

Lithostratigraphie, biostratigraphie, cartographie et géologie structurale du Mont Salève, entre l'Arve et les Ussets (Haute Savoie, France)

Jean CHAROLLAIS^{1*}, Bruno MASTRANGELO^{2*}, André STRASSER^{3*}, André PIUZ^{4#},
Bruno GRANIER^{5#}, Eric MONTEIL^{6#}, Claude RUCHAT^{7#} & Ludovic SAVOY^{8#}

¹ *Sciences de la Terre et de l'Environnement, Université de Genève, rue des Maraîchers 13, CH-1211 Genève, Suisse. E-mail: jdcharollais@bluewin.ch*

² *Chemin du Crêt-de-la-Tour 4, CH-1248 Hermance, Suisse. E-mail: br.mastrangelo@bluewin.ch*

³ *Département des Géosciences, Université de Fribourg, chemin du Musée 6, CH-1700 Fribourg, Suisse. E-mail: andreas.strasser@unifr.ch*

⁴ *Muséum d'histoire naturelle, route de Malagnou, CH-1211 Genève, Suisse. E-mail: andre.piuz@ville-ge.ch*

⁵ *Impasse Charles Martel 2, F - 29217 Plougonvelin, France. E-mail: bruno.granier@univ-brest.fr*

⁶ *Conseil/Geo400 Plus, rte de Crassier 22, CH-1279 Bogis-Bossey, Suisse. E-mail: bb55pq20@bluewin.ch*

⁷ *Ch. de Pont-Céard 30, CH - 1290 Versoix*

⁸ *Hydro-Geo Environnement Sàrl, Ch. du Fief-de-Chapitre 7, CH-1213 Petit-Lancy, Suisse. E-mail: ludovic.savoy@hydro-geo.ch*

* *Auteurs*

Collaborateurs

Résumé

Une nouvelle carte géologique du Salève a été levée au 10'000^e par l'un de nous (B. M.) et reproduite à l'échelle 1/25'000. Cette publication correspond à sa notice explicative. La litho- et la biostratigraphie des roches sédimentaires d'âges jurassique, crétacé et cénozoïque sont comparées aux travaux publiés antérieurement. Cette étude apporte de nombreuses précisions sur la datation des diverses unités lithostratigraphiques du Salève, grâce notamment à l'analyse palynologique du Membre du Guiers et de la Formation du Vuache. Dans cette dernière, un niveau à galets de plage témoin d'une émergence sur la plate-forme jurassienne a pu être attribué au Valanginien inférieur (Zone à Pertransiens). De plus, les analyses palynologiques ont montré que la Formation du Vuache (Calcaires roux *auct.*) du Salève, encore souvent attribuée au Valanginien supérieur, appartient au Valanginien inférieur. D'autre part, de nouvelles données micropaléontologiques permettent de préciser l'âge des « Calcaires urgoniens » *sensu lato* du Salève.

Entre la vallée de l'Arve et celle des Ussets, d'importants accidents longitudinaux ont été relevés sur les deux flancs de l'anticlinal de ce pli jurassien. Le réseau de failles longitudinales accompagné de kinks sur le versant SE de l'anticlinal du chaînon du Salève n'avait pas été décrit jusqu'ici, bien qu'il soit visible sur le terrain entre Mornex et la Muraz. Sur le versant NW du Salève, les plans de chevauchement sur le bassin molassique franco-genevois détectés par la géophysique ne sont visibles qu'entre les décrochements du Coin et de Pomier, où ils affectent la Molasse rouge *auct.* et la Molasse grise *auct.* La Molasse rouge *auct.*, dont la base a été datée du Chattien moyen dans le bassin franco-genevois, est concordante sur les terrains mésozoïques, contrairement à ce que montrent les profils de certains de nos prédécesseurs.

Les décrochements sénestres du Coin et de Pomier et la zone décrochante de Cruseilles recoupent les failles longitudinales et leur sont donc postérieurs. En outre, les grès sidérolithiques imprègnent fréquemment les miroirs de failles de ces deux systèmes de fractures. L'amplitude des décrochements du Coin et de Pomier est d'ordre hectométrique sur le versant NW de l'anticlinal du Salève tandis qu'elle est mineure sur le versant SE. La zone décrochante de Cruseilles, d'une largeur d'environ 4 km, a provoqué un déplacement de la faille frontale du versant NW de l'anticlinal d'environ 4 km vers le SE. D'après les données fournies par la géophysique, cette zone décrochante, dans laquelle s'insère l'anticlinal de la Caille, semble se prolonger jusqu'au front du Plateau des Bornes.

Ce travail se termine par quelques réflexions sur les risques naturels et sur l'hydrogéologie, disciplines fondamentales pour la gestion de l'aménagement du territoire.

Mots-clés

Crétacé inférieur, Jurassique supérieur, Molasse, anticlinal, failles longitudinales.

Abstract

Lithostratigraphy, biostratigraphy, cartography, and structural geology of Mount Salève between Arve and Ussets (Haute-Savoie, France).— A new geological map of Mount Salève (Haute-Savoie, France) has been drafted by one of us (B.M.) at the 1/10'000 scale and is reproduced at the 1/25'000 scale. Here we present the explanatory notes to this map.

The litho- and biostratigraphy of the Jurassic, Cretaceous, and Cenozoic sedimentary rocks are