calcaires inférieurs sont datés du Sinémurien par JACCARD (1904, p. 56) et par ARBENZ (1947, p. 11) à l'aide de restes de tiges de crinoïdes appartenant à *Pentacrinus tuberculatus* MILLER. WICHT (1979) confirme cet âge à l'aide de l'ammonite *Coroniceras (Coroniceras) gr. rotiforme* (J. DE C. SOWERBY) trouvée à la Tête des Planards.

i_{Si} Schistes inférieurs (Pliensbachien – Toarcien?)

(LUGEON 1896)

Les Schistes inférieurs forment d'une part, dans l'angle sud-est de la carte, le dos du pt 1853 m au nord-est de Comba Litou (feuille 1265 Les Mosses), et d'autre part la crête de la Pointe de Cananéen à Quoquaire, où ils forment le cœur de l'anticlinal renversé et, dû au plongement axial de celui-ci, prennent rapidement de l'importance vers l'est jusqu'à la Tête des Planards et au Sunnige Wald en rive droite de la Sarine.

Les Schistes inférieurs ont été définis dans les Préalpes du Chablais (LUGEON 1896), où ils sont constitués de calcaires argileux, microbrèches et schistes argileux en petits bancs. Vers le haut, ils passent graduellement à la Brèche inférieure par augmentation des niveaux bréchiques. LUGEON (1896) et JACCARD (1907) considèrent les Schistes inférieurs comme faciès latéral de la Brèche inférieure. La délimitation de ces deux formations est rendue très difficile par le passage graduel de l'une à l'autre ainsi que par les nombreuses récurrences bréchiques au sein des Schistes inférieurs.

Sur le territoire de la feuille Château-d'Oex, les Schistes inférieurs sont essentiellement calcaires, et de ce fait d'autant plus difficilement distinguables des Calcaires inférieurs qui les précèdent et de la Brèche inférieure qui les suit.

Il s'agit pour la plus grande partie d'alternances irrégulières de calcaires siliceux noirs très durs, de calcaires gris à patine gris clair, de microbrèches fines (taille des éléments env. 5 mm) friables, brun foncé à noires et à composants dolomitiques. La stratification est à peine visible, parfois soulignée par des nodules

de silex (5 à 15 cm) arrangés parallèlement aux bancs. Les bancs microbréchiques se biseautent latéralement. Les schistes proprement dits sont très rares et apparaissent plutôt vers le haut de la série où ils se mêlent aux calcaires siliceux, formant des alternances en bancs de 2 à 20 cm. Dans la partie sommitale les microbrèches deviennent de plus en plus abondantes, la taille des éléments bréchiques augmente (env. 1 cm) et les Schistes inférieurs passent graduellement à la Brèche inférieure.

L'épaisseur des Schistes inférieurs est estimée à 150 m, mais on doit s'attendre à des redoublements.

L'âge des Schistes inférieurs est difficile à définir, du fait du pauvre contrôle biostratigraphique. Ils contiennent des spicules d'éponges, débris d'échinodermes, de lamellibranches et des foraminifères agglutinés, mais quasiment pas de fossiles caractéristiques. H. Schardt (dans DE GIRARD & SCHARDT 1908, p. 180) trouve dans un bloc éboulé une faune abondante du Pliensbachien. Une telle richesse en fossiles n'a depuis plus jamais été retrouvée.

i_{Bi} Brèche inférieure (Aalénien – Callovien)

(LUGEON 1896)

Comme les Schistes inférieurs, la Brèche inférieure a été définie dans les Préalpes du Chablais par LUGEON (1896). JACCARD (1904) reprend cette terminologie pour la région de la brèche de la Hornfluh dans les Préalpes romandes.

La Brèche inférieure forme le flanc nord-ouest de la crête reliant la Pointe de Cananéen à Quoiquaire, ainsi que le dos entre Vanel et Mangelsguet.

Elle consiste, du bas vers le haut, en brèches amalgamées à débris anguleux à subanguleux, calcaire spathiques gris foncé à lithoclastes de dolomie et brèches monomictes en gros bancs (>1 m) à lithoclastes de dolomie jointifs. La taille des éléments varie entre 1 mm et plus de 50 cm. Les niveaux bréchiques peuvent être interprétés comme des dépôts de «debris flow» ou «grain flow». Sont intercalés dans cette série des calcaires à échinodermes, spicules d'éponges et rares lithoclastes de dolomie. Les calcaires sont souvent laminés et granoclassés, montrant ainsi un faciès turbiditique. La lithologie la plus fine est formée de schistes marno-calcaires foncés à patine brune et contenant de la pyrite en petits grains.

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. Dans la région de la feuille Château-d'Oex l'épaisseur de la Brèche inférieure semble atteindre 180 m au maximum.

Les Schistes ardoisiers (Callovien? – Oxfordien?) qui s'intercalent normalement entre la Brèche inférieure et la Brèche supérieure, ne sont pas présents sur le territoire de la feuille Château-d'Oex.

i_{Bs} Brèche supérieure

(LUGEON 1896)

Le seul affleurement de Brèche supérieure sur le territoire de la feuille Château-d'Oex se trouve dans le versant oriental de la Tête des Planards, au nord du chalet de Möschigs Vorschess (coord. 584.130/147.760). L'affleurement est visible ici et là entre 1120 et 1200 m d'altitude sur une longueur d'environ 200 m. La Brèche supérieure, en position renversée sous les Schistes inférieurs, est délimitée par des contacts anormaux. LONFAT (1965) y décrit des brèches très laminées, en discordance à l'ouest avec les Schistes inférieurs et à l'est avec les Couches Rouges. Pour ETIENNE (2001), la Brèche supérieure est en contact avec les Schistes inférieurs à l'ouest et le Mélange infrabrèche (Mélange des Coulaytes) ou suprabrèche (Mélange des Mattes) à l'est. Cette dernière solution a été adoptée sur la carte.

La Brèche supérieure est composée de brèches calcaires fines, de calcaires compacts légèrement spathiques et de brèches à matrice calcaire contenant des oïdes, des Miliolidés et des Textularidés (LONFAT 1965).

Les lithologies de la Brèche supérieure contiennent généralement une abondante microfaune et -flore. Grâce à *Clypeina jurassica*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica* et *Tintinopsella carpathica* la formation peut être datée du Tithonien (LONFAT 1965).

c₁₂-e₂ Groupe des Couches Rouges (Campanien – Paléocène)

(RABOWSKI 1920)

Les Couches Rouges de la nappe de la Brèche ressemblent à première vue à celles de la nappe des Préalpes médianes, au point qu'elles ont été considérées comme écailles tectoniques provenant de cette dernière nappe (SCHARDT 1884, LUGEON 1896, JACCARD 1904, 1907). C'est RABOWSKI (1920, p. 42) qui, à l'aide du profil de la Seefluh (appelée aujourd'hui Geisshöri, voir feuille 1226 Boltigen), constate la transgression de couches contenant des foraminifères crétacés (Couches Rouges) et les rattache à la nappe de la Brèche.

Il s'agit de calcaires, calcaires marneux et calcaires argileux rouges, verts, gris ou beiges, à intercalations bréchiques ou microbréchiques. Les couleurs rouges et beiges semblent être liées aux lithologies plus argileuses, alors que celles plus calcaires sont plutôt de couleur grise ou verte. L'épaisseur des bancs calcaires varie entre 2 et 10 cm. Sur l'ensemble du territoire de la feuille Château-d'Oex, les intercalations bréchiques sont finement grenues, de l'ordre de grandeur du millimètre. Des granulométries plus grossières peuvent être observées plus à l'est, p.ex. dans le profil de la Seefluh (feuille 1226 Boltigen).

Un signe particulier consiste en la présence de petites (0,5–1 mm) bioturbations en forme de tube aplati (DALL'AGNOLO 1997), ressemblant aux formes appelées

Jereminella pfenderae par LUGEON (1916). Ce type d'ichnofossile n'a jamais été décrit dans les Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes. Les bioturbations sont visibles en lame mince et apparaissent quasi systématiquement dans les couches datées du Maastrichtien tardif au Paléocène précoce.

De manière générale, les Couches Rouges reposent par l'intermédiaire d'un hardground sur les formations jurassiques (Schistes inférieurs, Brèche inférieure, Schistes ardoisiers, Brèche supérieure). Les plus jeunes unités identifiées sous le hardground ont été trouvées sur le territoire de la feuille 1246 Zweisimmen et sont datées du Tithonien tardif-Berriasien? (WEGMÜLLER 1953, p. 70, STEEB 1987, DALL'AGNOLO 1997, p. 28, 2000). Vers l'ouest, la Formation de Bonave (DALL'AGNOLO 1997, 2000), la Brèche supérieure ainsi que les Schistes ardoisiers s'amincissent et disparaissent et le hardground recouvre des formations de plus en plus anciennes de la série. Sur le territoire de la feuille Château-d'Oex, les Couches Rouges reposent uniquement sur la Brèche inférieure. Constatée par tous les auteurs ayant étudié la région, l'absence des trois formations mentionnées ci-dessus, n'a pas reçu, à ce jour, d'explication satisfaisante: haut-fond persistant, empêchant la sédimentation des niveaux du Jurassique tardif et du Crétacé précoce? bref soulèvement à l'aube du Crétacé tardif, entraînant l'érosion de ces mêmes niveaux auparavant déposés?

A noter que, dans le versant ouest de la Pointe de Cananéen (feuille 1265 Les Mosses), on retrouve un petit lambeau de Brèche supérieure. Pour LONFAT (1965), les contacts entre la Brèche supérieure et les formations encadrantes y sont de nature tectonique. Pour DALL'AGNOLO (1997), il s'agit d'une série continue avec contact stratigraphique (hardground) entre la Brèche supérieure et les Couches Rouges, et THALMANN (en prép.) y décrit une série continue de Brèche inférieure, Schistes ardoisiers, Brèche supérieure et Couches Rouges.

Plusieurs auteurs notent la présence de foraminifères planctoniques du Santonien (DALL'AGNOLO 1997), voir du Turonien tardif-Coniacien (WICHT 1979) dans le hardground ou les microbrèches de la base des Couches Rouges. Les microfossiles y sont en très mauvais état, en partie dissous ou transformés, ce qui laisse conclure qu'il s'agit de faunes remaniées.

L'épaisseur des Couches Rouges est difficile à estimer, car elles sont sujettes à de nombreux replis. Les masses les plus importantes se trouvent d'une part dans la région du chalet de Cananéen, d'autre part entre le Vanel et Träberen longeant le Ruisseau des Fenils. Les Couches Rouges y sont entassées par redoublement sur plusieurs centaines de mètres. LONFAT (1965) estime l'épaisseur maximale de la série non redoublée à 60 m. Au Ruisseau de Martigny une épaisseur d'environ 20 m a pu être mesurée (WICHT 1979, DALL'AGNOLO 1997). A cet endroit, le ruisseau dévoile une coupe continue des Couches Rouges avec leur contact basal (sur la Brèche inférieure) et sommital (sous le Mélange des Mattes). On trouve dans cette coupe aussi des indices que les Couches Rouges sont affectées par des plis et probablement aussi par des failles, qui redoublent une partie de la série.

Aux Chevrettes, l'épaisseur n'est semblable qu'en apparence, mais aucun contact entre les Couches Rouges et d'autres unités n'est visible, et elles sont clairement replissées.

L'âge pouvant être attribué au Couches Rouges de la Brèche avec certitude s'étend du Campanien au Thanétien précoce, sur la base de foraminifères planctoniques. Ceci est le cas si la série est complète et là où les Couches Rouges passent au flysch de la nappe de la Brèche (Formation de Chumi, BRAILLARD 2015a, b). C'est le cas aussi pour l'affleurement du Col de la Videman (coord. 581.600/144.340, feuille 1265 Les Mosses; WICHT 1979, DALL'AGNOLO 1997), où les Couches Rouges se chargent graduellement en silt et passent à la Formation de Chumi, à faciès flysch avec un cachet Couches Rouges. Sur le territoire de la feuille Château-d'Oex, les Couches Rouges de la nappe de la Brèche ne sont jamais complètes et le passage vers la Formation de Chumi est tronqué par le Mélange des Mattes.

f_{WB} Mélange des Mattes (Eocène moyen – tardif?)

(Suprabrekzienmélange, DALL'AGNOLO 1997; Complexe chaotique, CARON & WEIDMANN 1967; Flysch à lentilles de Couches Rouges p.p., BADOUX 1960, 1962)

BADOUX (1962) décrit dans les Préalpes valaisannes (Chablais) le «Flysch à lentilles de Couches Rouges» entre la nappe des Préalpes médianes et la nappe de la Brèche, comportant des lentilles de Couches Rouges de toutes tailles, et plus rarement de «Malm». CHESSEX (1959, p.348) démontre la présence d'un Flysch englobant des lentilles de Couches Rouges au-dessus de la nappe de la Brèche. CARON (1966) démontre que ce faciès est présent dans une région bien plus étendue et occupe aussi d'autres positions structurales (entre la nappe des Préalpes médianes et les nappes des Préalpes supérieures, entre nappes de la Brèche et des Préalpes supérieures), que ce soit dans les Préalpes du Chablais ou les Préalpes Romandes. Il souligne que ce type de complexe chaotique comporte bien plus de lithologies que des Couches Rouges et du «Malm» uniquement. CARON & WEIDMANN (1967) font l'inventaire des lithologies trouvées dans le «Complexe chaotique» entre la nappe de la Brèche et celles des Préalpes supérieures. DALL'AGNOLO (1997) constate que l'inventaire des blocs ou lentilles varie en fonction de la position tectonique que le mélange occupe. Il définit, par rapport à la nappe étudiée, un «Mélange infrabrèche» (Infrabrekzienmélange), entre la nappe de la Brèche et les unités sous-jacentes, et un «Mélange suprabrèche» (Suprabrekzienmélange), entre la nappe de la Brèche et les nappes situées au-dessus d'elle. Un des meilleurs affleurements pour le «Mélange suprabrèche» se trouve sur la crête au nord du chalet des Mattes (feuille 1284 Monthey, coord. 550.56/123.59; CHESSEX 1959, DALL'AGNOLO 1997), d'où le Mélange des Mattes tire son nom.

Le Mélange des Mattes est constitué d'une matrice de pélites noires, de siltites et, dans une moindre mesure, de grès fins gris. Il contient des lentilles

diverses de taille variable. Sur le territoire de la feuille Château-d'Oex on y trouve des lentilles de Couches Rouges, de grès éocènes (Formation de Chumi?), de brèches, de grès siliceux noirs ou vert foncé, de calcaires blonds.

L'âge estimé du Mélange des Mattes, donné notamment par les plus jeunes lentilles datées, est l'Eocène moyen (à tardif?). Il n'y a pas cependant d'indice probant permettant d'attribuer un âge Oligocène tel qu'il est mentionné dans la légende de la carte.

Nappes préalpines supérieures

La nappe des Préalpes médianes et la nappe de la Brèche (d'origine briançonnaise et prépiémontaise) – dont les séries stratigraphiques se terminent par des flyschs et/ou wildflyschs paléogènes – sont surmontées par des unités tectoniques d'origine plus interne (piémontaise, ligure, voire d'affinité austro- à sudalpine; cf. ELTER et al. 1966), composées de flyschs essentiellement crétacés (certains accompagnés de mélanges à matériel plus ancien). Sur la base, principalement, d'incompatibilités d'âge (séries anciennes chevauchant des séries plus récentes) mais aussi, pour les intervalles synchrones, de différences de faciès, on a pu définir quatre unités (CARON 1972), dont les empiètements partiels et la disposition actuelle (étalées en gros de l'avant vers l'arrière sur le bâti préalpin) ont permis d'établir la superposition verticale virtuelle suivante, de bas en haut: nappe de la Sarine, nappe des Dranses, nappe de la Simme, nappe des Gets. Il convient d'y ajouter une cinquième unité, la nappe du Gurnigel (CARON 1976), ensemble de flyschs essentiellement paléogènes formant actuellement le gros des Préalpes externes (position frontale, ou apparemment «infra»), mais dont la base crétacée (Maastrichtien) et même une partie des dépôts paléogènes montre des affinités certaines avec les séries de la nappe de la Sarine (position «supra»; cf. CARON et al. 1980a, b).

Les analyses détaillées, d'ordre surtout sédimentologique, de la plupart de ces unités (VAN STUJVENBERG 1979 et MOREL 1980 pour la nappe du Gurnigel, BUGNON 1995 pour les nappes de la Sarine et des Dranses, WICHT 1984 pour la nappe de la Simme, CLÉMENT 1986 pour le mélange intra-Simme) ont permis de préciser leurs milieux et mécanismes de sédimentation, ainsi que de proposer diverses solutions pour leur origine paléogéographique et paléotectonique (voir aussi CARON et al. 1989).

NAPPE DU GURNIGEL

F_G Flysch du Gurnigel indifférencié (Maastrichtien – Eocène)

Seule une infime part de Flysch du Gurnigel (à peine plus d'un dixième de km²) affleure dans l'extrême angle nord-ouest de la feuille Château-d'Oex, et encore de façon médiocre (plus souvent «sol de flysch» ou «flysch sous faible couverture»). Aussi est-il difficile dans ces conditions de déterminer à laquelle des unités informelles du Gurnigel appartient le flysch de ce secteur. Il en est de même de la continuation nord-est de cette zone sur la feuille 1225 Gruyères («flysch indéterminé» ou «flysch sous faible couverture»). D'après le relief, et d'après le profil le plus proche sur la feuille 1225 Gruyères, comme aussi d'après la feuille 1244 Châtel-St-Denis au sud-ouest, il pourrait s'agir du *flysch 2b*, à turbidites gréseuses, faciès turbiditique le plus résistant du Flysch du Gurnigel, daté du Thanétien (Paléocène).

Pour plus de détails sur l'ensemble des diverses formations composant le Flysch du Gurnigel, voir les descriptions des deux feuilles citées et la bibliographie associée. En bref, il s'agit de dépôts turbiditiques épais (1000 à 1500 m) sédimentés, du Maastrichtien au Lutétien inclus, dans un bassin profond, correspondant probablement à la partie externe (piémontaise) de l'océan ligure en voie de fermeture.

Des blocs et quelques masses plus volumineuses de Flysch du Gurnigel (toujours indifférencié) se retrouvent par ailleurs dans le Mélange infrapréalpin, ressortant tectoniquement en fenêtre (zone du Gros Plané) entre la partie arrière de la nappe du Gurnigel et le front de celle des Préalpes médianes.

NAPPE DE LA SARINE

Dans la nappe de la Sarine sont rassemblées deux entités lithostratigraphiques géographiquement distinctes, mais dont les séries stratigraphiques sont complémentaires. La première, Formation de Reidigen, est caractérisée principalement par des dépôts d'âge maastrichtien, mais qui se poursuivent localement dans le Paléocène. La deuxième, Flysch d'Estavannens, est datée essentiellement du Paléocène, mais surmonte quelques niveaux appartenant au Maastrichtien. Les faciès correspondant à l'intervalle stratigraphique commun sont très comparables, voire identiques.

F_R Formation de Reidigen (Maastrichtien – Paléocène)

(BUGNON 1995; série de Reidigen, PAGE 1969)

Apparenté au classique «flysch à Helminthoïdes» (voir plus loin: Formation du Biot, nappe des Dranses), auquel il a été longtemps assimilé, un flysch également

caractérisé par une importante composante calcaire en est actuellement séparé, en raison d'une part de sa position inférieure ou avancée, d'autre part de différences de détail dans les faciès, et enfin d'un intervalle stratigraphique plus court, mais légèrement décalé vers le haut. Décrit d'abord comme «série de Reidigen» (PAGE 1969; alpage de Reidigen, feuille 1226 Boltigen), ce flysch a acquis rang de formation après analyse de son contenu et de son extension à l'échelle de Préalpes (CARON 1972, BUGNON 1995).

Il s'agit d'un ensemble à stratonomie très irrégulière (aspect dissocié, «broken formation») de séquences turbiditiques grésocalcaires, passant à ou enrobées dans une matrice schisteuse marno-argileuse plus ou moins abondante. Les calcaires sont fins, typiquement de patine blonde, comme ceux du flysch à Helminthoïdes, mais d'un gris-beige très clair à la cassure. Les fossiles-traces de type Fucioïde ou Chondrite y sont fréquents, les Helminthoïdes rares. Les grès, siliceux et carbonatés (bioclastes), souvent micacés, à fréquents débris charbonneux, sont fins ou moyens, parfois grossiers, et dans ce dernier cas ornés de belles figures de base de type flute-casts. Des passées de conglomérats, ressemblant à ceux du flysch à Helminthoïdes, mais avec davantage d'éléments dolomitiques et des éléments cristallins (chloritoschistes, micaschistes), existent en divers points de la Formation de Reidigen des Préalpes romandes; ils ne sont connus jusqu'ici dans l'emprise de la feuille Château-d'Oex qu'en deux points: au bas du ruisseau de Chenaux Rouges, alt. 1250 m (MUNT 1999), et dans une lentille de flysch Reidigen englobée dans le Mélange des Coulaytes, au Recardet (CURTY 1999). La présence de palynomorphes, nannofossiles et foraminifères planctoniques a permis de dater ce flysch du Maastrichtien au Paléocène précoce (Danien). Sur la feuille Château-d'Oex, la Formation de Reidigen est présente:

- en lentilles dans le Mélange des Coulaytes (nappe des Préalpes médianes): rive gauche de la Sarine en face de Pré d'en Haut, aux Coulaytes, à la Dent de Combette, au Pertet à Bovets, au col de l'Amelier;
- en lambeaux plus volumineux, décamétriques (sans atteindre toutefois les corps de dimensions hectométriques de la région Hongrin-Monts Chevreuils plus au sud-ouest), au bord externe de la dépression de Château-d'Oex: des Planards (nord-ouest de Château-d'Oex) aux Ciernes Picat, et du col de la Petite Hochmatt, par le ruisseau du Lapé, au Petit Mont.

Ces zones sont soulignées par la fréquence des instabilités de terrain, engendrées par la composante argileuse importante qui sépare ou accompagne les éléments plus résistants, calcaires ou gréseux, de la Formation de Reidigen.

F_E Flysch d'Estavannenes (Paléocène¹)

(CARON et al. 1980a, TERCIER 1942)

Le versant dominant le village d'Estavannens au nord-est voit affleurer, de manière dispersée parmi les dépôts morainiques et les glissements de terrain, les éléments d'un flysch essentiellement gréso-marneux, initialement considéré, au vu de sa situation au cœur du synclinal de la Gruyère, comme flysch de la nappe des Préalpes médianes, et daté du Paléocène moyen à tardif, Thanétien (TERCIER 1942). Il s'agit de grès turbiditiques micacés, soit en alternance avec des marnes et argilites, soit prédominant nettement en bancs de 50 cm à 2 m, et dans ce cas grossiers et parfois conglomératiques, à éléments divers, calcaires, métamorphiques, cristallins (dont des granites roses), dans un ciment pétri de Lithotamnies et Discocyclines. S'y ajoutent, reconnus plus tard (PAGE 1969, CARON et al. 1980a), des blocs de grès glauconieux, des argilites datées du Paléocène précoce (nannoflore calcaire NP2 et NP3, Danien), ainsi que des calcaires clairs à patine blonde analogues à ceux rencontrés dans les flyschs de Reidigen, établissant ainsi le lien entre Flysch d'Estavannens et Formation de Reidigen.

Il découle des relations d'âge, et aussi de faciès, que le Flysch d'Estavannens, couvrant tout le Paléocène (Danien et Thanétien), et a fortiori si l'on tient compte de la présence, à sa base, de calcaires type Reidigen réputés maastrichtiens, ne peut pas appartenir à la série stratigraphique des Préalpes médianes, dont les Couches Rouges atteignent l'Eocène précoce (Cuisien), alors que la transition au faciès flysch ne s'y opère qu'à l'Eocène moyen (Lutétien). Le Flysch d'Estavannens constitue donc une unité indépendante chevauchant la nappe des Préalpes médianes, logiquement associée à la Formation de Reidigen, et réunie avec elle au sein de la nappe de la Sarine.

Il faut rappeler cependant qu'un peu de Formation de Cuvigne Derrey (nappe des Préalpes médianes) est présent à Estavannens, au Tru, bord externe du synclinal de la Gruyère, en contact tectonique avec l'unité chevauchante du Flysch d'Estavannens (pas de calcaires de type Reidigen visibles à cet endroit). A l'inverse, l'éventuelle présence de Flysch d'Estavannens à l'extrémité sud du synclinal de la Gruyère, à la localité même de référence de la Formation de Cuvigne Derrey, a aussi été évoquée antérieurement.

Un autre aspect intéressant du Flysch d'Estavannens réside dans certaines ressemblances avec les séries basales du Flysch du Gurnigel: les faciès Reidigen du premier rappellent la série de Hellstätt du second (flysch 1, Maastrichtien), les grès glauconieux et argilites le flysch 2a (Danien), les turbidites gréseuses le flysch 2b (Thanétien). Ce lien du Flysch Gurnigel avec une unité en position supra-Médianes constitue un argument de poids pour confirmer une origine ultrabriançonnaise (piémontaise à ligure) de la nappe du Gurnigel (CARON 1976). Le Flysch d'Estavannens

¹ La légende de la carte indique, par erreur, un âge éocène pour le Flysch d'Estavannens; de fait, il est d'âge surtout paléocène.

vannens faisant office de jalon entre le Flysch du Gurnigel et la Formation de Reidigen, la nappe de la Sarine dans son ensemble pourrait dès lors être considérée comme «trailing edge» (ou traîne) de la nappe du Gurnigel.

NAPPE DES DRANSES

Deuxième unité des Préalpes supérieures, la nappe des Dranses (dénommée d'après la région des trois Dranses, Préalpes du Chablais), comporte elle aussi deux formations, mais cette fois franchement superposées en continuité stratigraphique.

F_C Formation de Chétillon (Coniacien – Santonien)

(BUGNON 1993, 1995; «complexe de base», CARON 1972)

Localité et coupe de référence se trouvent au Col de Chétillon, à la frontière franco-suisse, dans les Préalpes du Chablais.

Un niveau de pélites bariolées (rouge prédominant, beige, vert, noir) où s'intercalent de petits bancs silteux, d'épaisseur variable, au maximum décamétrique sur la feuille Château-d'Oex, souligne (surtout morphologiquement) la base de l'ensemble gréso-calcaire de la Formation du Biot, constituant principal de la nappe. La limite inférieure est tectonique, par contact chevauchant sur les wild-flyschs (Mélange des Coulaytes, Mélange des Mattes) sous-jacents, ce qui se traduit par l'absence fréquente du tiers inférieur, plus détritique, de la formation (inconnu sur feuille Château-d'Oex), et aussi par des confusions possibles entre pélites et matrice des mélanges. La limite supérieure est «floue», par passage progressif à la Formation du Biot, avec intercalation de plus en plus marquée de niveaux gréso-marneux, timide apparition de premières Helminthoïdes, panachage, puis remplacement, des couleurs rouges par des couleurs vertes, beiges, grises, noires. Age de la formation: Coniacien-Santonien, basé sur des associations de foraminifères planctoniques et de nannofossiles (BUGNON 1995).

Bien que la morphologie (en association avec les mélanges) laisse supposer parfois une présence plus large, les affleurements de la Formation de Chétillon sont rares et dispersés. En position supra-Médianes: au col de l'Amelier (partie supérieure de la formation, avec passage à la base de la coupe-type de la Formation du Biot sus-jacente); à l'aval du pont de la Manche pt 1123 m (argilites en fenêtre d'érosion sous la Formation du Biot, affleurement attribué à la nappe de la Simme, série du Fouyet, par SCHOEPPFER 1984). En position supra-Brèche: versant droit de la Gérine (argilites au cœur de replis anticlinaux plongeants de la Formation du Biot, affleurements les plus étendus, attribués auparavant à la nappe de la Simme, série de la Manche, par LONFAT 1965); rive gauche de la Sarine en face de Rougemont, et rive gauche du ruisseau des Fenils à Träberen (très petits affleurements d'argilites, aux relations peu claires avec les roches environnantes).

F_B Formation du Biot (Campanien – Maastrichtien)

(BUGNON 1995; série du Biot, CARON 1972; Plattenflysch, BIERI 1946; Plättchenflysch, TSCHACHTLI 1941; flysch à Helminthoïdes auct.)

Localité de référence: village du Biot, Préalpes du Chablais, région où la formation montre la plus grande extension; coupe de référence: arête de l'Amelier, offrant la coupe la plus complète et la mieux exposée de la formation, située sur la feuille 1246 Zweisimmen juste en dehors de la limite orientale de la feuille Château-d'Oex.

Alternance régulière et monotone de grès, de calcaires et de marnes plus ou moins schisteuses, en séquences turbiditiques en moyenne décimétriques à demi-métriques (aspect «plaqueté», d'où les anciennes appellations Plättchenflysch ou Plattenflysch), plus rarement métriques. Les calcaires, fins, compacts, à cassure foncée, montrent typiquement une patine blonde, et les surfaces sont fréquemment ornées de fossiles-traces tels que Fucoïdes, Chondrites, et surtout Helminthoïdes au dessin méandrique serré caractéristique (à l'origine du nom «générique» classique de ce flysch). Les grès, où les éléments carbonatés («de plate-forme») prédominent généralement sur la fraction siliceuse, ont des couleurs d'altération brun rouille. Leurs bancs peuvent contenir à la base des galets remaniés provenant du sommet marno-calcaire de la séquence précédente («conglomérats intraformationnels», BUGNON 1995). De manière générale, mais non systématique, l'influence détritique gréseuse prend progressivement le pas sur la composante calcaréo-marneuse en montant dans la série.

Les épaisseurs de la formation sont couramment de 200 à 300 m, mais peuvent atteindre ou dépasser les 500 m (650 m à la coupe-type de l'Amelier). Grâce à sa composition gréso-calcaire dominante et à sa stratonomie régulière, la Formation du Biot se manifeste morphologiquement par un relief marqué (buttes, pentes régulières), encadré à la base par les niveaux moins résistants de la Formation de Chétillon et des mélanges sous-jacents, et, au sommet, des premières assises pélitiques ou schisteuses de la nappe de la Simme.

Des poudingues à éléments arrondis carbonatés et siliceux, en bancs ou nids d'échelle métrique, peuvent s'intercaler localement dans la portion supérieure, plus gréseuse, de la formation. Ils ont été observés surtout en Chablais (poudingue de Colerin, CARON 1962), mais également dans l'est des Préalpes romandes. Ils n'ont été signalés à ce jour qu'au bord oriental de la feuille Château-d'Oex (dans le Ruisseau des Fenils, de 1580 à 1560 m), mais sont présents à proximité immédiate dans la coupe de l'Amelier (feuille 1246 Zweisimmen), et pourraient donc bien se retrouver en même position plus à l'ouest (arête de Savigny-la Chia, arête de Haute Combe, etc.). La nature de leurs éléments (calcaires à calpionnelles et autres micrites, radiolarites et autres cherts, arénites) les rapproche des poudingues type «Mocausa» de la nappe de la Simme (voir plus loin).

Des microfaunes crétacées étaient connues de longue date dans les grès du flysch à Helminthoïdes, mais étaient considérées comme remaniées, ce qui per-

mettait de maintenir ce faciès dans un flysch tertiaire indifférencié, censé représenter le sommet de la série stratigraphique des Préalpes médianes. Mais un âge campanien – maastrichtien moyen a été démontré par KLAUS (1953) pour l'ensemble de la série, puis confirmé par l'étude du nannoplancton calcaire, et étendu au Maastrichtien tardif par l'étude de la palynologie (BUGNON 1995), ce qui amena à faire de ce flysch une unité indépendante constituant, en combinaison avec sa base coniacienne – santonienne (Formation de Chétillon), la nappe des Dranses.

La Formation du Biot occupe d'assez grands espaces sur la feuille Château-d'Oex. Au flanc externe de la cuvette Simmental–Hundsrück, en position supra-Médianes, appuyée sur l'écaille Gastlosen–Laitemaire: du col de l'Amelier à Flendruz et Gérignoz; formant le fond de la cuvette: de Gérignoz par Rougemont aux Allamans; au flanc interne de la même cuvette, en position supra-Brèche: de la Gérine aux Revers en face de Rougemont, et subsidiairement dans le cours du ruisseau de Fenil, du Vanel à Träberen. La formation déborde également quelque peu dans la dépression de Château-d'Oex–Gros Mont, dont elle occupe sporadiquement le flanc interne sous le chevauchement Gastlosen–Laitemaire: à Pâquier Ministre devant la Laitemaire, de Belles Combes aux Erpilles sous l'arête sud-ouest du massif des Rayes, au Chalet du Pertet, de la Gobette au Pralet sous la Dent de Savigny.

Les relations de superposition et de répartition des faciès conservés au sein des nappes des Dranses et de la Sarine permettent d'esquisser les grands traits de l'évolution paléo-environnementale et paléogéographique de ces unités (BUGNON 1995, CARON et al. 1989):

- Du Coniacien au Santonien, dépôt des pélites de la Formation de Chétillon en milieu profond de plaine abyssale, en dessous de la CCD («calcite compensation depth»), faible taux de sédimentation, avec incursions de sédiments de frange très distale (bancs silteux) de cônes turbiditiques, le tout traduisant un bassin ligure encore assez large alimenté depuis la marge sud-téthysienne en début d'accrétion.
- Du Campanien au Maastrichtien, constitution du système turbiditique grésomarno-calcaire stable de la Formation du Biot, en milieu toujours profond, mais proche de la CCD. L'augmentation brusque et la persistance des apports détritiques témoignent de mécanismes d'accrétion plus actifs, allant de pair avec le rétrécissement progressif du bassin. La provenance du matériel de la marge sud est confirmée par la composition des conglomérats, mais une discrète influence de la marge nord (plate-forme briançonnaise) commence à se faire sentir par la présence de rares gros foraminifères benthiques.
- Parallèlement, au cours du Maastrichtien, se déposent les turbidites moins régulières de la Formation de Reidigen, qui relaient le flysch à Helminthoïdes du Biot en position plus externe (transition liguro-piémontaise), en bassin

déjà moins large (apports de la marge septentrionale en croissance: gros foraminifères benthiques plus nombreux, éléments de conglomérats tels que roches dolomitiques et certaines métamorphites, magmatites, volcanites).

- Au Paléocène enfin, la migration des faciès s'achève par le dépôt, en situation de bas niveau marin et de bassin rétréci, des turbidites grossières du Flysch d'Estavannens, équivalent radical probable de la base du Flysch du Gurnigel.

NAPPE DE LA SIMME

C'est précisément dans la région s'étendant au nord-est de Château-d'Oex, de part et d'autre de l'échelle Gastlosen-Laitemaire (Préalpes médianes rigides externes), que CAMPANA (1943) établit les principales subdivisions lithologiques de la nappe de la Simme, qui serviront de base solide aux interprétations ultérieures.

Au sud-est de l'échelle Gastlosen-Laitemaire, dans la montagne des Rodomonts, partie du remplissage de la cuvette Simmental-Hundsrück, il distingue:

- à la base, la série de la Manche, un flysch où prédominent les niveaux schisteux, série elle-même subdivisée en un niveau inférieur de nature essentiellement pélitique, un niveau moyen schisteux à bancs de grès fins et de calcaires siliceux, et un niveau supérieur de nouveau plus argileux comportant des lentilles de radiolarite et de calcaires divers;
- au-dessus, la série de la Mocausa formant le relief principal des Rodomonts, un flysch plus gréseux, avec intercalation, dans la partie supérieure, d'assises conglomératiques.

L'ensemble est considéré par Campana comme formant une succession stratigraphique normale, y compris les radiolarites et autres lentilles du niveau supérieur de la série de la Manche, supposées alors de même âge (Cénomaniens?) que le niveau qui les contient.

Au nord-ouest de l'échelle Gastlosen-Laitemaire, dans la dépression Château-d'Oex-Gros Mont, la série de la Manche n'est pas représentée, et la série de la Mocausa (ici, dans sa région de définition, de nature généralement plus grossière qu'aux Rodomonts) chevauche ou transgresse directement des lambeaux relativement volumineux de séries reconnues cette fois indubitablement comme jurassiques (calcschistes siliceux, radiolarites, calcaires clairs à Aptychus).

Par la suite, WICHT (1984), sur la base d'arguments sédimentologiques, montre que la série de la Manche («niveau moyen») constitue en fait l'équivalent distal de la série de la Mocausa, l'ensemble de ces deux séries étant alimenté en matériel d'origine sudalpine, mais paradoxalement depuis une région source située plutôt au nord. La superposition Mocausa sur Manche, telle qu'observée dans les Rodomonts, est donc bien tectonique, et non stratigraphique.

De son côté, CLÉMENT (1986) étudie les sédiments pélagiques mésozoïques antéflysch de la nappe de la Simme: tant ceux en écaillés à la base de la nappe dans sa partie frontale (ici zone Château-d'Oex – Gros Mont), que ceux en lentilles entre Manche et Mocausa plus en arrière (ici aux Rodomonts). Il apporte la preuve que les radiolarites et autres lentilles à cachet sudalpin du «niveau supérieur de la Manche» sont bel et bien d'âge jurassique, comme les séries présentes au front de la nappe. Il les réunit au sein d'un mélange (Complexe de la Gueyraz). Mais il met en place ce dernier, de manière classique, vers le nord, depuis la marge sudalpine en voie d'accrétion. Ce qui semble être en contradiction à la fois avec la répartition des éléments dans ce mélange (écaillés composites, peu ou pas de matrice, au nord; éléments dispersés emballés dans une matrice pélitique au sud), et avec les observations de WICHT (1984) concernant la répartition des séries de flysch de la Simme (sédiments proximaux au nord, distaux au sud).

A titre d'hypothèse, on peut suggérer un enchaînement des événements mieux à même de rendre compte de la situation telle qu'observée actuellement. L'existence d'une région-source alimentant le bassin des flyschs Simme en matériel sudalpin depuis le nord exige la présence, à un moment donné, d'une structure en surrection (ride, seuil) détachée de la marge sudalpine proprement dite. Ce peut être une sorte d'apophyse septentrionale de cette marge (Canavese?), s'amenuisant vers l'ouest, et délimitant une «extension» de l'océan ligure fermée vers l'est (TRÜMPY 1980, WICHT 1984). Cette ride fournirait d'abord ce bassin plus ou moins isolé en apports turbiditiques proximaux (Mocausa), intermédiaires (Rodomonts), distaux (Manche), le tout déposé, en fond de bassin, sur les équivalents latéraux des séries exposées dans la ride. Et c'est cette base de matériel mésozoïque qui serait finalement impliquée dans la constitution du mélange allant de pair avec la mise en place (vers le sud) de la portion proximale et intermédiaire (Mocausa-Rodomonts) sur la portion distale (Manche).

L'édification de la nappe de la Simme pourrait ainsi résulter de l'installation d'une première zone de sous-charriage, plongeant vers le nord ou le nord-ouest, sous le bord interne de la ride septentrionale, entraînant corrélativement la sédimentation des flyschs puis, au Crétacé tardif, leur superposition, vers le sud ou le sud-est. Ce n'est que plus tard, au Crétacé terminal-Paléogène précoce, qu'interviendrait la mise en place de la nappe ainsi constituée sur les domaines plus externes, par expulsion traduisant un déplacement de la zone de subduction et inversion du sens (cette fois classiquement subduction vers le sud ou le sud-est, sous la marge sudalpine proprement dite).

F_{F0}**Formation du Fouyet (Albien – Turonien?)**

(flysch du Fouyet, ou base du Complexe de la Manche, WICHT 1984; niveau inférieur de la Série de la Manche, CAMPANA 1943; série du Fouyet, CARON 1963)

Horizon remarquable soulignant la base de la nappe de la Simme, le flysch du Fouyet (du nom d'un hameau situé dans les Préalpes du Chablais) répond aux critères de définition d'une formation, ce que nous proposons nouvellement d'adopter ici.

Caractéristiques principales de la formation (WICHT 1984): forte proportion de niveaux argilo-siliceux versicolores rouges, verts ou noirs, comprenant des intercalations lenticulaires de grès fins verdâtres, très siliceux (de type «Ölquarzit»), des calcschistes, ainsi que des lentilles silteuses manganésifères et parfois des «nids» de micropoudingues à éléments surtout dolomitiques bien roulés. Des bancs massifs de grès grossiers souvent très altérés terminent la série en Chablais, mais sont peu représentés dans les Préalpes romandes.

Au vu de sa nature argileuse et de sa position en semelle de nappe, il est difficile de fixer une épaisseur pour la Formation du Fouyet: peut-être une cinquantaine de mètres au maximum semblent conservés sur la feuille Château-d'Oex.

Présente en liséré discontinu de part et d'autre de la montagne des Rodomonts, et bien que les contacts ne soient guère visibles, la Formation du Fouyet y apparaît clairement comme la base stratigraphique du «flysch schisto-gréseux de la Manche»: région La Fleuta – Les Fenils dans le haut bassin du ruisseau des Fenils; Col de la Forcla, au partage entre bassin des Fenils et bassin de la Manche (les meilleurs affleurements); replat des Craux – Raye du Baillif en versant droit du ruisseau de la Manche (affleurement de poudingues aux coord. 582.52/152.40, PICCAND 2000); cours du ruisseau de l'Agrebla entre la Denise et Sisounette, affluent droit du ruisseau de la Manche; cours inférieur du ruisseau des Fenils à l'est de la Saussa.

La situation est différente dans la dépression Château-d'Oex – Gros Mont. Au flanc interne, au pied du chaînon des Gastlosen, seul un minuscule affleurement situé entre la Gobetta et la Minutze (coord. 582.70/154.93) est rapporté à la Formation du Fouyet (WICHT 1984), ce en l'absence de séries schisto-gréseuses type «flysch de la Manche», mais non loin des masses importantes de flysch grésio-conglomératique de la Mocausa (voir plus loin). En bordure externe de la zone de Château-d'Oex, des lambeaux d'argilites du Fouyet sont décrits au versant sud-ouest du col de la Petite Hochmatt («Flysch rouge», CHENEVART 1945): il devrait s'agir là plutôt de lentilles englobées dans le wildflysch supra-Médianes (Formation des Coulaytes) en compagnie d'autres éléments dérivés de la nappe de la Simme toute proche (BUGNON 1995).

Age: les schistes de la Formation du Fouyet ont pu être datés de l'Albien en Chablais (CARON & WEIDMANN 1967). Se basant sur de maigres observations de foraminifères planctoniques et nannofossiles récoltés dans l'affleurement isolé de

la Gobetta, WICHT (1984) évoque cependant la possibilité que la série se poursuive au Cénomanien, voire atteigne le Turonien moyen, du moins dans les Préalpes romandes.

F_{Ma} Formation de la Manche (Turonien – Santonien)

(flysch de la Manche, ou niveau moyen du Complexe de la Manche, WICHT 1984; niveau moyen de la Série de la Manche, CAMPANA 1943, CARON 1972)

L'interprétation WICHT (1984) supposée admise (équivalence de type proximal–distal entre flysch Mocausa-Rodomonts et flysch de la Manche), la logique lithostratigraphique voudrait que ces unités soient réunies au sein d'une même formation. Cependant, leur séparation de facto sur le terrain (absence de flysch de la Manche dans la zone de Château-d'Oex, interposition systématique d'un mélange aux Rodomonts, pas de passage latéral clairement observable) nous incite à conserver les subdivisions établies, et à traiter ces unités comme des formations distinctes. Ce choix quelque peu arbitraire présente l'avantage de permettre une description respectant l'ordre de superposition actuel, résultat de la mise en place complexe de ces unités.

La Formation de la Manche est constituée par un «flysch souvent très tectonisé, caractérisé par une grande épaisseur de grès fins, en bancs minces, gris-bleu à la cassure, brun-jaune à l'altération, calcaires, très peu ou pas micacés; rares bancs de grès plus grossiers ou de microconglomérats; marnes silteuses gris-vert, esquilleuses; petits bancs (5–10 cm) de calcaire noir siliceux fréquents; niveaux d'arénites dolomitiques ou de calcaire dolomitique de patine jaune-orange caractéristique» (WICHT 1984).

Le nom fait référence au vallon et au ruisseau de la Manche, dont cet ensemble schisto-gréseux relativement peu résistant détermine le cours supérieur, du Col de la Forcla au Grand Craux (bonnes coupes, bien que souvent affectées de fauchage superficiel, dans les torrents affluents des Petits Craux; CAMPANA 1943, SCHOEPPER 1984), et le cours moyen entre Val d'Or et la Planche (excellent affleurement, mais d'accès difficile, au «ravin du Pont», surplombant à l'est le pt 1123 m; CAMPANA 1943, C. Caron notes manuscrites). Les prolongements de cette zone d'affleurements de la Manche déterminent en outre, au nord de la montagne des Rodomonts, le haut bassin des Fenils, et au sud, le pied des versants dominant Rougemont. La Formation de la Manche apparaît encore dans l'angle sud-est de la carte, où elle occupe la base des flyschs du Kalberhöfni, en position supra-Brèche (CARON 1965, FLÜCK 1973).

L'épaisseur de la formation, difficile à préciser à cause de la tectonisation (fréquents plis isoclinaux), devrait être de l'ordre de 200 à 300 m.

CAMPANA (1943) attribuait l'ensemble de sa «série de la Manche» (niveaux inférieur, moyen, et supérieur) au Cénomanien «inférieur», essentiellement sur la base de faunes de globotruncanidés (dont *Globotruncana appenninica*) contenues

dans des schistes et calcschistes versicolores («schistes à Rosalines»). En réalité, ces niveaux schisteux se rencontrent d'une part à la base de la «série de la Manche» (niveau inférieur = Formation du Fouyet), et d'autre part au sommet (niveau supérieur), où ils sont partie intégrante du mélange intra-Simme (Mélange de la Tissota, voir plus loin), et donc remaniés. La partie schisto-gréseuse «moyenne» (soit notre actuelle Formation de la Manche) a, plus tard, été datée du Turonien au Santonien (FLÜCK 1973, WICHT 1984).

Il y a lieu de mentionner encore l'existence d'une variation latérale intercalée stratigraphiquement dans la Formation de la Manche, le Flysch de Weissenburg, flysch à conglomérats et grès grossiers très dolomitiques, alimenté à partir d'une région-source différente, située à l'est. Ce faciès, que l'on peut suivre aisément sur la feuille 1226 Boltigen tout le long du Simmental, sa région de définition (TSCHACHTLI 1941, FLÜCK 1973), et jusqu'au Jaunpass, se poursuit en fait, selon WICHT (1984), plus à l'ouest et se retrouve ainsi (sans que sa position soit précisée) dans le haut torrent de la Manche, ainsi que dans la région de Rougemont.

f_{WT} Mélange de la Tissota (Sénonien)

(Complexe de la Gueyras, CLÉMENT 1986; niveau supérieur de la Série de la Manche, CAMPANA 1943; CARON 1972)

Nous proposons d'appliquer le terme Mélange de la Tissota au «niveau supérieur de la Manche» dans son ensemble, et de réserver celui de Complexe de la Gueyras (CLÉMENT 1986) aux lentilles (blocs isolés ou lambeaux composites) de mésozoïque antéflysch que ce niveau contient.

Le Mélange de la Tissota se présente ainsi sous forme d'une matrice d'argilites siliceuses noires ou versicolores, souvent rouges, (comparables aux argilites de la Formation du Fouyet), avec localement des passées de quartzites, d'aspect général désordonné, broyé («wildflysch»), englobant des éléments de nature et d'âge variables (Complexe de la Gueyras), tantôt dispersés dans la «masse de fond» et alors de taille plutôt modeste, tantôt plus ou moins «jointifs» et alors souvent volumineux et constitués de séries continues.

La première variante, illustrant le caractère hétérogène du mélange, s'observe bien en divers points, le long d'un horizon de 10 à 20 m de puissance tout autour du massif des Rodomonts, suivant la limite entre Formation de la Manche et Formation des Rodomonts, et en particulier dans les pentes dominant au sud-ouest le chalet de la Tissota, localité de référence proposée (coord. 584.75/153.10).

Le caractère de mélange est moins évident au bord externe de la dépression Château-d'Oex–Gros Mont, où la présence de matrice se devine plutôt qu'elle ne s'observe entre des lambeaux volumineux (échelle plurihectométrique) comportant des séries stratigraphiques continues d'extension variable (dont la plus complète à la Gueyras). La matrice est tout de même visible et a pu être cartographiée au nord-ouest du Lapé, ainsi qu'à l'ouest et au nord-est des Ciernes Picat (chapelet d'argilites

rouges le long du chemin d'accès au chalet de l'Arin, attribuées par SCHOEPPFER (1984) à l'actuelle Formation du Fouyet, ce qui est en effet une autre possibilité).

L'âge de la matrice (et donc du mélange) n'est pas connu avec certitude. Les éléments les plus jeunes (sommet des Couches à foraminifères, voir plus loin) sont datés du Turonien précoce. WICHT (1984) trouve dans un niveau gréseux de la matrice des indices de Coniacien au moins (*Archaeoglobigerina*). Le mélange se serait donc formé au plus tôt au début du Sénonien.

Complexe de la Gueyras

Les faciès représentés dans le Complexe de la Gueyras permettent de reconstituer une séquence originelle de sédiments mésozoïques pélagiques (antéfylsch), dont l'extension stratigraphique va du Lias précoce au Cénomanién tardif, apparentée aux séries des marges subsidentes sud-téthysiennes (Austroalpin, Sudalpin, Appennins). Ce sont, du plus vieux au plus jeune:

- C_{sp}** Calcaires spathiques
- C_{fi}** Calcaires à filaments
- R** Radiolarites
- C_A** Calcaires à *Aptychus*
- C_{fo}** Couches à foraminifères

Sauf pour les Calcaires spathiques, qui ne sont connus qu'en un affleurement isolé, les termes de cette séquence peuvent se présenter en successions continues plus ou moins complètes. Sur la feuille Château-d'Oex, c'est le cas notamment des trois principales écaillés du flanc externe de la zone de Château-d'Oex: à la colline de la Gueyras (localité-type, coord. 583.12/157.13), au Jeu de Quilles, aux Ciernes Picat. Ailleurs, la série est décomposée en blocs ou lentilles (cartographiables ou non, selon leur taille) le plus souvent de nature uniforme.

Les descriptions qui suivent sont basées principalement sur celles de CLÉMENT (1986), M. Weidmann (in ELTER et al. 1966), CHENEVART (1945), CAMPANA (1943)

C_{sp} Calcaires spathiques (Lias inférieur – moyen)

(Calcaire spathique, WEIDMANN, in ELTER et al. 1966; brèche à Echinodermes, CAMPANA 1943)

Calcaire spathique jaune-brun, localement graveleux (grains de dolomie, de calcaire fin, de glauconie et de quartz), à Crinoïdes, Brachiopodes, Bryozoaires, Lamellibranches et, en lames minces, *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. et dents de poissons. Unique occurrence à l'est des Chargiaux (coord. 578.02/149.75, anciennement Gerbex), où ce calcaire affleure en un banc de 2 m de puissance, passant

graduellement vers le haut à des calcaires siliceux tachetés (env. 80 cm), surmontés de quelques bancs de spongolites (WEIDMANN, in ELTER et al. 1966).

CAMPANA (1943) assimilait ce «calcaire échinodermique de Gerbex» à d'autres niveaux de calcaires échinodermiques, sporadiquement intercalés dans le flysch de la Mocausa, mais contenant, eux, des Orbitolines cénomaniennes (voir plus loin).

Pour WEIDMANN (in ELTER et al. 1966), le calcaire spathique de Gerbex, par ses caractères pétrographiques et paléontologiques généraux et par son association avec des calcaires tachetés et des spongolites, a un cachet liasique certain. Il pourrait donc bien constituer le niveau le plus ancien connu du Complexe de la Gueyras. Sa situation à la base du flysch de la Mocausa (soit en position Mélange de la Tissota), milite dans le même sens.

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

(CLÉMENT 1986; calcaires et schistes siliceux, CAMPANA 1943; calcaires siliceux de l'Aalénien, CHENEVART 1945)

Alternance de calcaires argileux et siliceux, gris-brun à la cassure, tachetés (bioturbation), patine claire, et de marnes brunes, en bancs de 2 à 20 cm. Les calcaires contiennent: radiolaires, spicules d'éponges, filaments (= valves de lamelli-branches à paroi fine, de type *Bositra*) donnant le nom à la formation. Rares ammonites indiquant l'Aalénien. Âge étendu au Bathonien – Callovien précoce sur la base de nannofossiles et radiolaires.

Ces niveaux sont aisément repérables à la base des principales écailles composites (env. 40 m visibles à la Gueyras), plus difficiles à reconnaître en lentilles isolées.

R Radiolarites (Callovien moyen – Tithonien précoce)

(CLÉMENT 1986, CHENEVART 1945, RABOWSKI 1920)

Le passage des Calcaires à filaments à la série radiolaritique est graduel, mais rapide, par l'intermédiaire d'une dizaine de mètres de calcaires très siliceux, franchements verts ou flammés de rouge, ou noirs.

La lithologie la plus typique de la formation est celle de radiolarites siliceuses vitreuses, qui en occupent plus de la moitié, flanquées de radiolarites calcaires ou calcaires à radiolaires, à répartition non systématique d'un profil à l'autre. Les couleurs vont de vert, la plus répandue (vert foncé pour les variétés siliceuses, vert clair pour les variétés calcaires), à rose foncé ou rouge vif (plutôt au sommet de la série). L'épaisseur des bancs est généralement de 2 à 10 cm, à stratification ondulée pour les variétés siliceuses, plane pour les variétés calcaires. Le litage est souligné par de minces délits argilo-siliceux d'épaisseur millimétrique et plus rarement centimétrique, facilitant une déformation plicative souvent très intense et dis-

harmonique, voire indépendante par rapport aux structures préalpines principales («slumps»? , déformations alpines précoces?).

L'épaisseur de la série radiolaritique est très variable, un maximum de 40 à 50 m s'observe à la coupe de référence de la Gueyras. Il s'agit par ailleurs des faciès les mieux adaptés pour cerner la présence du Mélange de la Tissota, car les plus faciles à reconnaître parmi les lentilles contenues dans ce mélange.

Pour les anciens auteurs, l'âge des radiolarites de la nappe de la Simme couvrirait tout le Dogger et la majeure partie du Malm. Les révisions des abondantes faunes de radiolaires ont permis de réduire l'intervalle: Callovien moyen à Tithonien basal (ou Kimmeridgien, BILL et al. 2001).

C_A Calcaires à Aptychus (Tithonien moyen – Barrémien)

(CLÉMENT 1986; calcaire à Aptychus ou Biancone, CHENEVART 1945)

Calcaires micritiques fins, patine gris clair ou blanche, cassure conchoïdale gris clair, beige, ou plus rarement verdâtre, parfois tachetée, calcaires assimilés de longue date aux faciès «Biancone» des domaines austro- et sudalpins. Epaisseur des bancs entre 5 et 60 cm, mais litage souvent indistinct par suite de la rareté de délits argileux dans des lithologies macroscopiquement assez monotones (délits un peu plus fréquents cependant dans les niveaux sommitaux, en même temps que la pâte s'assombrit légèrement). Quelques silex dispersés, en nodules ou, vers le sommet, en lames. Localement, à la base (notamment à la Gueyras), la transition depuis les Radiolarites s'opère par quelques mètres de calcaires noduleux et marnes de couleurs vives, rouge flammé de gris et de vert clair, avec récurrences lenticulaires de radiolarite rouge. L'épaisseur de la série des Calcaires à Aptychus, variable, atteint une trentaine de mètres à la Gueyras.

Mis à part les aptychi (opercules d'ammonites) relativement fréquents, qui ont donné son nom à l'unité, mais ne sont guère utiles pour la datation, la macrofaune se résume à de rares ammonites conservées et brachiopodes, indiquant la fin du «Malm» et le «Néocomien» (RABOWSKI 1920). Ces âges sont précisés par la présence de *Cadosina* sp. à la base (Tithonien moyen), relayée par les associations de Calpionnelles au complet du Tithonien tardif au Valanginien. Des indices de resédimentation (d'ailleurs répandus dans toute la série) incitent cependant à élargir l'intervalle vers le haut: coexistence, dans les niveaux sommitaux, de galets à Calpionnelles et de faunes de radiolaires du Valanginien terminal – Hauterivien remaniées. Ces niveaux atteindraient donc, selon CLÉMENT (1986), le Barrémien précoce au moins.

C_{fo} Couches à foraminifères (Barrémien tardif – Turonien précoce)

(CLÉMENT 1986, RABOWSKI 1920)

Coiffant les Calcaires à Aptychus en quelques affleurements égrenés au dos de la colline de la Gueyras, CHENEVART (1945) décrit une trentaine de mètres de

«schistes et calcaires noirs», qu'il séparait cependant de la série sous-jacente par un contact mécanique, pour en faire la base du flysch grés-conglomératique de la Mocausa. En réalité, ces roches sont à rattacher aux Couches à foraminifères, sommet de la série stratigraphique du Complexe de la Gueyras (CLÉMENT 1986).

La Formation des Couches à foraminifères est peu exprimée dans l'emprise de la feuille Château-d'Oex: outre ceux liés à l'écaille même de la Gueyras, déjà cités, quelques affleurements en position analogue au dos des écailles du Jeu de Quilles et des Ciernes Picat; par ailleurs, lambeaux isolés répartis en quelques points du Mélange de la Tissota ceinturant le massif des Rodomonts: la Tissota, cours supérieur de la Manche, ravin du Pont, le Mont, ruisseau de Combabelle. La formation est plus largement répandue dans le Simmental, où ses relations avec les unités encadrantes – Calcaires à Aptychus à la base, Formation de la Manche et/ou du Fouyet au sommet – sont mieux visibles. On consultera donc la notice explicative de la feuille 1226 Boltigen (BRAILLARD 2015b), ou la synthèse de CLÉMENT (1986).

De manière générale, il s'agit de calcaires plus ou moins argileux, plus rarement siliceux, en alternance avec des marnes schisteuses, épaisseur des bancs entre 2 et 30 cm, couleur dominante gris-noir à beige verdâtre à la base, plus claire, grise, verte, bariolée de rouge ou rose vers le haut. Les microfaunes observées dans les calcaires (foraminifères planctoniques, radiolaires) montrent bien le caractère pélagique de la sédimentation, mais les signes de remobilisation et d'apports turbiditiques sont nombreux. Les phénomènes de resédimentation plus importants (lentilles de calcaires à entroques, galets ou blocs de Calcaires à Aptychus, de Radiolarites, de Calcaires à filaments) décrits dans le Simmental ne se retrouvent cependant pas dans les affleurements de la zone de la Gueyras, où seule la partie basale de la formation est présente (tronquée par le chevauchement de la Formation des Rodomonts).

Sur la base des foraminifères planctoniques principalement, CLÉMENT (1986) date les Couches à foraminifères du Barrémien tardif– Aptien (Hedbergelles), Albien (Ticinelles), Cénomaniens (Rotalipores, confirmé par des Orbitolines dans les calcaires turbiditiques à entroques), localement Turonien précoce (foraminifères bicarénés indéterminables).

F_{SM} Formation des Rodomonts (Turonien moyen – Santonien moyen)

(Flysch de la Mocausa, WICHT 1984; Flysch de la Mocausa et des Rodomonts, CARON 1972; Série de la Mocausa, CAMPANA 1943; Poudingue de la Mocausa, SCHARDT 1887; Mocausa Gestein, STUDER 1834)

Les volumes les plus importants de flysch Simme (d'où le choix du sigle **F_{SM}**) sont constitués de séries à prédominance de grès, faciès le plus caractéristique, admettant, à divers niveaux, des intercalations de bancs de conglomérats, faciès le plus remarquable. Des marnes en proportion variable et de rares bancs dolomitiques ou calcaires complètent ces séries. L'ensemble est désigné ici par le terme de

Formation des Rodomonts, du nom du massif où apparaît clairement la superposition de ce flysch sur son équivalent distal, la Formation de la Manche, comme indiqué précédemment. Pour les niveaux conglomératiques, dont les principaux sont soulignés sur la carte par un figuré spécial, nous conservons le terme traditionnel de Poudingue de la Mocausa, du nom ancien du pâturage de la Verda (coord. 581.5/154.5), où il a été décrit pour la première fois.

Les grès, de grossiers à fins, sont gris-brun ou parfois orangé (lichens) à l'altération, gris bleuté ou verdâtres à la cassure, carbonatés, faiblement micacés, souvent avec débris végétaux charbonneux ou autres traces («grès à hiéroglyphes»). Épaisseur des bancs d'ordre métrique (parfois plus, p. ex. par amalgamation) à décimétrique (ou moins) en fonction de la granulométrie. Structures sédimentaires réunissant tous les termes du cortège turbiditique.

Les marnes sont gris-vert, finement laminées et silteuses, à schistosité généralement bien exprimée. Lorsqu'elles prennent plus d'importance et sont associées aux grès fins en niveaux minces, l'aspect de la série devient très semblable à celui de la Formation de la Manche, soulignant la parenté étroite entre les deux unités.

Les minces niveaux de nature dolomitique sont des dolarénites ou dolomicrites, reconnaissables à leur patine jaune orangé caractéristique. Rares intercalations de minces assises de calcaires micritiques clairs, légèrement gréseux, ou d'amas discontinus de calcaires spathiques («Brèches à Orbitolines» auct.) certainement d'origine turbiditique.

Les conglomérats (Poudingue de la Mocausa), en bancs métriques et souvent plurimétriques, sont polygéniques, à éléments bien roulés tantôt jointifs dans une matrice sableuse, tantôt dispersés dans une matrice silto-argileuse. Les galets sont essentiellement issus de roches sédimentaires, souvent de cachet sudalpin (dolomies, calcaires divers, radiolarites, silex, grès), à côté de rares débris d'ophiolites et de très rares éléments cristallins acides.

WICHT (1984) distingue deux associations de faciès: en situation proximale, une association de faciès chenalisés, avec remplissage de chenaux grésos-conglomératiques, pélites de talus et de levées, et dépôts grésos-pélitiques d'interchenal; en situation distale, une association de faciès non chenalisés, dépôts à dominance gréseuse et grésos-pélique de base de talus. L'évolution de l'association de faciès chenalisés est bien documentée grâce à plusieurs coupes levées dans les ruisseaux échelonnés le long du talus dominant la Verda et le Gros Mont au sud-est, dont la meilleure, celle du ruisseau du Pralet (des affleurements plus faciles d'accès ont été dégagés le long de la route d'alpage entre la Gueyraz et le Pralet; voir HAYMOZ 2001). De bas en haut, système progradant débutant par des dépôts plutôt fins relativement «distaux», surmontés de dépôts plus grossiers répartis en plusieurs chenaux «mineurs» latéralement discontinus, le tout couronné par les dépôts très grossiers, «proximaux», en bancs massifs, d'un chenal «majeur» (extension kilométrique), déterminant le bord du replat Fessu – Minutze – Pralet. Le replat lui-

même laisse deviner des dépôts plus fins, grésopélitiques, mais quelques niveaux conglomératiques réapparaissent plus haut, dans les reliefs bordant le pied de la chaîne des Gastlosen. Cette situation peut être interprétée par un ralentissement (recul?) de l'activité progradante, puis une certaine reprise. Ceci permet de faire le lien (WICHT 1984, p. 86) avec le massif des Rodomonts, de l'autre côté de la chaîne des Gastlosen, où des faciès conglomératiques assez faiblement chenalisés sont cantonnés au nord et, de manière mieux exprimée, au sommet de la série. La base de ce massif est occupé par les faciès distaux, non chenalisés, gréseux à grésopélitiques (coupes représentatives du Grand Riau et du Ruisseau de Combabelle).

L'épaisseur totale des séries de la Formation des Rodomonts peut atteindre 300–400 m au Gros Mont et peut-être 700–800 m aux Rodomonts.

Âge: longtemps considérées comme cénomaniennes, sur la base des Orbitolines contenues dans les passées de calcaires spathiques (de nature turbiditique), les séries de la Formation des Rodomonts sont maintenant datées, par l'étude des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires, du Turonien moyen au Coniacien moyen, âges compatibles avec ceux de la Formation de la Manche (équivalent distal).

NAPPE DES GETS

F_p Formation des Perrières (Cénomaniens tardif–Turonien)

(Série des Perrières, CARON 1972)

CAMPANA (1943) distingue, au sommet de sa série de la Mocausa (= notre Formation des Rodomonts), une «Série terminale»: grès sombres et schistes gris, localement calcinés, à tufs et verres», affleurant sur un dixième de km² à peine au sud de Rodomont Derrière (coord. 584.2/152.0). Il attribue certaines particularités observées, telles que vitrifications, encroûtements tuffoïdes, calcination, marmorisation de niveaux calcaires, à une activité volcanique, «éruptions explosives sous-marines». Son interprétation fut cependant rejetée à l'époque, au profit d'une explication «antropique», selon laquelle les traces constatées seraient des résidus de combustion de fours à chaux artisanaux utilisés par la population locale (CADISCH 1943). Les observations de Campana ne sont toutefois en rien contradictoires à ce que l'on sait actuellement de la Formation des Perrières, mélange comportant, entre autres, nombre d'éléments indubitablement de nature volcanique, bien documentés tant en Chablais (voir Carte géologique de la France 1:50 000, n° 655, Samoëns–Pas-de-Morgins) que dans les Préalpes romandes (voir feuille 1226 Boltigen). La question mériterait d'être reprise dans cette optique, mais on peut estimer que les indices récoltés sont suffisants, à ce stade, pour détacher la «série terminale» du sommet du flysch des Rodomonts, et en faire un représentant de la nappe des Gets, en l'occurrence le plus occidental dans les Préalpes romandes.

L'exiguité de l'affleurement de Rodomont Derrière, d'ailleurs de médiocre qualité, ainsi que l'absence ici du flysch du Hundsrügg, partie supérieure de la nappe des Gets, n'incitent pas à conjectures quant à l'origine de la nappe. On remarquera tout de même que la relation entre Formation des Perrières et Formation du Hundsrügg n'est pas sans rappeler celle entre Mélange de la Tissota et Formation des Rodomonts. Il est tentant dès lors d'envisager, là aussi, une origine septentrionale pour la nappe des Gets. Un argument, parmi d'autres, serait une différence dans les spectres de minéraux lourds: présence de chrome-spinelle, signe de volcanisme ultrabasique (ancien, mantellique?) dans les flyschs Manche et Mocausa-Rodomonts, encore liés à un contexte sudalpin; absence de chrome-spinelle dans le flysch du Hundsrügg, en dépit de liens évidents, par la Formation des Perrières, avec un volcanisme, mais cette fois basique (téthysien). Dans leur revue exhaustive des flyschs préalpins, CARON et al. (1989) évoquent déjà cette possibilité d'origine septentrionale pour le flysch du Hundsrügg.

QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires situés sur l'emprise de la feuille Château-d'Oex ont été étudiés par NUSSBAUM (1906), dans une optique de reconstruction des limites supérieures et des stades des différents glaciers qui ont occupé le bassin versant de la Sarine. Ces données seront reprises et complétées par JÄCKLI (1962), puis HANTKE (1972, 1980). Dans son étude sur la déglaciation de la vallée de la Sarine, PUGIN (1989) aborde quant à lui le remplissage quaternaire de l'Intyamon selon une approche sédimentologique.

Si l'on excepte les sédiments fluvio-lacustres de la Sarine, qui peuvent atteindre une épaisseur considérable (>1506 m) dans deux bassins surcreusés situés au nord de Grandvillard et au sud de Neirivue, les formations superficielles de la feuille Châteaux-d'Oex sont peu épaisses. Du point de vue chronologique, tous les dépôts quaternaires de la région sont vraisemblablement à rattacher à la dernière glaciation (moraines et dépôts fluvio-lacustres) ou à l'Holocène (masses glissées, dépôts d'éboulement et d'éboulis, dépôts torrentiels et fluviaux).

Pléistocène tardif

Extension des glaciers

Durant le maximum de la dernière glaciation (LGM, situé entre 30 000 et 20 000 ans avant aujourd'hui), la région était occupée par un glacier qui s'écoulait dans la vallée de la Sarine et venait border ou recouvrir des glaciers locaux issus des vallées latérales. Le glacier valaisan, qui barrait celui de la Sarine dans la région de Bulle, n'a pas pénétré dans la vallée de l'Intyamon. On trouvera chez JÄCKLI (1962) et SCHLÜCHTER (2009) les limites de l'extension maximale des glaciers durant le LGM: la surface du glacier de la Sarine devait atteindre l'altitude de 1600 m à la hauteur de Rougemont et de 1250 m à la hauteur d'Enney (1400 m selon SCHLÜCHTER 2009), laissant émerger les sommets les plus élevés (Moléson, Vudalla, massif du Vanil Noir, Dents de Ruth et de Savigny, Rochers des Rayes, le Rubli/Tête de Chat). Ces derniers, situés pour la plupart au-dessus de la limite des neiges pérennes, devaient être en grande partie recouverts de névés ou de glaciers locaux.

Les roches moutonnées et drumlins rocheux (non dessinés sur la carte, mais répertoriés par HANTKE 1972) sont nombreux dans la région, notamment au sud-ouest de Grandvillard et au sud-ouest d'Albeuve, où ils se présentent sous la forme d'étroites collines allongées modelées dans les calcaires plaquetés (Formation des Sciernes d'Albeuve) ou les calcaires marneux (Groupe des Couches Rouges). Cette

morphologie particulière semble résulter de l'érosion glaciaire de couches fortement replissées dont la direction est parallèle à l'écoulement glaciaire. On ne retrouve en effet plus ces morphologies sur les pentes régulières du Vanil Blanc et de la Dent de Lys, où les couches de calcaires plaquetés présentent un pendage structural. L'érosion glaciaire est également bien visible au débouché de la vallée des Morveys où elle a raboté les écaillés du Complexe de la Gueyras. Dans le massif du Vanil Noir, la limite supérieure du poli glaciaire est bien visible en trois endroits sur les crêtes de calcaires compacts en gros bancs de la Formation du Moléson: à 1740 m (nord-est du Vanil de l'Ardille), à 1870 m (nord-est de la Dents de Bimis) et à 1780 m (sud-ouest des Rochers des Rayes).

JÄCKLI (1962) et HANTKE (1980) proposent l'existence, au LGM, de deux transfluences du glacier de la Sarine vers le glacier de la Jogne (via le Gros Mont et via la vallée des Fenils en bordure est de la feuille). Rappelons ici les difficultés à établir une carte d'englacement maximal censée représenter une situation à un moment donné (le LGM), sur la base d'arguments (vallums morainiques, blocs erratiques, limites d'émoussé glaciaire) qui peuvent faire l'objet d'interprétations différentes d'une part, qui ne sont pas forcément synchrones d'autre part et qui sont généralement impossibles à dater. Dans ce contexte, on relèvera qu'il est difficile d'affirmer que ces deux transfluences ont véritablement existé et que, pour autant qu'elles aient existé, ce fut bien durant le LGM et pas durant une glaciation antérieure.

Sur la base de critères morphologiques (roches moutonnées, vallums morainiques, dépôts de marges proglaciaires), HANTKE (1972) propose sept stades de retrait pour le glacier sarinien (Enney, Les Moulins, Château-d'Oex, Le Vanel, Saanen, Gstaad et Gsteig), qu'il corrèle avec des stades des glaciers de la Simme, de la Kander et de l'Aar. Si l'approche morphostratigraphique n'est pas à mettre en cause en tant que telle, il faut relever ici l'interprétation très libre qui permet à cet auteur de reconstituer certains stades, notamment, pour la feuille Château-d'Oex, les stades d'Enney, de Château-d'Oex et du Vanel, pour lesquels il n'existe aucun vallum morainique clairement identifiable. En revanche les stades des Moulins, de Gstaad et de Gsteig (situés sur les feuilles voisines 1265 Les Mosses, 1246 Zweisimmen et 1266 Lenk) sont bien étayés. L'absence de profil palynologique dans la portion de la vallée de la Sarine entre Enney et Saanen ne permet pas d'aborder la question de la datation du retrait glaciaire. Par analogie avec la vallée de la Simme, dans laquelle WELTEN (1952) a reconnu l'interstade Bölling-Alleröd (environ 15-13 ka cal. BP) dans des profils situés vers Boltigen, on peut estimer que la vallée de la Sarine était également libre de glace à partir de cet interstade au moins.

Les derniers glaciers locaux, situés dans le massif du Vanil Noir, datent vraisemblablement du début du Tardiglaciaire, si l'on se réfère à l'étude de SCHÖNEICH (1998) pour qui tous les glaciers des Préalpes vaudoises ont probablement complètement disparu avant le Bölling. Cette interprétation est en

accord avec celle de NUSSBAUM (1906) qui les attribue au stade tardiglaciaire de Gschnitz (environ 14 500 ans BP), mais diverge de celle de HANTKE (1972) qui les considère comme datant du stade l'Egesen (Dryas récent, environ 10 500 ans BP).

Moraines

Sur la carte, moraines locales et sariniennes sont distinguées, essentiellement sur la base du contenu pétrographique. Le glacier de la Sarine ayant eu sa source dans les nappes helvétiques et ayant traversé, en amont de Château-d'Oex, les nappes du Niesen, de la Brèche, des Dranses et de la Simme, les dépôts qui lui sont associés peuvent en effet contenir des blocs erratiques caractéristiques (grès de Taveyannaz, conglomérats du Flysch du Niesen, brèches, Poudingue de la Mo-causa, Flysch à Helminthoïdes) et distinguables des calcaires provenant de la nappe des Préalpes médianes. On soulignera toutefois la grande part d'interprétation inhérente à cette distinction, les affleurements en terrains morainiques étant rares et, dans le cas des moraines sariniennes, la présence de blocs erratiques pas forcément obligatoire ni facilement identifiable selon l'intérêt ou l'expertise des différents géologues dont les levés ont été en partie utilisés pour tracer cette limite. Une cartographie harmonisée à l'échelle du territoire de la carte, et tenant plus compte de la géomorphologie, serait nécessaire pour obtenir une meilleure compréhension de la dynamique glaciaire pendant et après le LGM.

q_{ms} Moraine sarinienne

Les moraines sariniennes forment des placages sur les versants nord et nord-est de la Vudalla (altitude maximale: 1280 m) ainsi que des accumulations plus importantes dans la dépression de Moléson-sur-Gruyères (1220 m) et dans les vallées latérales du Ruisseau de Pra (1350 m) et de la Marive (1160 m). Plus au sud, dans la région des Sciernes d'Albeuve, elles tapissent les petites dépressions entre les drumlins rocheux (1280 m) ou forment une mince pellicule sur le versant structural de la Dent de Lys (1450 m). En rive droite de la Sarine, la limite supérieure des placages morainiques a été cartographiée plus bas dans la partie nord de la carte (Estavannens: 840 m; nord-est de Granvillard: 1040 m), mais à des altitudes comparables avec la rive gauche vers le sud (Lessoc: 1440 m; Montbovon: 1500 m). Entre Château-d'Oex et Saanen, la moraine sarinienne se cantonne dans le bas de la vallée (altitude max: 1180 à l'ouest de Rougemont, 1230 m au sud de Flendruz). NUSSBAUM (1906) signale en outre les affleurements suivants de moraine sarinienne (non reportés sur la carte, mais importants pour placer la limite supérieure du glacier de la Sarine): vallée de la Marive jusqu'à 1340 m; nord-est d'Estavannens jusqu'à 1180 m ; sud de Flendruz (Cananéen) à 1600 m.

Suite à une erreur de transcription, le placage morainique sarinien de la Chia, au-dessus de Villars-sous-Mont, a été noté en moraine locale.

q_{lm} Moraine locale

Les moraines locales se rencontrent soit dans les cirques glaciaires situés au-dessus de la limite du glacier sarinien (vallums morainiques de Tissiniva par exemple, au nord-ouest de la Dent de Brenleire), soit à des altitudes plus basses sur les versants de la vallée de la Sarine, où elles correspondent à une (ou plusieurs) récurrence(s) tardiglaciaire(s) (accumulation morainique de Truyo/la Cierne par exemple, à l'ouest du Vanil Noir). Le lecteur intéressé à ces différents appareils trouvera plus de détail dans les chapitres des travaux régionaux décrivant le glaciaire local. A noter à ce propos que WENGEN (1924) rattache l'accumulation morainique de Truyo au glacier sarinien, contrairement à NUSSBAUM (1906). Quoiqu'il en soit, cette moraine a barré une ancienne vallée à la hauteur des chalets du Gros et du Petit Truyo, dirigeant ainsi les écoulements de surface vers le nord: la cascade de Granvillard, où la Tanâ cherche aujourd'hui encore à atteindre son profil d'équilibre, est certainement liée au comblement morainique de cette ancienne vallée.

Dans la région des Planards, au nord de Château-d'Oex, deux petites surfaces de moraine locale ont été injustement reportées en moraine sarinienne.

Glaciers rocheux fossiles

Deux glaciers rocheux fossiles ont été reconnus sur l'emprise de la feuille Château-d'Oex. Le premier est situé en versant nord, au fond du petit cirque rocheux du Gros Chadoua (environ 1 km au nord-ouest du Vanil Carré), à une altitude de 1600 m. Il présente une morphologie caractéristique avec un front bien marqué et est affecté par un système de circulation d'air, avec des sorties d'air froid (1-2°C) en été au front du glacier rocheux et des sorties d'air «chaud» (env. 4°C) en début d'hiver dans l'éboulis situé juste au-dessus (MORARD 2011, p. 129-131). Le second, localisé à 1640 m sur le versant ouest du Vanil Noir, dans le vallon de Bounavau, est parsemé de blocs et présente une morphologie très étalée ainsi qu'un front peu marqué, caractéristiques qui le rapprochent d'une masse éboulée qui aurait ensuite flué dans des conditions de permafrost. Situés sur ou en retrait des moraines locales les plus récentes, ils sont à rattacher chronologiquement au Tardiglaciaire.

q_{as} Dépôts fluvio-lacustres de la Sarine

Des dépôts fluvio-lacustres tapissent le fond de la vallée de la Sarine. Ils forment plusieurs niveaux de terrasses qui, au débouché des vallées latérales, se raccordent morphologiquement vers l'amont à des cônes d'alluvions deltaïques et/ou à des cônes de déjection. La terrasse de Neirivue, située à 760 m, témoigne du niveau maximal qu'aurait atteint le paléolac de la Gruyère au cours du Tardiglaciaire (PUGIN 1989). Ce niveau de 760 m est également attesté, plus au nord sur la feuille 1225 Gruyères, par la limite supérieure des deltas lacustres et par la présence,

jusqu'à cette altitude, de sédiments lacustres. Ce paléolac, dans lequel venaient se déposer les alluvions de la Sarine et des cours d'eau des vallées latérales, s'étendait de Montbovon à Avry-devant-Pont, où il était barré par le glacier du Rhône. Les terrasses (respectivement les limites inférieures des cônes alluviaux perchés) de Grandvillard (740 m), d'Estavannens (730 m), d'Enney (740 au sud et 725 au nord) ou encore de Villars-sous-Mont (740 m) témoignent des différents stades qu'a connus ce lac lors de sa vidange. Au Préboréal (début de l'Holocène), l'extension de ce lac avait fortement diminué, son rivage se situant vraisemblablement vers 680 m d'altitude, soit en dehors de l'emprise de la feuille Château-d'Oex, dans les environs de Broc (BLUMER & BRAILLARD 2005).

Les dépôts fluvio-lacustres qui forment, entre Lessoc et les gorges de la Tine, des terrasses plus élevées que 760 m (terrasse au débouché de l'Hongrin: 795–800 m; Montbovon village: 795 m; L'Auge: 795–800 m) résultent vraisemblablement d'un alluvionnement réglé sur le cône de déjection du Torrent de Lessoc qui formait barrage à la Sarine (FIERZ 1994). Plus en amont, les terrasses situées à des altitudes encore plus élevées (La Tine: 830 m; Rossinière: 870 m; Château-d'Oex: 890–900 m; Gérignoz: 960 m; Rougemont: 980 m) correspondent soit à des zones d'aggradation sédimentaire en amont des défilés causés par les barres rocheuses de la nappe des Préalpes médianes ou de la nappe de la Brèche, soit à des accumulations réglées sur des cônes de déjection provenant des vallées latérales (cônes de Château-d'Oex, Flendruz et Rougemont).

D'un point de vue lithologique, les fronts des gravières exploitées dans la région de Granvillard et les levés de forages montrent une succession grano-croissante vers le haut, avec des argiles et limons à la base, surmontés par des sables puis par des graviers. Ces derniers, de couleurs grise, propres et bien triés, à éléments de provenance sarinienne, sont localement tapissés par des dépôts hétérométriques à matrice limoneuse brune. Sur la base d'arguments sédimentologiques, PUGIN (1989) interprète cette succession comme le résultat d'une sédimentation sous-glaciaire à la base, suivie par des dépôts deltaïques dans un lac proglaciaire, le tout surmonté localement par les parties distales de cônes de déjection provenant des vallées latérales.

L'épaisseur totale des sédiments quaternaires (y compris limons et sables sous-glaciaires) dépasse localement 150 m entre Granvillard et Enney (substratum rocheux non atteint à –165 m et à –150 m aux forages situés aux coordonnées 572.62/155.55 et 573.23/154.86). On trouvera chez FIERZ (1994) une carte des isohypses de la base du Quaternaire entre Lessoc et Enney, basée sur le travail de PUGIN (1988). Elle met en évidence deux ombilics glaciaires situés au nord de Grandvillard (env. 200 m de surcreusement) et au sud de Neirivue (env. 100 m de surcreusement), soit de part et d'autre du relief rocheux de Couches Rouges des Cressets. Les failles probables qui délimitent ce relief sont vraisemblablement à l'origine des deux surcreusements (érosion glaciaire facilitée le long de zones fracturées).

Axes de paléovallées

Sur la base des affleurements disponibles sur les rives du lac de Montbovon ainsi que des épaisseurs de sédiments quaternaires reconnus en forage, deux axes de paléovallées ont été dessinées sous le cône de déjection du Torrent de Lessoc. Elles peuvent correspondre à des anciens cours de la Sarine, voire de l'Hongrin, ou à des sillons d'érosion glaciaire. Une autre paléovallée est présente sous la plaine alluviale perchée de la Dâda.

Holocène

Masses tassées

Un tassement relativement grand est bien visible sur le versant sud-est de la Laitemaire, dans la nappe des Préalpes médianes rigides. Cinq autres petits tassements ont été reportés sur la carte. Ils affectent le flysch des Rodomonts au nord-est des Ciernes Picat et au nord-est de Rodomont Derrière, le flysch à Helminthoïdes à la Quitouna (sud-est de la Dent de Savigny), les calcaires silico-spathiques de la Formation de Rossinière sur le versant nord du Tsermon, ainsi que les Couches Rouges à la Dent (nord-est de Château-d'Oex). Deux autres morphologies de dimension importante (non dessinées sur la carte) apparaissent sur l'image ombrée du MNT: en rive droite de la Sarine au sud de Granvillard, où tout le versant situé entre le Bu et la Chetta est tassé sur une surface de près de 2 km², ainsi qu'au sud du Gros Mont entre le Sori et la Jaqueraude.

Masses tassées disloquées

Le dépôt reporté en dépôt d'éboulement au sud de Rougemont, en rive gauche de la Sarine, mérite une analyse approfondie. JACCARD (1907, p. 462) y décrit des restes d'un éboulement provenant du flanc nord-est du Rubli. En effet, des blocs de calcaires compacts gris clair (Formation de la Dorfflüe) sont observables jusqu'en dessous de Pierres Blanches. Le relief ombré du modèle numérique de terrain swissAlti^{3D} révèle une masse de bien plus grande taille, liée à un autre phénomène gravitaire induit par la présence sous-jacente du Mélange des Coulaytes et de la concentration d'accidents tectoniques. Il s'agit d'une masse tassée disloquée (fig. 4) qui englobe aussi des Schistes inférieurs de la forêt des Arses (entre Corbassière et Chevrettes) et qui est bordée de masses glissées. L'orientation des couches des Schistes inférieurs tassés montre une direction SSW-NNE, voir N-S, alors que depuis la Pointe de Cananéen jusqu'au chalet de Quoquaire celle-ci est SW-NE. LONFAT (1965, p. 86) remarque ce brusque changement de la direction et en déduit une cause tectonique.

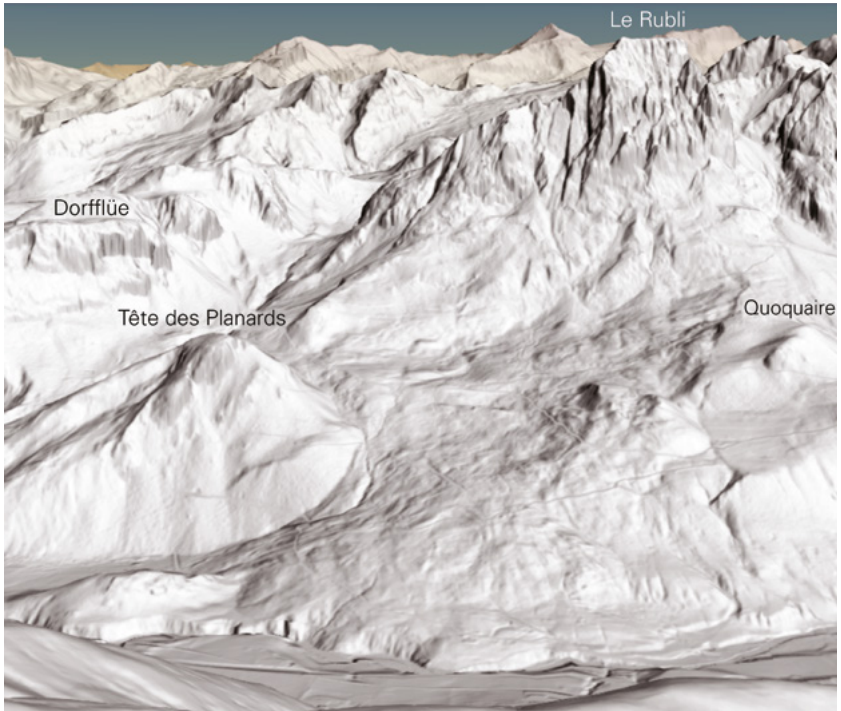


Fig. 4: Modèle numérique de terrain de la masse tassée et disloquée de Pierres Blanches vu en 3D (<https://map.geo.admin.ch>) depuis le nord (La Chia). La masse tassée disloquée se distingue par sa morphologie irrégulière et des limites latérales nettes. Elle s'étend du pied du Rubli jusqu'à la Sarine et d'ouest en est de Quoquaire jusqu'au pied de la Tête des Planards.

Masses glissées

Sous ce figuré ont été cartographiés les glissements actifs ainsi que les anciens glissements actuellement stabilisés. Leur répartition est presque toujours liée à la présence de flyschs, de mélanges, ou dans certains cas de dépôts morainiques.

On rencontre ainsi de nombreuses masses glissées dans les quarts sud-est et nord-est de la feuille, où elles sont plus particulièrement liées aux formations de Reidigen (flysch dissocié), de Chétillon (argilites), du Fouyet (schistes argileux), de la Manche (schistes et grès), ainsi qu'au Mélange de la Tissota (argilites). Les formations du Biot (flysch gréso-calcaire) et des Rodomonts (flysch gréso-schisteux) sont moins affectées par les mouvements de terrain.

Dans les Préalpes médianes, les glissements sont liés au Mélange des Coulaytes ou à la Formation de Cuvigne Derrey (flysch schisto-gréseux).

A signaler encore, dans le coin nord-ouest de la carte, les glissements induits par les argilites du Mélange infrapréalpin, ainsi que ceux d'Estavannens, liés au flysch du même nom de la nappe de la Sarine.

Les limites tracées résultent d'une interprétation qui, pour la feuille Château-d'Oex, penche plutôt du côté d'une sous-représentation des masses glissées, comme on peut s'en rendre compte en analysant le MNT ou en consultant les cartes d'inventaire des terrains instables, disponibles sur les guichets cartographiques des cantons de Fribourg (<http://www.geo.fr.ch>) et Vaud (<http://www.geo.vd.ch>).

Dépôts d'éboulement, dépôts d'écroulement

La plupart des dépôts d'éboulement et d'écroulement se sont formés sous les abruptes parois rocheuses formées par les calcaires du Jurassique supérieur de la nappe des Préalpes médianes. Le plus grand d'entre eux est l'écroulement du Lapé, situé au pied des Dents de Ruth et de Savigny. La morphologie complexe, visible sur le MNT, au sud-est du chalet de Fregima Devant (petites dépressions dans la masse écroulée et cordon morainique tronqué, non dessiné sur la carte) suggère que cet écroulement a eu lieu sur un glacier, soit vraisemblablement durant le Tardiglaciaire ancien. La datation de l'occupation de l'abri sous bloc des Arolles, situé dans l'écroulement du Lapé, indique quant à elle une mise en place du bloc – et par conséquent de l'écroulement – antérieure à 9000 années calendaires BP (MAUVILLY et al. 2010, p. 23).

Le 15 mai 2006, un éboulement d'environ 20 000 m³ a eu lieu au-dessus du chalet de Varvalanna d'Amont, sur le versant nord du Tsermon.

Eboulis

Les éboulis recouvrent une bonne partie des pentes dans la nappe des Préalpes médianes. Ils se présentent 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 forêts.

Cônes d'alluvions, cônes de déjections

Les torrents des vallées latérales qui débouchent sur la vallée de la Sarine ont édifié d'impressionnants cônes de déjection d'épaisseur pluri-décamétrique, constitués de dépôts plus ou moins graveleux, sableux et limoneux, parfois avec blocs. Ils se raccordent morphologiquement aux terrasses surélevées fluvio-lacustres de la Sarine et sont par conséquent aujourd'hui inactifs. Leur chenal

d'écoulement actuel s'est en effet enfoncé dans les matériaux de déjection, dont la mise en place remonte vraisemblablement au Tardiglaciaire.

Des cônes de déjection de plus petite dimension, mais toujours actifs, sont présents dans les vallées du Motélon et du Gros Mont.

Tuf calcaire

Neuf petites zones de tuf calcaire, le plus souvent liées à des sources, ont été rencontrées: au sud-ouest d'Enney, au nord-est du Bu (deux affleurements), au sud-est de Lessoc (trois affleurements), au nord-est du chalet de Varvalanna d'Avau, au chalet des Chevrettes et au nord-ouest de la Montagne aux Manges.

Marais

Des marais ou d'anciens marais drainés occupent des dépressions ou des replats topographiques dans les terrains imperméables de flyschs des Préalpes supérieures. Le plus important se situe sur la plaine du Gros Mont. Dans les Préalpes médianes, on en rencontre à l'arrière de petits appareils glaciaires (à l'ouest du chalet de Tissiniva p.ex.), dans des comblements de petits ombilics glaciaires (à l'est de Neirivue p.ex.) ou encore en comblement de doline (à Moléson-sur-Gruyères). Certains de ces marais figurent à l'Inventaire fédéral des marais d'importance nationale, lequel recense toutefois d'autres zones marécageuses qui, sur la carte géologique, ont été cartographiées comme des masses glissées.

Alluvions récentes

Des alluvions récentes ont été déposées par la Sarine, mais aussi par des ruisseaux tels le Rio du Motélon ou le Torrent de Plan Rion. L'étude de l'évolution du cours de la Sarine dans le Pays d'Enhaut depuis le début du 20^e siècle (STÄUBLE 2004) révèle une perte de la dynamique naturelle de la rivière, attribuée à diverses interventions anthropiques (endiguements, extraction de granulats, aménagements hydroélectriques). La rivière a ainsi perdu sa capacité de déborder et de modifier son tracé: d'un cours large parsemé de bancs de gravier et de sable, la Sarine coule désormais dans un chenal bien creusé bordé d'une forêt alluviale parsemée d'espèces à bois dur révélatrices du manque de rajeunissement de la végétation. L'examen des cartes Siegfried et des photos aériennes anciennes montre qu'il en a été de même dans l'Intyamon, où la Sarine a fait l'objet d'endiguements à partir des années 1930.

Terrain modelé artificiellement

Sous ce figuré sont représentées trois surfaces aplanies suite à l'extraction de gravier (Grandvillard et Villars-sous-Mont) ou de calcaires compacts (Enney).

Dépôts artificiels, remblais

La quasi-totalité des remblais se situent dans la vallée de la Sarine. Il s'agit de digues le long du cours d'eau, d'aménagements liés à la route cantonale ou à la voie de chemin de fer, de dépôts liés aux aménagements hydroélectriques (galerie d'amenée d'eau de l'usine électrique de Montbovon) ou encore de matériaux comblant d'anciennes gravières (Grandvillard, Enney).

TECTONIQUE

Le trait morpho-structural (fig. 5) dominant du territoire couvert par la feuille Château-d'Oex est déterminé par un alignement d'ensemble des reliefs selon une direction générale SW-NE, inhérente à la partie occidentale de l'arc préalpin romand. Il est dicté par les niveaux résistants, soit du Malm encadrant les synclinaux, soit du Lias perçant au cœur des anticlinaux, du vaste système de plis des Préalpes médianes plastiques, qui occupe les deux tiers nord-ouest de la feuille. Bien que partiellement masqué par la présence des séries morphologiquement moins différenciées des nappes préalpines supérieures, l'alignement s'exprime encore clairement, dans le tiers restant, par les calcaires massifs des écaillés des Préalpes médianes rigides externes (Gastlosen) et internes (Rubli, Dorfflüe) et par le front de la nappe de la Brèche.

Structurations héritées

Le dispositif structural actuel garde les traces, à la base, de la constitution d'un prisme d'accrétion en contexte de fermeture d'un océan (formation et empilement des nappes, structures précoces), puis du transfert et de la mise en place de l'ensemble préalpin. Mais il ne faut pas oublier qu'il est aussi largement influencé par des structurations héritées (paléotectonique), qu'il s'agisse de phases de rifting (ouverture océanique) ou encore de phases précoces de resserrement (MOSAR et al. 1996, BOREL 1995, 1997, BOREL & MOSAR 2000, STAMPFLI et al. 1998, METTRAUX & MOSAR 1989). En dépit de leur rôle primordial dans la délimitation et l'évolution des domaines impliqués dans les nappes préalpines, ces phases de structuration précoces n'y sont pas directement lisibles, mais s'expriment essentiellement par leurs effets sur la sédimentation. Evoquées au passage dans les chapitres de descriptions stratigraphiques, nous pensons utile d'en rappeler ici les manifestations principales.

En régime distensif:

- Déjà évoquées dans le schéma palinspastique des différents sous-bassins des Préalpes médianes par BAUD & SEPTFONTAINE (1980), repris et discuté par BOREL & MOSAR (2000), on peut citer les paléofailles normales Château-d'Oche-Corbeyrier (dès le Rhétien) et Rianda-Stockhorn (dès le Pliensbachien), initiant, au Jurassique précoce, la zone à subsidence rapide mais éphémère Tour d'Aï-Heiti (Préalpes médianes plastiques internes) au sud, et la zone subsidente principale du Subbriançonnais plus durable, au nord (Pré-

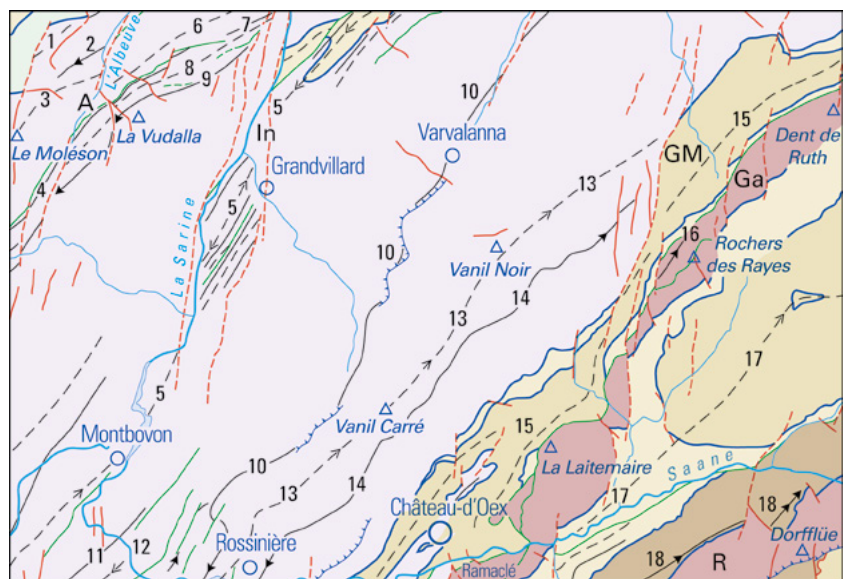


Fig. 5: Esquisse tectonique simplifiée du territoire de la feuille Château-d'Oex.

alpes médianes plastiques externes). Ces deux zones subsidentes (bassins) sont séparées par le seuil Château d'Oche–Corbeyrier (ou seuil nord-briançonnais, représenté ici par le secteur Motélon–Rossinière).

- Systèmes de paléofailles normales et décrochantes (transtension), en action intermittente durant tout le Jurassique, déterminant la marge interne du seuil briançonnais et alimentant le talus prépiémontais en matériel détritique grossier (future nappe de la Brèche). Une partie de ces deux catégories de failles d'extension à fort probablement été réactivée (inversée) lors de la structuration en régime compressif (STAMPFLI et al. 1998).
- Des paléofailles plus locales ont pu être mises en évidence dans les niveaux du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen des Préalpes médianes (SEPTFONTAINE 1983, MATZENAUER 2012) par la présence de niveaux bréchiques. Elles ont des orientations parallèles au bassin (NE–SW) ou sont transverses comme dans le cas des paléofailles de Rossinière (METTRAUX & MOSAR 1989).

En régime compressif:

- Dès le Crétacé précoce, un soulèvement flexural («forebulge») dû à la subduction vers le sud du microcontinent briançonnais et l'isolement de la péninsule briançonnaise conduit à d'importantes lacunes sédimentaires et à des séries condensées (BOREL 1997, STAMPFLI et al. 1998).
- Au Crétacé précoce à tardif, en contexte de subduction, surrection de rides ou arcs, dont les matériaux démantelés se retrouvent dans les séries des premiers flyschs, constituants principaux des nappes préalpines supérieures.
- Au Crétacé tardif, premiers raccourcissements (failles inverses), induisant la naissance de hauts-fonds qui contribuent à la complexité de la sédimentation des Couches Rouges (futures nappes des Préalpes médianes et de la Brèche): importantes lacunes (érosion, non-dépôt), niveaux de condensation, remaniements, apports détritiques, variations d'épaisseurs, biseaux stratigraphiques.

Structurations de mise en place

L'individualisation et l'empilement des nappes, leur translation vers l'avant-pays (Crétacé terminal–Oligocène) ainsi que leur structuration tardive (dès l'Oligocène) nous ont laissé les témoins suivants:

- Chevauchements précoces limitant nappes et écailles produites par translation et empilement progressif, précédés et accompagnés de la constitution de

mélanges, d'abord peut-être vers le sud (Mélange de la Tissota) puis vers le nord (Mélange des Mattes, Mélange des Coulaytes, Mélange infrapréalpin).

- Structuration principale en plis et chevauchements à vergence NW.
- Chevauchements en retour (rétrocharriages), par exemple: à Fédjîre (coord. 575.850/152.900) le long de l'anticlinal de Varvalanna, pouvant résulter de l'inversion de la paléofaïlle Rianda-Stockhorn; rétrocharriages au sud-est de Château-d'Oex, entre la Dorfflüe (Préalpes médianes rigides) et Dürri (nappe de la Brèche) ou entre le Rubli et la Gummfluh (feuille 1265 Le Mosses), en réponse à un manque de place; secteur de la Chaudanne, rétrodéversement du flanc interne de l'anticlinal de Doréna.
- Décrochements sénestres subverticaux à direction NNE-SSW, visibles morphologiquement par des zones souvent en dépression, recoupant obliquement les alignements principaux selon une direction en moyenne subméridienne (NNE). Au droit de ces accidents s'observent des modifications structurales remarquables: inflexions d'axes, torsions, relais de plis, décalages, ou encore ruptures pouvant aboutir à la juxtaposition latérale de compartiments structuralement indépendants, voire sans liens directs (PLANCHEREL 1976, 1979). Deux des principaux linéaments transversaux préalpins recoupent le territoire de la feuille Château-d'Oex de part en part. Ils se manifestent, dans la moitié ouest, par les décrochements de l'Intyamon, affectant le synclinal de la Gruyère (étirement et déviation du flanc interne), et qui se prolongent au sud par une importante zone de torsion et de relais de plis autour de Rossinière; dans la moitié est, par les accidents du Gros Mont, marqués par la brusque juxtaposition latérale des plis les plus internes des Préalpes médianes plastiques et des masses de flysch de la nappe de la Simme, et qui se prolongent au sud par d'importants décalages et redoublements du chaînon Gastlosen-Laitemaire.
- Décrochements dextres à direction WNW-ESE ou NW-SE.
- Chevauchements tardifs ou post-nappes («out-of-sequence thrusts»), tels que l'on peut les observer au front des Préalpes médianes plastiques (écaïlles frontales) et des Préalpes médianes rigides (chevauchant différentes nappes des Préalpes supérieures).

Modèles

A la suite des travaux de Hans Schardt, à la fin du 19^e siècle et au début du 20^e siècle, la nature allochtone de l'ensemble des Préalpes n'est plus remise en question. La formation et mise en place de l'ensemble des nappes préalpines a été le sujet de

nombreuses recherches et les progrès considérables ont été réalisés à la lumière des nouveaux concepts de la tectonique de chevauchement et de la formation des nappes de charriage (voir MASSON 1976, MOSAR et al. 1996).

Le bâti préalpin actuel a pu susciter des lectures diverses en termes de modèles de déformation. On citera pour mémoire seulement les interprétations «classiques» (à la suite de LUGEON & GAGNEBIN 1941) selon lesquelles la mise en place (oligocène), par des mécanismes de glissement purement gravitaire, aurait entraîné d'une part la déformation plicative des Préalpes médianes plastiques, par effet de «freinage», et d'autre part la dislocation en dalles des Préalpes médianes rigides, par effet de «traction», puis leur chevauchement et redressement par «emboutissement» final.

Le développement du concept de prisme orogénique dans les années 1980 a permis de contextualiser la mise en place des nappes préalpines et de mieux mettre en évidence les mécanismes d'emplacement à l'œuvre dans un prisme critique (voir MOSAR et al. 1996, STAMPFLI et al. 1998). En l'état actuel des connaissances, les auteurs proposent deux interprétations qui diffèrent principalement par le rôle donné aux grands décrochements N-S sénestres et par le mécanisme de formation et mise en place des nappes, ainsi que par l'âge de la déformation principale. Les deux interprétations se basent sur le même bâti structural.

Selon PLANCHEREL (1979), les grandes failles décrochantes sont indissociables des anomalies de plissement, qui s'échelonnent selon des «couloirs» qui prolongent ces grandes failles: les cisaillements transversaux et la formation des plis et chevauchements sont visiblement concomitants. On constate que ces accidents de nature coulissante, la plupart de direction subméridienne et sénestres, recoupent non seulement l'ensemble des unités de l'édifice préalpin, mais qu'ils affectent également son soubassement relatif, la Molasse subalpine, et se répercutent même dans l'avant-pays, le bassin molassique, en impliquant des dépôts mio-pliocènes. La permanence temporelle et spatiale de ces accidents semble indiquer une implication du soubassement profond (rejeu d'accidents de socle). Dans cette optique, la structuration définitive de l'ensemble préalpin résulterait donc principalement d'une déformation «postnappe» sous l'effet d'un sous-charriage tardif (mio-pliocène) de l'avant-pays, dans un contexte coulissant globalement sénestre.

Selon J. Mosar (in MOSAR et al. 1996), il faut relativiser l'existence et la dimension des grands décrochements méridiens (qui sont par ailleurs prudemment signalés comme «probables» sur la carte). Les décrochements «certains» (ou «observés») ont un rôle structural plus modeste. En accord avec les connaissances sur l'évolution des prismes orogéniques, on considère dans cette optique, que la déformation principale, telle qu'observée, précède nettement la mise en place finale sur l'avant-pays (voir MOSAR et al. 1996, STAMPFLI et al. 1998): comme tendent à montrer des études détaillées sur la déformation interne et le développement des plis, les plis-failles des Préalpes médianes plastiques, et les écaillages des Préalpes médianes rigides sous forme de plis sur rampes, se seraient

formés dans une phase de déformation précoce, liée au contexte du prisme d'accrétion accompagnant la fermeture de l'océan piémontais dès le Lutétien-Bartonien. Les terrains ultrahelvétiques et le domaine helvétique auraient ensuite été sous-charriés sous cette nappe préalpine ainsi structurée (avec sa surcharge de nappes supérieures), conduisant à son emplacement en klippe sur la Molasse subalpine oligocène. La phase finale de cette mise en place s'accompagne de modifications structurales considérées comme tardives (déformation post-nappe): écaillages frontaux, redressement de plans axiaux de plis, chevauchements dans les Préalpes médianes rigides, chevauchements «out of sequence». Le développement d'un système de failles décrochantes s'inscrirait dans deux contextes structuraux distincts: 1) failles décrochantes qui constituent des prolongations latérales de chevauchements sous forme de rampes latérales (MOSAR & BOREL 1992), 2) failles décrochantes conjuguées sénestres (subméridiennes) et dextres (NW-SE) qui forment un système tardif post-plissement qu'on retrouve aussi dans l'avant-pays alpin (MOSAR & BOREL 1992).

Cette interprétation peut être corroborée par le fait que la déformation interne est synmétamorphique (MOSAR 1989) et que le métamorphisme (anchizone), observé dans les Préalpes médianes rigides, est transporté (MOSAR 1988).

Précisons, pour clore ce chapitre, qu'il ne s'agit pas, dans le cadre de cette notice, de favoriser l'une ou l'autre de ces interprétations, ni de les concilier. Chacune comporte certainement sa part de vérité. Mais il nous paraît important de présenter au lecteur les différentes manières d'interpréter la réalité que traduit la carte.

Description structurale des unités

Mélange infrapréalpin

Une bande relativement étroite (500–800 m) de wildflysch à lentilles comprise entre l'arrière de la nappe du Gurnigel au nord-ouest et les écaillages frontales des Préalpes médianes plastiques au sud-est, prend en écharpe le coin nord-ouest du territoire de la feuille Château-d'Oex, dans le prolongement des zones équivalentes du Gros Plané (feuille 1244 Châtel-St-Denis) et de la plaine de Bulle (feuille 1225 Gruyères).

Les conditions d'affleurement médiocres, habituelles dans de telles zones (couvert forestier dense, pâturages, glissements de terrain), ne permettent pas de dresser une image très claire de l'organisation de ce wildflysch et de ses relations avec les unités encadrantes. Tout au plus peut-on remarquer que, dans cette situation, la nappe du Gurnigel ayant dépassé celle des Préalpes médianes, des éléments d'un mélange «infra-Gurnigel» (apparenté par exemple au Mélange des Coulaytes, ou même au Mélange des Mattes) pourraient être associés au Mélange

infrapréalpin proprement dit. On aurait donc, prise en synforme *sous* (chevauchement) ou *contre* (décrochement) le Trias basal de la nappe des Préalpes médianes, une bande de ce mélange «infra-Gurnigel», marquée par des lambeaux de Flysch du Gurnigel et par une lentille de faciès Couches Rouges probable (Petites-Clés). Cette bande côtoie une antiforme comportant des éléments plus conformes aux «standards» courants du Mélange infrapréalpin (Lias/Dogger de la forêt de la Mossette); le tout chevaucherait l'arrière de la nappe du Gurnigel probablement en position renversée, qui occupe l'angle tout à fait nord-ouest de la feuille (colline des Maulatreys).

Préalpes médianes plastiques

Partant du chevauchement frontal sur le Mélange infrapréalpin (zone du Gros Plané), on trouve, pris entre deux décrochements, un premier compartiment comportant, du nord au sud: une écaille frontale à valeur synclinale (Toarcien – Aalénien des Grosses-Clés); un anticlinal de Lias à cœur triasique (Chaux-Dessous), à axe plongeant vers le WSW, flanc nord chevauchant (Chaux-Dessus), et flanc sud (Gros Revers) assurant la transition, par son Dogger (Plan Francey), au synclinal perché du Moléson et ses parois de Malm. Les décrochements qui limitent le compartiment sont de même direction (subméridienne) que le couloir décrochant principal de l'Intyamon: celui à l'ouest prolongeant la grande faille nord-sud qui limite le segment oriental du massif du Moléson; celui à l'est, probablement en relation au sud avec le décrochement du Vanil Blanc (au contact des feuilles Châtel-St-Denis et Château-d'Oex), déterminant au nord le cours supérieur de l'Albeuve.

Au sud de ce compartiment à structure relativement simple, on passe sans complication majeure du flanc sud du synclinal du Moléson au flanc nord du synclinal de la Gruyère (feuille 1244 Châtel-St-Denis), par l'intermédiaire d'un étroit anticlinal à cœur liasico-triasique, dit anticlinal de Pétère (localement lui-même dévié le long de la zone décrochante entre Pétère et Gros Moléson: décro-chevauchement).

La situation est autrement plus complexe dans le compartiment voisin, compris entre la zone décrochante précitée et le couloir décrochant principal de l'Intyamon. On y trouve en effet, à la place de la suite logique, vers l'est, de l'ensemble synclinal du Moléson/anticlinal de Pétère, une zone considérablement élargie comportant une succession de plusieurs plis ou écailles à noyaux anticlinaux triasico-liasiques (deux sur la feuille Château-d'Oex), séparés par des synclinaux à cœur de Dogger. Du nord au sud, on observe:

- Un chevauchement probable, masqué par les dépôts morainiques, mais marqué par l'alignement de dolines de Mongeron, correspondant à la suite probable (décalée) de l'anticlinal de Chaux-Dessous.

- Un synclinal à cœur d'Aalénien-Bajocien (Les Reybes – Les Pontets – Le Fragnolet, synclinal de la Toletta), continuation quasi directe du fond du synclinal du Moléson.
- Premier cœur anticlinal (Vy di Poune), suite directe, après déviation, de l'anticlinal de Pétère proprement dit, à caractère chevauchant (absence de flanc nord) à l'ouest, de l'Albeuve à Esserts d'Amont, et affecté de quelques décalages NW dextres (Petit Revers, Vy di Poune) ou NNE sénestres (au nord de la Péleuve), puis développé sous forme de pli symétrique à l'est, de la Borne (r. du Bry) à la cluse de la Sarine (halte d'Estavannens, feuille 1225 Gruyères).
- Synclinal profond (cœur d'Aalénien-Bajocien) à l'ouest (Tsermont-les Traverses), moins profond (cœur de Pliensbachien-Toarcién) à l'est (les Traverses-Esserts d'Avaux-le Bugnon); mêmes décalages que l'anticlinal précédent.
- Deuxième zone anticlinale (de la Vudalla), en dédoublement de la première. A l'inverse de la première, le caractère chevauchant du cœur anticlinal est ici plus marqué à l'est (absence de flanc nord du Bugnon au Croset) et disparaît vers l'ouest. Bien développé dans le flanc nord de la Vudalla, le pli se pince et plonge ensuite rapidement le long d'une très nette déviation de direction subméridienne, soulignée par une bande de Rhétien (Tsermon), puis reprend la direction régionale normale, tout en maintenant son plongement axial au sud-ouest, qui se traduit par sa fermeture périclinale au niveau du Lias (La Challa-Cerniaules), à l'approche du couloir décrochant Vanil Blanc-cours de l'Albeuve.

Le synclinal de la Gruyère correspond à la structure synclinale majeure des Préalpes médianes plastiques romandes, qui atteint ici, à la traversée de la feuille Château-d'Oex, son extension maximale. Il s'agit d'une large cuvette asymétrique, à flanc nord-ouest faiblement incliné, et flanc sud-est redressé à la verticale ou légèrement déversé vers le NW. Le synclinal se distingue par sa grande profondeur structurale. En effet la «base» du synclinal (au niveau du Trias) se situe aux environs de -1000 m (MOSAR 1997). Il est formé d'une enveloppe régulière de Malm et d'un remplissage disharmonique de Crétacé-Cénozoïque. Ces plis disharmoniques sont bien visibles le long de la route cantonale ainsi que dans les collines au sud-ouest de Grandvillard et dans la vallée de l'Hongrin à l'ouest de Montbovon. Par endroits, ils sont associés à des chevauchements à mouvement vers le nord-ouest (collines de Grandvillard, sud-ouest de Montbovon).

Au sud (environs de Montbovon) et au nord (environs d'Estavannens), les directions structurales sont conformes à la direction dominante des Préalpes médianes plastiques romandes, c'est-à-dire NE-SW. Mais elles sont nettement déviées en direction NNE-SSW dans l'intervalle (env. 5 km) qui sépare ces deux secteurs, déviation particulièrement importante au niveau de la Formation du Moléson du flanc interne, fortement étiré le long d'un faisceau de décrochements

subméridiens (nord-est de Lessoc). Ces changements de direction s'accompagnent d'un changement du plongement axial: subhorizontal dans la partie centrale, on peut observer une remontée axiale d'environ 30° vers le NE en direction de la Forcla, de même que vers le SW en direction de Hautaudon. Associé à ce changement de direction dans le flanc externe, on observe aussi un décalage subméridien sénestre d'ordre kilométrique, distribué en trois accidents secondaires encadrant les collines de l'Asse et celle (aujourd'hui disparue par suite d'exploitation) du Bugnon.

Au synclinal de la Gruyère fait suite vers le sud-est l'anticlinal de Varvalanna (segment de l'anticlinal Tinière-Jaun-Stockhorn des anciens auteurs; autres noms locaux: anticlinal de la Jogne, anticlinal Tsavas-Millets etc.), qui forme une vaste voûte marquée dans sa partie centrale (vallée du Motélon - Varvalanna - Fédjîre - Ratvel) par les dolomies du Trias.

Le flanc nord-ouest, subvertical dans les séries de la Formation du Moléson, dans le bas de la vallée, montre plus haut des pendages NW de 40 à 60° dans les pentes herbeuses montant en direction du sud-est, par exemple vers le sommet des Millets. Ce flanc chevauche par endroits (p.ex. entre Fédjîre et le chalet de Tsermon) le flanc interne vers le sud-est (chevauchement en retour, inversion de la paléofaïlle Rianda-Stockhorn).

Le flanc sud-est, qui culmine dans les sommets de la Chaîne des Vanils, est marqué par des pendages autour de 60 à 80° vers le sud-est. Les coupes géologiques (voir aussi MOSAR 1997, WENGEN 1924) montrent un important changement d'épaisseur des séries sédimentaires entre les deux flancs. Ainsi, on peut estimer que dans le flanc nord-ouest on a environ 2000 m de séries du Jurassique moyen, contre moins de 1200 m dans le flanc sud-est.

A noter le curieux dédoublement (REVERTERA 1926, SCHUHMACHER 1926, SPOORENBERG 1952) du cœur de l'anticlinal de Varvalanna entre Ratevel (repli nord) et la dépression Cierne-Lavanchy descendant sur le lac de Rossinière (axe principal). Il a été interprété dans un premier temps (PLANCHEREL 1979) comme résultant d'un enroulement sénestre des deux flancs (verticaux) de l'anticlinal autour d'axes quasi verticaux, justifiant ainsi l'absence (ou la présence incertaine), au niveau de la galerie Rossinière-Montbovon, du cœur liasique du repli nord, observé 400 m plus haut dans la pente du Bois de la Venerie (coord. 571.230/147.000). Actuellement, nous considérons que le repli nord est plutôt un repli anticlinal synforme, c'est-à-dire renversé, pouvant résulter d'un déversement exagéré, sur une certaine distance, de la charnière de l'anticlinal principal. L'axe d'enroulement serait donc plutôt proche de l'horizontale. Cette structure adventive du cœur de l'anticlinal ne se retrouve pas en rive gauche de la Sarine.

Mais elle est en quelque sorte compensée par l'apparition d'une nouvelle structure supplémentaire dans le flanc externe de l'anticlinal de Varvalanna (ou flanc interne du synclinal de la Gruyère). Il s'agit de la structure associant l'anticlinal de la Sauta au synclinal de Corjon, née progressivement par gauchissement du

flanc vertical à l'approche de la Sarine (vallon de l'Ondine), et qui se développe rapidement en rive gauche en direction du sud-ouest (passant plus loin à l'association anticlinal de Hautadon/synclinal des Rochers de Naye, feuille 1264 Montreux). La charnière de cet anticlinal étroit et redressé, faillée et chevauchante au niveau de la Formation du Moléson, se situe juste en dehors de la feuille Château-d'Oex, au sommet du vallon de la Sauta (Les Villards). Le fond du synclinal de Corjon dessine une belle cuvette soulignée par les parois de la Formation du Moléson à la limite sud de la carte, en face de la Tine.

On remarque que le relai structural spectaculaire (compensation de masse entre le cœur de l'anticlinal de Varvalanna et son enveloppe), déjà décrit par REVERTERA (1926) et SCHUHMACHER (1926), se place dans le prolongement plus ou moins direct des accidents et déviations qui affectent le synclinal de la Gruyère dans l'Intyamon. C'est un argument non négligeable en faveur de l'existence d'un couloir de cisaillement NNE-SSW d'échelle régionale, au moins à travers toutes les Préalpes médianes plastiques. D'autres arguments de même signification peuvent être trouvés plus au SSW (hors feuille Château-d'Oex) dans d'autres unités préalpines (PLANCHEREL 1979).

Le synclinal des Vanils, avec son pendage axial vers le NE, passe d'un relief conforme dans sa partie nord-est (vallon des Morteys) à un relief inverse (synclinal perché) dans sa partie sud-ouest. On trouve ainsi la Formation des Sciernes d'Albeuve, intensément plissotée dans le cœur du synclinal, formant les sommets du Vanil Noir, du Vanil de l'Écri et de la Pointe de Paray.

L'anticlinal de Doréna, qui suit au sud-est, dessine deux voûtes spectaculaires de part et d'autre du cirque de Paray Doréna. Les couches du flanc nord sont quasi verticales à la Tour de Doréna. Dans les séries du Toarcien-Callovien de la charnière, on peut observer, côté nord, la formation d'un pli de second ordre à vergence vers le sud (association possible avec un chevauchement «en retour», ou pli d'entraînement de flanc d'anticlinal). Le flanc méridional de l'anticlinal est très régulier et plonge de 50 à 60° vers la vallée de la Sarine à Château-d'Oex. A l'approche de la cluse de la Chaudanne, on observe un amincissement extrême du Malm, voire sa disparition momentanée, à la faveur d'un rétrochevauchement redressé à vergence SE. Ce flanc méridional, qui constitue en même temps la retombée interne de la mégastructure («anticlinorium») correspondant à l'ensemble du massif des Vanils, se prolonge de ce fait vers le sud-ouest (voir feuilles 1265 Les Mosses et 1264 Montreux) et se poursuit de façon quasi continue jusqu'à la vallée du Rhône (MOSAR & BOREL 1992). Mais le cœur de l'anticlinorium fait apparaître, au niveau du Lias-Dogger, une image plus diversifiée, sous forme d'une succession oblique de trois à quatre noyaux se relayant longitudinalement et formant autant d'anticlinaux secondaires (et synclinaux associés): anticlinal Doréna-Cergnette, anticlinal Varvalanna-Planachaux, anticlinal Col des Gaules-Aveneyre, anticlinal Col de Chaude-Tinière (PLANCHEREL & WEIDMANN 1972, PLANCHEREL 1979). Ce dispositif en relai peut traduire un plissement oblique (serrage NW-SE) en

réponse à des mouvements cisailants (N-S) sénestres. Il serait en accord avec la déformation plicative en contexte globalement coulissant, envisagée comme l'un des modèles de déformation générale des Préalpes.

Vers le nord-est, l'anticlinal de Doréna voit sa terminaison périclinale (plongement axial d'environ 20° vers le nord-est) abaissée successivement par un jeu de failles verticales N-S (La Randonnaire), puis interrompue brutalement par l'accident subméridien du Gros Mont, au-delà duquel, par abaissement et probable décrochement sénestre, l'espace correspondant est soudain occupé par un large développement des séries des nappes préalpines supérieures.

Il reste à rappeler les probables remontées de Préalpes médianes plastiques internes, tout au moins représentées par leur couverture de wildflysch (Mélange des Coulaytes), perçant localement le remplissage de nappes supérieures de la dépression de Château-d'Oex. Le contexte empêche cependant toute déduction précise quant au nombre, aux localisations, à la composition ou à la nature de ces structures (replis, écailles, lentilles, etc.). Pourrait faire exception l'anticlinal couché à cœur de Malm dans lequel est taillée la falaise de Ramaclé (rive gauche de la Sarine, à l'ouest de Gérignoz), rattaché effectivement aux Préalpes médianes plastiques sur l'esquisse tectonique accompagnant la carte (par analogie avec celle de la feuille adjacente 1265 Les Mosses). En réalité, les faciès de ce Malm (selon HEINZ & ISENSCHMID 1988, fig. 1) sont plutôt ceux caractérisant les Préalpes médianes rigides (Formation de la Dorfflüe, ce qui correspond à la couleur et à la trame adoptées sur la carte), si bien que la structure de Ramaclé (et corrélativement sa continuation sud-ouest sur feuille Les Mosses) peut être somme toute considérée comme redoublement des Préalpes rigides externes (chaîne Gastlosen – Laitemaire), au même titre que, plus au nord-est, l'anticlinal Erpilles – Rodosex, redoublant cette chaîne au pied nord des Rochers des Rayes (voir plus loin).

Préalpes médianes rigides

Les terrains des Préalpes médianes rigides sont présents en deux occurrences sur le territoire de la feuille Château-d'Oex. D'une part, sous faciès Rigides externes, par un long segment de la chaîne des Gastlosen au sens large, du massif Dent de Ruth – Dent de Savigny, limite orientale de la carte, par les Rochers des Rayes, la Laitemaire, Gérignoz, jusqu'à Ramaclé, limite méridionale de la carte, et au-delà, émergeant en contraste morphologique frappant des paysages plus «mous» des zones de flysch (nappes préalpines supérieures) qui l'encadrent au nord-ouest et au sud-est. D'autre part, sous faciès Rigides internes (ou Rigides s. str.), recoupant l'angle sud-est de la carte, par l'extrémité nord-est du chaînon du Rubli et sa suite logique dans la Dorfflüe, prises entre deux zones d'affleurement de nappe de la Brèche, l'une qui les surmonte au nord-ouest, et l'autre (partiellement couverte de flyschs de la nappe de la Simme) qu'elles dominent au sud-est.

Bord externe d'une «vasque» de géométrie inconnue (mais qui abrite le vaste «synclinorium» de nappes supérieures du Simmental), la chaîne des Gastlosen s.l. (Préalpes rigides externes) se présente sous forme d'une dalle calcaire monoclinale redressée (pendages SE fréquemment entre 60 et 80°, morphologie en «muraille» abrupte) sur la plus grande partie de son trajet. C'est le cas sur la feuille Château-d'Oex, jusqu'à la traversée de la cluse du Ruisseau des Ciernes Picat, au niveau de laquelle il y a passage à des pendages moins forts et à un relief moins prononcé (carapace de Malm en dip-slope de 30° à la Laitemaire), changement intervenant à la faveur d'un jeu de failles décrochantes sénestres de direction subméridienne, qu'il est tentant d'envisager comme prolongement méridional de l'accident, également sénestre, du Gros Mont. Les contacts, aussi bien supérieur qu'inférieur, de la dalle ou écaïlle des Gastlosen sont de nature tectonique, mais de signification et d'attribution chronologique différentes. Le premier, au sud-est, est un contact de nappe, chevauchement relativement précoce, par lequel des éléments des nappes supérieures sont superposés à l'écaïlle des Gastlosen. Le second, au nord-ouest, est un contact post-nappe, chevauchement relativement tardif, qui, prenant naissance dans la nappe des Préalpes médianes, recoupe ces mêmes nappes supérieures en position plus avancée (et donc aussi la suite du premier contact) selon un mode «hors-séquence». En quelques segments de l'écaïlle des Gastlosen s'observe un redoublement du chevauchement basal: sur la feuille Château-d'Oex, c'est le cas probablement à Ramaclé (voir plus haut), peut-être à la Laitemaire (Le Rosier), et certainement au-devant du massif des Rochers des Rayes, où surgit un anticlinal en ogive faillée (Erpilles–Rodosex) plongeant axialement au nord-est (CAMPANA 1943, SCHOEPFER 1984, MATZENAUER 2012). Il semble que l'apparition de cet anticlinal soit liée à la présence du système de décrochements Ruisseau des Ciernes Picat–Gros Mont, dénotant un comportement tectonique très indépendant entre les compartiments de la Laitemaire, à l'ouest, et des Rochers des Rayes, à l'est (PLANCHEREL 1979). D'autres décrochements décalant notablement la chaîne des Gastlosen, souvent subméridiens et sénestres, peuvent être mis en relation avec des perturbations affectant le remplissage de nappes supérieures de la dépression Château-d'Oex–Gros Mont, et aussi plus loin les Préalpes médianes plastiques (accidents «trans-nappes»): décrochements du Pertet à Bovets, de la Porte de Savigny, de la Dent de Ruth est (et autres exemples sur feuilles 1246 Zweisimmen et 1226 Boltigen).

Les Préalpes médianes rigides refont surface à l'arrière du «synclinorium» de nappes supérieures du Simmental, dans le massif des Rochers de Château-d'Oex, sans qu'il soit possible de connaître, en profondeur, les modalités de passage entre les deux segments de la nappe. Désignées ici, pour des raisons de position, mais aussi de différences dans les séries stratigraphiques et les faciès (BAUD 1972, HEINZ & ISENSCHMID 1988), sous le nom de *Rigides internes*, elles se présentent sous formes d'écaïlles basculées (pendages 60° vers le nord-ouest) et répétées à la faveur de plans de rétrocharriage redressés (pendages >70° vers le nord-ouest), les

deux plus importantes des ces écaïlles formant les chaînons du Rubli (feuilles 1265 Les Mosses et 1245 Château-d'Oex) et de la Gummfluh (feuille 1265 Les Mosses). Contrairement à ce qu'on observe dans les Rigides externes, le contact supérieur des Rigides internes n'est pas déterminé par le chevauchement des nappes préalpines supérieures, mais par celui de la nappe de la Brèche, qui supporte elle-même les nappes supérieures. Préalpes rigides internes, nappe de la Brèche, et nappes préalpines supérieures participent dès lors ensemble à la tectonique en écaillage. On voit ainsi le front de la nappe de la Brèche plonger au nord-ouest comme l'extrémité de l'écaïlle du Rubli et son prolongement (décalé par faille) de la Dorfflüe, qu'il surmonte (contact jalonné par quelques affleurements de Mélange des Coulaytes: à Quoquaire, à Ciernes Gonceth, à Goudarli). Vers le sud-est, l'écaïlle de la Dorfflüe domine, à la faveur du plan de rétrocharriage qui constitue sa limite interne, des écaïlles des nappes de la Brèche et de la Simme surmontant elles-même l'écaïlle de la Gummfluh.

Nappe de la Brèche

La nappe de la Brèche affleure dans la partie sud-est du territoire de la feuille. Elle est, d'une part, située structuralement sur l'écaïlle des Préalpes médianes rigides à pendage nord-ouest formant la chaîne du Rubli ainsi que sa continuation décalée de la Dorfflüe. D'autre part, elle se retrouve dans l'extrême angle sud-est de la carte, à l'arrière de ce même chaînon de la Dorfflüe, par effet du rétrocharriage de cette écaïlle décrit au paragraphe précédent.

Au nord-ouest du chaînon du Rubli, la nappe de la Brèche forme un pli-faille chevauchant renversé, plongeant vers le nord-ouest. La charnière du pli se dessine clairement à la Pointe de Cananéen (feuille 1265 Les Mosses) par l'apparition, grâce au plongement axial NE, des Schistes inférieurs au-dessus de la Brèche inférieure, sur l'arête est peu au nord-est du sommet (à la cote 1820 m). De là, le flanc renversé (interne) disparaît cependant rapidement en direction du nord-est, atteignant à peine la limite de la feuille Château-d'Oex. Le flanc normal (externe), lui, forme l'épaulement Cananéen – Martigny – Quoquaire – Corbassière (Schistes inférieurs) et la pente structurale en dip-slope qu'il domine (Brèche inférieure). La brève apparition de cornieule à la base des Schistes inférieurs près de Quoquaire peut s'interpréter soit comme le cœur du pli, avec lamination extrême du flanc inverse, soit comme base chevauchante du flanc normal, la tête du pli se fermant alors en profondeur, plus en avant sur le chevauchement.

Plus à l'est, la couverture morainique et l'éboulement de la forêt des Arses (interprété aujourd'hui comme faisant partie d'une masse tassée disloquée de plus grande envergure) rendent la lecture de la structure impossible. On retrouve la tête anticlinale de manière spectaculaire à la Tête des Planards.

Le fort plongement axial vers le nord-est fait apparaître successivement, dans la pente de Haldis Vorschess, les Calcaires inférieurs, les calcaires à lumachelles et

marnes (Rhétien) et les cornieules, dolomies et brèches dolomitiques du Trias formant le cœur du pli. L'axe de l'anticlinal a subi un décalage apparent dextre comparé à la région Cananéen-Quoquaire.

Le flanc interne de l'anticlinal est tellement étiré qu'il ne subsiste que de façon fragmentaire. Le cas de Quoquaire a déjà été cité. A la Tête des Planards, on retrouve des lambeaux étirés de Couches Rouges et de Brèche supérieure (WICHT 1979, ETIENNE 2001). Le flanc externe y est mieux développé. Il plonge généralement vers le nord-ouest avec des pendages variant entre 60° et 80°, mais on peut aussi trouver des pendages vers le sud-est (Tête des Planards, Le Vanel). Il est affecté par de nombreux replis qui augmentent l'épaisseur apparente de la série.

Nappes préalpines supérieures

Des unités tectoniques d'origine alpine interne, regroupées initialement sous l'appellation «Nappe supérieure des Préalpes», ou encore «nappe de la Simme s.l.», forment en fait cinq nappes individuelles (CARON 1972, 1976, CARON et al. 1980b), à savoir, de bas en haut structuralement: *nappe du Gurnigel*, *nappe de la Sarine*, *nappe des Dranses*, *nappe de la Simme*, *nappe des Gets*. La superposition théorique complète de ces unités, telle qu'elle apparaît par exemple à la lecture de la légende de la carte, n'est en fait jamais réalisée sur une même verticale, les différentes nappes ne se chevauchant que partiellement, formant ainsi une structure imbriquée, étalée, plus ou moins dans l'ordre indiqué, de l'extérieur vers l'intérieur du bâti préalpin, «à la manière de l'empilement oblique d'un jeu de cartes». De ce fait, après mise en place précoce sur son soubassement relatif, puis transport et déformation avec ce dernier, cet ensemble de nappes se retrouve conservé en diverses positions et selon diverses combinaisons.

Le peu de flysch de la nappe du Gurnigel qui apparaît dans l'extrême angle nord-ouest de la feuille Château-d'Oex fait partie du flanc interne du synclinal de la Chia (feuille 1225 Gruyères) à son extrémité occidentale. Rebroussé sous ou contre le front des Préalpes médianes (en même temps que le Mélange infrapréalpin qu'il chevauche), ce flysch devrait être ici en position renversée.

Un maigre reste de nappe de la Sarine (affleurements dispersés sur moins d'un km²) a été conservé au cœur du synclinal de la Gruyère entre Estavannens-Dessus et la région des Perreires (feuille 1225 Gruyères). La nappe est représentée ici par le Flysch d'Estavannens, équivalent externe, et plus jeune (essentiellement paléocène), de la Formation de Reidigen (essentiellement maastrichtien). La parenté du Flysch d'Estavannens avec les séries basales du Flysch du Gurnigel a été évoquée antérieurement et est un des arguments favorisant le rattachement de la nappe du Gurnigel à l'ensemble des nappes préalpines supérieures. La structure est dictée par celle de la nappe des Préalpes médianes sous-jacentes: remontée

axiale de 30° vers le nord-est, soulignée par la charnière synclinale au niveau du contact des nappes au nord-est des Perreires. Probable dédoublement du synclinal marqué par la percée d'une lame chevauchante de Couches rouges aux Petits Plains (aussi Malm à 14 m de profondeur dans un forage plus au sud), soit bien en arrière de la bordure proprement dite du synclinal de la Gruyère, ce qui laisse place à un (hypothétique) repli synclinal supplémentaire au niveau des Rez (cf. notice explicative de la feuille 1225 Gruyères, coupe 2)

Les nappes préalpines supérieures sont mieux représentées dans le tiers sud-est du territoire de la feuille, et tout d'abord dans la zone communément appelée «synclinal» de Château-d'Oex, dont elles constituent le remplissage. Le qualificatif de synclinal est ici quelque peu abusif ou réducteur, car cette dépression structurale, accidentée de plusieurs replis ou écaïles, est en outre systématiquement dépourvue de flanc interne qui, tronqué par les chevauchements d'éléments structuraux plus internes, n'atteint pas la surface. Recoupant obliquement toute la feuille, du milieu de sa bordure sud à son angle nord-est, cette zone de flyschs de Château-d'Oex est comprise entre, au nord-ouest, la retombée interne des Préalpes médianes plastiques du Vanil Noir puis (après décalage au Gros Mont) de la Hochmatt, et, au sud-est, le chevauchement de l'écaïlle de Préalpes médianes rigides des Gastlosen ou localement de ses équivalents avant-coureurs (Ramaclé, Erpilles-Rodosex). Des éléments constitutifs de trois des nappes supérieures se rencontrent dans cette zone:

- Au bord externe, la nappe de la Sarine est représentée par son unité la plus caractéristique, la Formation de Reidigen, en un train d'affleurements dispersés mais d'aspect assez cohérent. La Formation de Reidigen se retrouve également plus au sud, mais cette fois sous forme de lentilles, à la faveur de zones d'affleurement du mélange supra-Médianes des Coulaytes.
- Au bord interne s'observe la première apparition de la nappe des Dranses, marquée par une bande relativement suivie de Formation du Biot (flysch à Helminthoïdes), prise sous les chevauchements («hors séquence» dans ce contexte) de l'écaïlle de Préalpes médianes rigides des Gastlosen (à Pâquier Ministre devant la Laitemaire, et entre Belles-Combes et le Pralet). Il n'est pas clair si ce lambeau de nappe des Dranses se trouve ici en position normale ou renversée.
- Entre ces deux secteurs marginaux, la plus grande superficie de la zone Château-d'Oex – Gros Mont – Petit Mont est occupée par la nappe de la Simme (sur une largeur variant entre 500 et 2500 m). Elle y est représentée par deux de ses unités, aux caractères les plus proximaux: à l'avant (donc à la base), le Mélange de la Tissota, dans son développement le moins chaotique (complexe de la Gueyras: à la Gueyras, au Jeu de Quilles, aux Ciernes Picat); par-dessus, la Formation des Rodomonts, ici dans sa variante grossière, à grès

chenalisés et gros bancs de Poudingues de la Mocausa. Il faut rappeler à ce propos que la notion de «proximalité» fait ici référence à une situation initiale, qui voit un bassin de flysch avant-coureur de la marge sud-alpine alimenté du nord vers le sud, et une phase précoce (Crétacé tardif) de chevauchement et empilement partiel du contenu de ce bassin également du nord vers le sud. Dans sa situation actuelle au cœur du «synclinal» de Château-d'Oex (après mise en place, cette fois vers le nord, transport et déformation avec la nappe des Préalpes médianes), la nappe de la Simme laisse reconnaître une intense déformation en plis et écaillés, mais ces structures ne sont vraiment lisibles de manière suivie que dans des niveaux particuliers du flysch (par exemple les poudingues), ou lorsqu'elles affectent des niveaux autres que les flyschs: redoublements par écaillage de séries du complexe de la Gueyras, plis ou écaillés de Couches rouges des Préalpes médianes plastiques internes avec leur couverture de Mélange des Coulaytes.

Le secteur où les nappes préalpines supérieures occupent le plus grand espace est aussi celui qui présente l'éventail le plus large de leurs unités constituantes. L'ensemble est disposé en un «synclinal de nappes» assez ouvert, légèrement déversé au nord-ouest, le synclinal des Rodomonts, témoin le plus occidental du vaste synclinorium du Simmental (largement développé sur les feuilles 1246 Zweisimmen et 1226 Boltigen). Les niveaux de base de l'ensemble reposent, au nord-ouest, sur l'écaillé de Préalpes médianes rigides externes des Gastlosen, et, au sud-est, sur le front plongeant de la nappe de la Brèche. Fait remarquable, aucun élément des nappes supérieures n'est connu sur les Préalpes médianes rigides internes (c'est-à-dire sous la nappe de la Brèche), ce qui permet de conclure que le chevauchement de la nappe de la Brèche sur les Préalpes rigides internes est très précoce, antérieur (ou au mieux concomitant) à l'arrivée des nappes supérieures (et aussi accessoirement d'offrir une explication possible du métamorphisme particulier constaté dans les Préalpes rigides internes). L'empilement des unités, proche de la superposition théorique complète, est bien exposé grâce à la remontée axiale sud-ouest du synclinal des Rodomonts.

- A l'avant, traces les plus méridionales de la nappe de la Sarine, sous forme de lentilles de Formation de Reidigen englobées dans le Mélange des Coulaytes (col de l'Amelier, Pertet à Bovets).
- Ceinturant la base de la montagne des Rodomonts d'une part, et reposant sur le front plongeant de la nappe de la Brèche d'autre part, la nappe des Dranses se présente ici sous son meilleur développement dans les Préalpes romandes. Sa base, la Formation de Chétillon, est visible en quelques points (col de l'Amelier, aval du pont de la Manche, Gérine et pentes sud de Bellegarde, ruisseau des Fenils à Träberen), alors que son constituant principal, la Formation du Biot, occupe de larges espaces entre l'écaillé des Gastlosen et le front de la nappe de la Brèche à la base, et le chevauchement basal de la nappe

de la Simme au sommet. Sans que la disposition générale en auge synclinale en soit affectée, de nombreuses déformations internes à la nappe sont visibles (replis, écaillages). Un bon exemple est celui des replis anticlinaux plongeants des pélites bariolées de la Formation de Chétillon au cœur de la Formation du Biot, en versant droit du ravin de la Gérine.

- Les constituants principaux de la nappe de la Simme apparaissent clairement dans la montagne des Rodomonts. De bas en haut: un niveau relativement mince de nature essentiellement pélitique, actuellement attribué à la Formation du Fouyet; un flysch schisto-gréseux plaqueté, ou Formation de la Manche; mince intercalation de Mélange de la Tissota dans sa variante (distale) à éléments dispersés dans une matrice pélitique; un flysch grésoschisteux, ou Formation des Rodomonts, «intermédiaire» entre ceux de Mocausa et de la Manche (moins conglomératique que le premier, plus gréseux que le second). Il a été montré que le flysch de la Manche constitue en fait l'équivalent distal du flysch Mocausa-Rodomonts, les deux formations se trouvant empilées, du nord vers le sud, avec interposition du Mélange de la Tissota, lors d'une phase précoce. Il est possible que l'intense tectonisation interne de la nappe (fréquents plis isoclinaux, surtout dans la Formation de la Manche), qui n'affecte d'ailleurs pas non plus la structure générale en cuvette synclinale, soit en partie héritée de cette phase de déformation précoce.
- Près du sommet des Rodomonts, un petit reste de nappe des Gets a été épargné dans l'axe du synclinal des Rodomonts. Il s'agit d'un affleurement de sa partie basale, la Formation des Perrières (l'unité supérieure de la nappe, la Formation du Hundsrügg, affleure plus loin, sur le territoire de la feuille 1246 Zweisimmen).

Dernière occurrence de nappes supérieures sur la feuille Château-d'Oex, un petit empiètement de Formation de la Manche ferme l'angle sud-est de la carte (Spitzegg). Il fait partie du (des) flysch(s) du Kalberhöni, développé(s) plus au sud-est (feuilles 1246 Zweisimmen, 1265 Les Mosses et 1266 Lenk) avec les subdivisions habituelles de la nappe de la Simme (Mélange de la Tissota, Formation des Rodomonts), surmontée de la nappe des Gets. La structure de la partie visible sur la feuille Château-d'Oex est calquée sur celle de la nappe de la Brèche, sous-jacente et latéralement juxtaposée: petit rebroussement synclinal sous la faille de rétrochevauchement de la Dorfflüe.

HYDROGÉOLOGIE

Sources

Le sous-sol de la feuille Château-d'Oex contient d'importantes nappes d'eau souterraines contenues dans des aquifères soit karstiques, au premier rang desquels figurent les calcaires du Jurassique supérieur des Préalpes médianes, soit dans des aquifères poreux de dimensions variables formés par les dépôts meubles quaternaires. L'eau qui s'y écoule forme, à son arrivée à la surface, une multitude de sources, captées pour la plupart. Leur report sur la carte a été réalisé à partir des cartes de protection des eaux des cantons de Fribourg (Service de l'environnement) et Vaud (service des eaux, sols et assainissements), des cartes géologiques inédites, des rapports de bureaux privés et, pour l'Intyamon, de l'inventaire réalisé par FIERZ en 1994. On trouvera dans ces différents documents des indications concernant le chimisme, les débits et les zones de protection des sources.

Dans la nappe des Préalpes médianes, de nombreuses sources ont un lien plus au moins direct avec le karst. Toutefois, seules les grandes sources karstiques, ou celles moins importantes mais dont l'origine est exclusivement karstique, ont été cartographiées comme telles (voir chapitre ci-dessous). MÜLLER & PLANCHEREL (1982) indiquent les perméabilités des différentes formations de cette nappe ainsi que les principaux horizons sourciers. Sur substrat de flyschs (nappes des Dranses et de la Simme), on rencontre de nombreuses sources au débit faible et fluctuant.

Hydrogéologie karstique

Parmi les six exurgences karstiques reportées, deux ne fonctionnent qu'exceptionnellement (Bellegarde, au nord-est de Montbovon, et La Dâda, au sud-est de Villars-sous-Mont), une est temporaire (Escaliers du Mont dans la vallée du Gros Mont) et trois sont d'importantes sources pérennes:

La source de la Neirivue (coord. 570.45/152.71/785 m), utilisée pour l'alimentation de la pisciculture du même nom est, avec un débit moyen de 800 l/s (200 l/s à l'étiage et 4000 l/s en phase de crue), la plus importante source karstique de l'Intyamon (BOSSY 2005). Elle draine le flanc nord-ouest du synclinal gruérien entre la Cape au Moine (feuille 1244 Châtel-Saint-Denis) et le Vanil Blanc. Elle constitue par ailleurs la résurgence de la perte de l'Hongrin (coord. 567.92/148.25/840 m), située 5 km au sud-ouest. L'apport de l'Hongrin (via la perte) a été estimé en automne 1949 (2 mesures) entre 40 et 60 % (TERCIER et al 1953), alors que la moyenne de 12 mesures réalisées entre juin et novembre 2003 est de 36 % (BOSSY, communication personnelle). A noter que la perte de l'Hongrin fonctionne comme une estavelle, c'est-à-dire qu'elle devient temporairement émissive en période de hautes eaux, lorsque la mise en charge dans le réseau karstique est suffisante. La

source de la Neirivue est sujette à un phénomène peu connu en milieu karstique: une sursaturation gazeuse lors des crues, expliquée par la compression de poches d'air piégées au toit des conduits (cloches ou siphons) lors des mises en charge du réseau karstique (BOSSY & SURBECK 2004).

Les sources des Planeys (coordonnées moyennes 581.37/157.37) constituent un exutoire du synclinal du Vanil Noir, dont une partie du drainage souterrain est ramené en surface à la faveur des décrochements sénestres du Gros Mont, qui semblent constituer des obstacles de moindre perméabilité plutôt que des zones de drainage. Une partie des eaux souterraines poursuit son cheminement vers le nord-est et aboutit à la cascade de Jaun (feuille 1226 Boltigen), comme mis en évidence par les traçages réalisés à partir du vallon des Morteys et du Gros Mont par SCHARDT (1928) puis par TERCIER (1949, 1951). Les limites des bassins versants hydrogéologiques des systèmes Vanil Noir-Jaun (écoulement vers le nord-est) et La Randonnaire-Chaudanne (écoulement vers le sud-ouest, voir ci-dessous) ont été esquissées par MÜLLER & PLANCHEREL (1982) dans un article qui reprend et synthétise la plupart des résultats publiés précédemment (MÜLLER 1975, 1976a, 1976b, 1981). A relever encore que la zone de pertes du Jeu de Quilles (coord. 581.16/154.95), qui draine l'écoulement temporaire de surface du vallon des Morteys, est hydrauliquement liée à la source des Planeys.

La source karstique de la Chaudanne (coord. 573.78/146.06) draine le flanc sud-est de l'anticlinal de Doréna. Son débit varie de 70 l/s à l'étiage à environ 3000 l/s en phase de crue. Le réseau karstique ennoyé qui aboutit à l'émergence a été exploré par des spéléo-plongeurs sur une distance horizontale de 475 m pour une dénivellation de 175 m.

Ces trois sources karstiques sont caractérisées par de fortes fluctuations de débits et par des variations importantes des paramètres physico-chimiques des eaux. Cela provient du type de réservoirs, constitués par des synclinaux (parfois à plongement axial prononcé) ou des flancs d'anticlinaux des Préalpes médianes plastiques, où les gradients hydrauliques sont élevés et les écoulements rapides. En revanche, l'écaille monoclinale des Préalpes médianes rigides, entourée de terrains peu perméables, forme un réservoir dont les gradients sont plus faibles et la zone non saturée très épaisse. Dans ces conditions, les infiltrations rapides d'eau de pluie sont fortement amorties et les émergences karstiques très stables tant du point de vue des débits que des caractéristiques physico-chimiques (MÜLLER & PLANCHEREL 1982, PASQUIER et al. 1999, p. 109s.). Sur la feuille Château-d'Oex, aucune source karstique importante qui proviendrait des Préalpes médianes rigides n'est toutefois connue. La portion de cette nappe située à l'est des Rochers des Rayes est vraisemblablement drainée en profondeur vers le nord-est, contribuant ainsi à alimenter l'émergence karstique du Sandli dans la vallée de la Jogne au sud-est de Jaun (feuille 1226 Boltigen).

Captages dans la nappe phréatique

Les dépôts fluvio-lacustres des bassins surcreusés de Grandvillard et de Neirivue, plus particulièrement la partie supérieure sablo-graveleuse, constituent un très bon aquifère qui contient une importante nappe phréatique d'excellente qualité, captée par pompage à Grandvillard (4 captages d'un débit exploitable estimé entre 20 000 et 30 000 l/min) et à Neirivue (1 captage d'une capacité estimée à 6000 l/min). Les parts respectives des différents apports qui alimentent ces nappes (précipitations de surface, infiltrations de la Sarine ou de ses affluents, karsts souterrains) sont présentées par FIERZ (1994). On trouvera chez SCHMID (1967) une synthèse concernant les nappes phréatiques entre Enney et Monbovon.

Karst

La morphologie karstique (lapiés, dolines, grottes) est bien exprimée dans les calcaires de la nappe des Préalpes médianes, plus particulièrement dans le vallon des Morteys et sur le versant sud-est du Vanil Blanc où se trouvent deux importants réseaux karstiques souterrains. Celui des Morteys, dont les entrées se situent environ 1 km à l'est du Vanil Noir, se développe dans les calcaires compacts en gros bancs (Formation du Moléson) du flanc sud-est (déversé en profondeur) d'un synclinal à fort plongement axial. Avec près de 9 km de conduits connus, et deux des plus grands puits verticaux de Suisse (gouffre des Diablotins, 160 et 155 m), il s'agit du plus important réseau exploré des Préalpes suisses. Il contient par ailleurs deux glaciers, dont l'une présente un système complexe de circulation d'air par effet de cheminée (MORARD et al. 2010). L'influence de la fracturation (fissures de tension surtout) et du pendage des couches (joints de stratification) sur la genèse de ce réseau karstique a été mis en évidence par MÜLLER & PLANCHEREL (1982) et BRASEY (1992). Le second réseau d'importance, celui du Vanil Blanc, est aussi situé dans les calcaires de la Formation du Moléson. Il draine quant à lui le flanc nord-ouest du synclinal de Gruyères au-dessus d'Albeuve. Signalons encore une grotte importante (125 m de développement pour 56 m de dénivellation) qui n'a pas été reportée sur la carte: située à l'ouest de la Dent de Ruth (coord. 584.19/155.74), elle est constituée de deux conduits qui plongent de 50° vers le sud-est à la base des calcaires de la Formation de la Dorfflue.

La plupart des entrées de grottes répertoriées dont le développement est supérieur à 10 m ont été reportées, sur la base des inventaires réalisés par le Groupe Spéléo Lausanne (GSL), le Spéléo-Club des Préalpes fribourgeoises (SCPF) et le Spéléo-Club du Pays d'Enhaut (SCPE). Suite à quelques erreurs de transcription de coordonnées, la position de certaines d'entre-elles est approximative. Le lecteur souhaitant plus de détail se référera aux inventaires cités ci-dessus, dans lesquels figurent des descriptifs et des relevés topographiques des cavités.

MATIÈRES PREMIÈRES EXPLOITABLES

Graviers

Les graviers constituant la partie supérieure des dépôts fluvio-lacustres de la Sarine ont été intensément exploités au nord de Granvillard, lors de la construction de l'autoroute A12: de 1973 à 1981, 1 153 000 m³ de graviers furent extraits pour la production de béton. L'activité y est aujourd'hui réduite, en raison notamment des conflits d'intérêt existant entre l'extraction de granulats et l'exploitation de la nappe phréatique.

Les alluvions récentes de la Sarine ont également été exploitées localement, notamment au nord de Villars-sous-Mont jusqu'à récemment, ainsi que dans le Pays d'Enhaut.

Pierre de carrière

Les calcaires compacts de la Formation du Moléson sont exploités pour la production de concassé à Neirivue (carrière de l'Evi, en activité depuis la fin des années 2000, après une période d'arrêt). Juste au nord d'Enney, ces mêmes niveaux – qui formaient au début du 20^e siècle un petit monticule – ont été arasés puis exploités en profondeur jusqu'à récemment. La zone excavée est aujourd'hui remblayée. Du concassé est également produit entre Enney et Villars-sous-Mont, à partir des calcaires et calcaires marneux de la Formation de l'Intyamon et des Couches Rouges. Du tuf calcaire fût autrefois exploité, notamment à Neirivue et Lessoc, dans de petites carrières qui n'ont pas été reportées sur la carte.

Deux anciennes carrières relativement importantes (non reportées sur la carte géologique), qui exploitaient les calcaires compacts de la Formation du Moléson comme pierre de taille, méritent d'être signalées: celle de Grandvillard (coord. 573.30/153.87), en activité dès 1640 et jusqu'en 1948 (MUSY 1883, MOSER 1970) et celle de Lessoc (coord. 571.40/150.01) abandonnée au début du 20^e siècle. Sur ces deux sites, les traces de l'excavation (partiellement souterraine à Granvillard) sont encore nettement visibles dans la morphologie.

On trouvera sur le géoportail fédéral (map.geo.admin.ch) des données exhaustives sur les carrières et gravières.

Charbon

Durant la première guerre mondiale, alors que la pénurie de combustibles battait son plein, fût créée le 14 août 1917 la «Société des charbonnages du Pays d'Enhaut». Des travaux miniers furent entrepris à Gérignoz et à la Dent de Combette en 1918 (WEHRLI 1919, SCHMIDT 1920). Mais l'exploitation ne dura pas,

en raison des conditions de gisements peu favorables, les niveaux de véritable charbon de la Dent de Combette étant peu épais et discontinus, alors que ceux de Gérignoz correspondent à des marnes charbonneuses de qualité moindre (CAMPANA 1943). Durant la deuxième guerre mondiale, ces mines ont été une nouvelle fois exploitées, puis rapidement abandonnées en 1943 déjà.

On trouvera davantage d'informations (périodes d'activités, plan des galeries, coupes géologiques plus ou moins détaillées, type de charbon et propriétés calorifiques) concernant ces exploitations dans les rapports du «Bureau für Bergbau des eidgenössischen Kriegs-, Industrie- und Arbeitsamtes», rédigés entre 1942 et 1945.

ARCHÉOLOGIE

Les plus anciennes traces d'occupation humaine connues sur l'emprise de la feuille Château-d'Oex remontent à l'épipaléolithique (Alleröd, 12000–11000 cal. BC). Elles proviennent de l'abri sous bloc des Ciernes Picat, fouillé dès 1990 (CROTTI 2008), qui a également livré des outils en pierre taillée de la période mésolithique (9500–5000 cal. BC). A la suite de cette découverte, des campagnes de prospections ont révélé une importante présence de chasseurs-cueilleurs mésolithiques dans cette partie des Préalpes: entre Château-d'Oex et la Hochmatt, plusieurs dizaines de sites de plein air ont été découverts principalement aux abords du Col de la Forcla (CROTTI 2008, CROTTI et al. 2016), ainsi qu'au Gros Mont et au Petit Mont (BRAILLARD et al. 2003, MAUVILLY et al. 2006). Ils correspondent à des campements, des haltes de chasse ou des sites d'affût, positionnés généralement sur de petits reliefs (crête morainique ou bombement rocheux) aux abords d'un point d'eau (ruisseau ou marécage), et pour l'un d'entre eux sous un bloc de la masse écroulée de la Forêt du Lapé. Le matériel archéologique découvert est constitué d'artefacts (éclats, lames, lamelles, pointes de flèches et nucléi) en roche siliceuse de provenance locale (radiolarites essentiellement, mais aussi silex et quartzites à grain fin). Sur la carte, pour éviter une surcharge graphique qui serait disproportionnée par rapport au caractère extrêmement ténu des vestiges mis au jour, seuls quatre symboles font référence à ces nombreux petits sites archéologiques. La répartition spatiale de ces vestiges mésolithiques, qui s'agencent selon un axe SW–NE allant de Château-d'Oex au Petit Mont en passant par le Gros Mont, met en exergue le rôle déterminant joué par la structure géologique sur l'occupation humaine du territoire: le synclinal de Château-d'Oex constitue en effet un couloir naturel de circulation, riche en cours d'eau de surface et en matériaux siliceux (radiolarites et grès quartzitiques de la nappe de la Simme) utilisables pour la confection d'outils.

Dans l'Intyamon, un seul site mésolithique est connu. Découvert par le géologue Adrien Jayet en 1930, il se situait au nord-est d'Enney, sur un petit monticule qui a aujourd'hui disparu suite à l'exploitation de la carrière (MAUVILLY et al. 2005). Toujours pour la période mésolithique, signalons encore deux trouvailles isolées sur le versant sud-est du massif du Moléson, près du Chalet Neuf, possibles indices d'une zone de passage entre Intyamon et Lavaux, via Châtel-St-Denis.

Trois sépultures de l'âge du Bronze précoce furent mises au jour en 1910, au lieu-dit Le Bugnon, au nord-est d'Enney. A Granvillard, trois tumuli du premier âge du Fer ont été découverts lors de l'exploitation de gravières: les deux premiers, fouillés à la fin des années 1990, étaient situés au lieu-dit Fin de la Porta (DAFLON et al. 2001), et le troisième a été fouillé en 2019 au lieu-dit Fossard d'Enbas.

Pour la période gallo-romaine, il n'y a pas de site remarquable répertorié sur le territoire couvert par la carte, mis à part quelques tessons isolés à Grandvillard et Villars-sous-Mont (ces deux localités tirant par ailleurs leur patronyme du mot latin «villa»).

BIBLIOGRAPHIE

- ARBENZ, K. (1947): Geologie des Hornfluhgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 89.
- BADOUX, H. (1960): Feuille 1284 Monthey. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, notice explic. 37.
- (1962): Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône). – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 113.
- BAPST, A. (1982): Etude géologique des Préalpes Médiannes Plastiques entre Grandvillard et le Vanil Noir. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).
- BAUD, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. – *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 43–55.
- (1987): Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). *Mém. Géol., Lausanne* 1, 322.
- BAUD, A. & MÊGARD-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., PLASENCIA, P., HIRSCH, F. & RICHOS, S. (2016): Revisited middle Triassic stratigraphy of the Swiss Prealps based on conodonts and correlation to the Briançonnais (Western alps). – *Swiss J. Geosci.* 109/3, 365–377.
- 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.
- 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. (1946): Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes. – *Eclogae geol. Helv.* 39/1, 25–34.
- 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.
- BLUMER & BRAILLARD (2005): La Tour-de-Trême/Les Partsis: une nouvelle séquence mésolithique en Suisse romande. – *Cah. d'Archéol. fribourg* 6, 66–81.
- BOLLER, K. (1963): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone). – *Eclogae geol. Helv.* 56/1, 15–102.
- BOREL, G. (1995): Préalpes médianes: courbes de subsidence et implications géodynamiques. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 83, 293–315.
- (1997): Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais: les Préalpes médianes au Lias. – Thèse Univ. Lausanne.
- BOREL, G. & MOSAR, J. (2000): Subsurface structures in the Chablais Préalpes: New tectonic interpretations of the Préalpes Médiannes nappe based on palinspastic lengths. – *Eclogae geol. Helv.* 93/1, 307–314.
- BOSSY, F. (2005): Multitraçage du versant sud-est de l'Intyamont (juin–juillet 2003). – *Stalactite* 55/1, 29–38.
- BOSSY, F. & SURBECK, H. (2004): La sursaturation gazeuse dans les sources karstiques: exemple de la source de la Neirivue (Gruyère, Préalpes fribourgeoises). – Abstract, 2nd Swiss Geosci. Meet., Lausanne
- BOUVERAT, J.-M. (1989): Les Préalpes Médiannes Plastiques entre la plaine de Grandvillard et la vallée du Motélon. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).

- BRAILLARD, L. (2015a): Feuille 1226 Boltigen. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 143.
- (2015b): Feuille 1226 Boltigen. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 143.
- 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. Arch. fribourg. 5, 42–71.
- BRASEY J. (1989): Etude éologique du Vanil Noir et du vallon des Morteys (Préalpes Médiannes). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- (1992): Influence de la fracturation sur la genèse du réseau des Morteys; Actes du 9^e Congrès national de la Société suisse de spéléologie. – Stalactite 13/61–64
- BUGNON, S. (1993): La Formation de Chétillon: «Complexe de base» du Flysch à Helminthoïdes des Préalpes franco-suissees. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 82/1, 36–50.
- (1995): Les Flyschs à Helminthoïdes des Préalpes franco-suissees. – Thèse Univ. Fribourg.
- CADISCH, J. J. (1943): Einige Beobachtungen im Klippendeckenflysch. – Eclogae geol. Helv. 36/2, 216–218.
- 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.
- (1963): Etude géologique des flysch préalpins entre les Dranses du Chablais. – Thèse Univ. Paris.
- (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.
- (1966) Sédimentation et tectonique dans les Préalpes: «flysch à lentilles» et autres complexes chaotiques. – Eclogae geol. Helv. 59/2, 950–957.
- (1972): La nappe supérieure des 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. fribourg. 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 le flysch de la région des Gets (Haute Savoie). – Eclogae geol. Helv. 60/2, 357–398.
- CHATTON, M. (1947): Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey. – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 13.
- CHENEVART, C. (1945): Les nappes des Préalpes Médiannes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises). – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 12, 1–213.
- CHESSEX, R. (1959): La géologie de la haute vallée d'Abondance Haute-Savoie (France). – Eclogae geol. Helv. 52/1, 296–400.
- CLÉMENT, J.-P. (1986): Les sédiments pélagiques de la Nappe de la Simme (Préalpes Romandes). – Thèse Univ. Fribourg.
- CROTTI, P. (2008): Le peuplement paléolithique et mésolithique de la Suisse: la question de l'utilisation des étages montagnards dans les Alpes. – Geographica helvetica 63, 167–175.

- CROTTI, P., GUÉLAT, M., BULLINGER, J. & PIGNAT, G. (2016): The rockshelter of Château-d'Oex: podosedimentary record of human occupations in the Swiss Prealps from the Late Glacial to the Mid-Holocene. – *Preistoria Alpina* 48, 21–31.
- CURTY, A. (1999): Etude géologique des environs de Château-d'Oex entre le Vanil Carré et la Laitemaire (VD). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- DAFFLON, L., MARGUERON, G. & PASQUIER, J.-B. (2001): Granvillard/Fin de la Porta: un morceau de Gruyère à travers les âges. – *Cah. Arch. fribourg*, 3, 30–39.
- 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-suisse): Données nouvelles et essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique. – *Eclogae geol. Helv.* 93/2, 157–174.
- DOERFLIGER, N. (1989): Etude géologique de la région du Gros Mont (entre Hochmatt et Dent de Ruth). – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- DORSAZ, T. (1985): Etude géologique de la région de la Laitemaire (Préalpes vaudoises). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- DOUSSE, B. (1965): Géologie des Rochers de Château-d'Oex (Partie orientale). – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 119.
- DUBEY, R. (1965): Géologie de la partie occidentale des Rochers de Château-d'Oex. – Manuscrit de thèse Univ. Fribourg (inéd.).
- DUPASQUIER, C. (1985): Les Préalpes Médiannes Plastiques entre Lessoc et le Vanil carré. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- 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, P. (1985): Géologie de la vallée de l'Hongrin entre Montbovon et la Cape au Moine (Préalpes médianes plastiques). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- ETIENNE, J.-L. (2001): Etude géologique des unités préalpines au Sud de Rougemont/VD. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- FAVRE, E. & SCHARDT, H. (1887): Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et la chaîne des Dents du Midi, formant la partie nord-ouest de la feuille XVII. – Matér. Carte géol. Suisse 22.
- FAVRE, G. (1952): Les Préalpes médianes entre l'Hongrin inférieur et la Sarine. – *Bull. Soc. frib. Sci. nat.* 41.
- FIERZ, S. (1994): Evaluation des ressources en eau de l'Intyamon. – Dipl. Inst. géogr. Univ. Fribourg (inédit).
- FLÜCK, W. (1973): Die Flysche der prealpinen Decken im Simmental und Saanenland. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 146.
- FURRER, U. (1977): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes Médiannes (Stockhorn-Gebiet zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern). – Diss. Univ. Bern.
- GIRARD, R. DE & SCHARDT, H. (1908): Excursion de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises du 31 juillet au 4 août 1907. – *Eclogae geol. Helv.* 10/1, 168–192.
- GISIGER, M. (1967): Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Berne). – *Eclogae geol. Helv.* 60/1, 237–349.

- GROSS, A. (1965): Contribution à l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes vaudoises. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 743–788.
- GUILLAUME, M. (1986): Révision stratigraphique des Couches rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- GUILLIÉRON, V. (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.
- HAYMOZ, N. (2001): Observations géologiques dans la vallée du Petit Mont (Préalpes fribourgeoises). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- HANTKE, R. (1972): Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 279–291.
- (1980): Eiszeitalter. Band 2: Letzte Warmzeiten, Würm-Eiszeit, Eisabbau und Nacheiszeit der Alpen-Nordseite vom Rhein- zum Rhône-System. – Ott Verlag, Thun.
- 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. – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 1–62.
- 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.
- 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.
- (1907): La Région Rubli-Gummfluh (Préalpes médianes) suisse. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 13/161.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 285–294.
- JEANBOURQUIN, P. (1986): Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. Thèmes choisis liés aux cornieules en général. – Thèse Univ. Lausanne.
- (1988): Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 511–538.
- JEANNET, A. (1913): Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises). 1. Stratigraphie de la nappe rhétique, du Trias et du Lias des Préalpes médianes et de la zone interne. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 34.
- (1918): Monographie géologique des Tours d'Aï. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 34.
- KLAUS, J. (1953): Les Couches Rouges et le Flysch au Sud-Est des Gastlosen (Préalpes romandes). – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 42, 5–128.
- (1959): Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes). – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 753–852.
- LOMBARD, A., BAUD, A. & STEINHAUSER, N. (1975): Feuille 1265 Les Mosses. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 64.
- LONFAT, F. (1965): Géologie de la partie centrale des Rochers de Château-d'Oex: Rübli–Gummfluh. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 120.
- LORILLON, P. DE & SCHARDT, H. (1884): 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.

- LUGEON, M. (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.
- MASSON, H. (1976): Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. – Eclogae geol. Helv. 69/2, 527–575.
- MATZENAUER, E. (2012): Tectonics of the Préalpes klippen and the subalpine molasse (Canton Fribourg, Switzerland). – Geofocus 31, 1–207.
- MAUVE, C. (1921): Geologische Untersuchungen im Molésongebiet. – Eclogae geol. Helv. 16/4, 374–455.
- MAUVILLY, M., BRAILLARD, L. & RENTZEL, P. (2010): Villeneuve/La Baume: un exemple de fréquentation des abris naturels fribourgeois. – Cah. Arch. fribourg. 12, 4–29.
- MAUVILLY, M., BRAILLARD, L., KRAMER, L., BAERISWYL, J.-M., DOUTAZ, J. & RIME, J. (2006): Le Petit Mont, une vallée sanctuaire préhistorique au cœur des Préalpes fribourgeoises. – Cah. Arch. fribourg. 8, 112–145.
- MAUVILLY, M., PIUZ LOUBIER, V. & BRAILLARD, L. (2005): Enney/La Ronhlynetta ou les tribulations d'une ancienne série mésolithique et d'un collectionneur d'exception. – Cahiers d'Archéologie Fribourgeoise 7, 74–89.
- 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} Sér. 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. & MOSAR, J. (1989): Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive droite du Rhône. – Eclogae geol. Helv. 82/2, 517–540.
- MONTI, G. (2004): Géologie de la région du Gros Mont (Préalpes fribourgeoises) et étude de l'écroulement de la Forêt Lapé. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inééd.).
- MORARD, S. (2011): Effets de la circulation d'air par effet de cheminée dans l'évolution du régime thermique des éboulis froids de basse et moyenne altitude. – Geofocus 29, Thèse Univ. Fribourg.
- MORARD, S., BOCHUD, M. & DELALOYE, R. (2010): La glacière des Diablotins: évolution rapide d'une masse de glace souterraine au cœur des Préalpes fribourgeoises. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 99, 99–121.
- MOREL, R. (1976): Le contact Préalpes médianes – Préalpes externes entre Epagny et les Paccots (canton de Fribourg). – Eclogae geol. Helv. 69/2, 473–480.
- (1980): Géologie du Massif du Niremont (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.
- (1997): Folds and thrusts in the Préalpes médianes Plastiques Romandes. – Bull. Soc. vaud. Sc. Nat. 84, 347–384.
- 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.

- MOSER, A. (1970): Beiträge zur älteren Steinbearbeitung in der Westschweiz. – Thèse Univ. Fribourg.
- MÜLLER, I. (1975): Premiers résultats des études hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). – Actes du 5^{ème} Congrès national de spéléologie, 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, 273–287.
- MUNT, A. (1999): Géologie des Ciernes Picat entre Flendruz et la Pointe de Paray (VD). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).
- MUSY, M. (1883): Notice géologique et technique sur les carrières du canton de Fribourg. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 3, 21–53.
- NUSSBAUM, F. (1906): Die eiszeitliche Vergletscherungen des Saanegebietes. – *Jb. geogr. Ges. Bern* 20, 1–229.
- 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. & ZWAHLIN, F. (1999): Feuille 36 Sarine/Saane. – Carte hydrogéologique de la Suisse 1:100 000, Notice expl. 6.
- PASQUIER, J.-B. (1989): Etude géologique des Préalpes Médiannes Plastiques dans la région de Rossinière. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).
- (2005): Feuille 1225 Gruyères. – *Atlas géol Suisse* 1:25 000, Notice expl. 115.
- PICCAND, C. (2000): Etude géologique des unités préalpines entre le Pertet à Bovets et la Vallée des Fenils (Rougement/VD). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).
- PITTET, X. (2000): Etude géologique des unités préalpines au Sud de Château-d'Oex/VD. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (iné.).
- 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): Aspects 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.
 - (1998): Feuille 655 Samoëns–Pas-de-Morgins. Notice explicative. – Carte géol. France 1:50 000. – *Bur. Rech. géol. min.* [BRGM].
- PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. (1972): La zone anticlinale complexe de la Tinière (Préalpes médianes vaudoises). – *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 75–91.
- PUGIN, A. (1989): Déglaciation dans la vallée préalpine de la Sarine en Gruyère: une analyse sédimentologique. – *Eclogae geol. Helv.* 82/1, 285–324.
- PUGIN, L. (1951): Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises). – Thèse Univ. Fribourg.
- PYTHON-DUPASQUIER, C. (1990): La Formation de l'Intyamon («Crétacé moyen») des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- RABOWSKI, F. (1920): Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. – *Matér. Carte géol. Suisse* [n.s.] 35.

- REMANE, J., ADATTE, T., BERGER, J.P., BURKHALTER, R., DALL'AGNOLO, S., DECROUEZ, D., FISCHER, H., FUNK, H., FURRER, H., GRAF, H.-R., GOUFFON, Y., HECKENDORN, W. & WINKLER, W. (2005): Directives pour la nomenclature stratigraphique. – *Eclogae geol. Helv.* 98/3, 385–405.
- RENZ, H. (1935): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes. – *Eclogae geol. Helv.* 28/1, 141–247.
- REVERTERA, G.C. (1926): Auszug aus der geologischen Monographie der Kette des Monts Cray (SW-Abschnitt der Vanil Noir-Kette) (Préalpes médianes). – Diss. Univ. Fribourg.
- RÜCK, P. (1985): Les Préalpes Médiannes Plastiques entre Albeuve et le Moléson. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- SCHARDT, H. (1884): Etudes géologiques sur le Pays-d'Enhaut vaudois. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 28.
- (1887): Carte géologique du Pays-d'en-Haut 1:50 000. – Carte géol. spéc. 9.
 - (1893): Sur l'origine des Préalpes romandes. – *Arch. Sci. Phys. Nat.* (3) 30, 570–583.
 - (1928): Rapport sur l'essai de coloration du ruisseau des Morteys, le 14 septembre 1928. – Archives Entreprises Electriques Fribourgeoises (EEF), Fribourg (inéd.).
- SCHLÜCHTER, C. (COMPL.) (2009): La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM), 1:500 000. – Office fédéral de topographie swisstopo, Wabern.
- SCHMID, G. (1967): Rapport hydrogéologique des nappes souterraines entre Enney et Monbovon. – direction des travaux publics du canton de Fribourg (inéd.).
- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la suisse, 1:500 000. – *Comm. géotechn. Soc. Helv. Sci. nat.*
- SCHNEUWLY, R. (1986): Geologische Untersuchung zwischen Gruyères und La Vudalla (Préalpes Médiannes Plastiques). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- SCHOENEICH, P. (1998): Le retrait glaciaire dans la vallée des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises). – Thèse Univ. Lausanne.
- SCHOEFFER, P. (1984): Monographie géologique des Rochers des Rayes (Préalpes vaudoises). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- SEPTFONTAINE, M. (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. – *Mém. Soc. helv. Sci. nat.* 97.
- SPICHER, J.P. (1965): Géologie des Préalpes Médiannes dans le massif des Bruns, partie occidentale (Préalpes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 591–742.
- SPOORENBERG, J. (1952): Les Préalpes médianes au NW de Château-d'Oex. – Thèse Univ. Fribourg.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARCHANT, R., MARQUER, D., BAUDIN, T. & BOREL, G. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. – *Tectonophysics* 296, 159–204.
- STÄUBLE, S. (2004): Eaux sauvages – eaux domestiquées. Le paysage alluvial de la Sarine hier et aujourd'hui. – Mémoire de licence, Institut de Géographie, Université de Lausanne (inédit).
- STEEB, K. (1987): Die Brecciendecke im frontalen Bereich im Westen von Zweisimmen (Berner Oberland). – Diplom Univ. Fribourg (unpubl.)
- STRASKY, S., MORARD, A. & MÖRI, A. (2016): Harmonising the lithostratigraphic nomenclature: towards a uniform geological dataset of Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 123–136. DOI: 10.1007/s00015-016-0221-8.
- STUDER, B. (1834): Geologie der westlichen Schweizer-Alpen. – Karl Groos, Heidelberg/Leipzig.
- STUIJVENBERG, J. VAN (1979): Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 151.

- TERCIER, J. (1942): Sur l'âge du flysch des Préalpes médianes. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 733–738.
- (1949): Les conditions géologiques de la région du Gros Mont (Préalpes fribourgeoises). – Archives Entreprises Electriques Fribourgeoises (EEF), Fribourg (inéd.).
 - (1951): Interprétation géologique des résultats des colorations d'eaux souterraines dans la région du Gros Mont (Canton de Fribourg). – Archives Entreprises Electriques Fribourgeoises (EEF), Fribourg (inéd.).
- TERCIER, J., OBERSON, J., GREMION, E., DUTOIT, E. & AUBERT, D. (1953): Rapport de la Commission intercantonale des eaux de l'Hongrin. – Archives cantonales, Fribourg (inéd.).
- THALMANN, M. (in prep.): Die Brekziendecke: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläotektonik (Trias bis Jura). – Diss. Univ. Freiburg.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 71, 843–908.
- (1980): Geology of Switzerland – a guide-book. Part A: An outline of the geology of Switzerland. Part B: Geological excursions. – Wepf, Basel, New York.
- TSCHACHTLI, B. S. (1941): Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental–Saanen). – Diss. Univ. Bern.
- UBAHA, E. A. (1980): Sur la géologie de la Haute vallée du Motélon (Préalpes médianes fribourgeoises). – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inédit).
- WEGMÜLLER, W. (1953): Geologie des Niederhorn-Kummigalm-Gebietes (nord-östlich Zweisimmen, Berner Oberland). – Diss. Univ. Bern.
- WEHRLI, L. (1919): Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.*, VII.
- WEID, J. VON DER (1960): Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson (Préalpes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 53/2, 521–624.
- WEIDMANN, M. (1993): Feuille 1244 Châtel-St-Denis. – *Atlas géol Suisse* 1:25 000, Notice expl. 92.
- 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 in Zürich* 26, 1–135.
- WENGEN, W. (1924): Geologische Untersuchungen im Gebiete des Vanil-Noir (Gruyère). – Thèse eidg. Tech. Hochschule. [ETH] Zürich 376.
- WICHT, J.-M. (1979): Etude géologique de la nappe de la Brèche dans les régions de Saanen et de la Videmanette (Préalpes Romandes). – Dipl. Univ. Fribourg (inéd.).
- (1984): Le flysch de la Nappe de la Simme dans les Préalpes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.

CARTES GÉOLOGIQUES PUBLIÉES

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 5 Genève–Lausanne, par P. CHRIST, 1948.

File 6 Sion, par P. CHRIST, 1942.

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

File XII Freyburg–Bern, par V. GILLIÉRON, A. 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°41 Lenk (LK 1:50 000, vergrössert), par H. BADOUX, E. GAGNEBIN, AUG. LOMBARD, R.B. MCCONNELL, M. DE RAAF, H.P. SCHAUB & A. VISCHER, 1962.

N°47 Montreux (LK 1264), par H. BADOUX, 1965.

N°64 Les Mosses (LK 1265), par AUG. LOMBARD, A. AEPLI, E.W.K. ANDRAU, A. BAUD, G. BOTTERON, C. CARON, B. DOUSSE, R. DUBEY, G. FAVRE, W. FLÜCK, A. JEAN-NET, H. LAZREG, F. LONFAT, R.B. MCCONNELL, R. PLANCHEREL, M. WEID-MANN & A. WIDMER, 1974.

N°92 Châtel-St-Denis (LK 1244), par M. WEIDMANN, P. HOMEWOOD, R. MOREL, J.-D. BERCHTEN, H. BUCHER, M. BURRI, J.-R. CORNIOLEY, P. ESCHER, P. RÜCK, A. TABOTTA & P. ZAHNER, 1993.

N°103 Moudon (LK 1224), par J.H. GABUS, J.C. BOEGLI, L. MORNOD & A. PARRIAUX, 2000.

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

N°143 Boltigen (LK 1226), par L. BRAILLARD, 2014.

Cartes géologiques spéciales

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

N°60 Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, 1:50 000, par M. LUGON, 1910.

N°68 Carte géologique des Tours d'Aï et des Régions avoisinantes (Préalpes vaudoises), 1:25 000, par A. JEANNET, 1912.

N°69 Simmental et Dientigtal, 1:50 000, par F. RABOWSKI, 1912.

N°99 Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson et du Mont Pélerin, 1:50 000, par E. GAGNEBIN, 1922.

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

Autres cartes géologiques

- B BÜCHI, O. (1923): Geologische Karte der Präalpes externes zwischen Valsainte und Bulle, 1:25 000. – In: Geologische Untersuchungen im Gebiete der Präalpes Externes zwischen Valsainte und Bulle. – Diss. Univ. Zürich.
- Gi GILLIERON, V. (1873): Carte géologique du massif du Montsalvens (Canton de Fribourg), 1:50 000. – In: Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Montsalvens. – Mat. Carte géol. Suisse 12.
- H HENNY, G. (1918): Carte géologique des environs de Montreux, 1:25 000. – In: Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 23.
- J₁ JACCARD, F. (1904): Carte géologique de la région de la Brèche de la Hornfluh, 1:50 000. – In: Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 5.
- J₂ JACCARD, F. (1904): Carte géologique de la région Rubli-Gummfluh, 1:25 000. – In: Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 11.
- Ma MAUVE, C.C. (1921): Geologische Karte des Molésongebietes, 1:25 000. In: Geologische Untersuchungen im Molésongebiet. – Eclogae geol. Helv. 16/4, 374–455.
- S SCHUMACHER, J.P. (1920): Carte géologique des Environs de Rossinière 1:25 000. In: Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 39, 1926.

Bases topographiques

- | | | |
|-----------|---|--|
| 1286–1288 | } | Feuilles de la Carte nationale de la Suisse 1:25 000 |
| 1306–1308 | | |
| 1326–1328 | | |

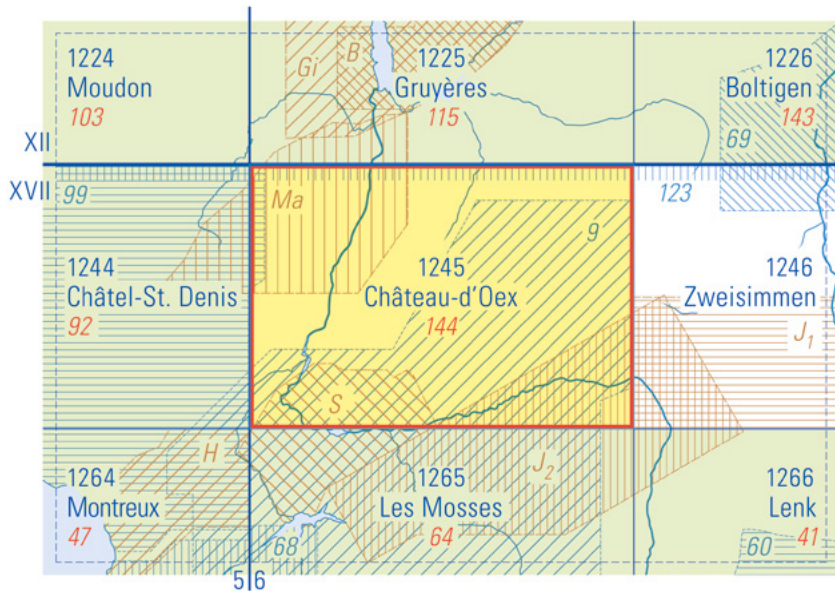


Fig. 6: Répartition des cartes géologiques publiées avec fond topographique.

ANNEXES

Planche I: coupes géologiques à travers la région de la feuille Château-d'Oex

Coupes géologiques
à travers de la région de la feuille
Château-d'Oex

par
Raymond Plancherel et Stephan Dall'Agnolo

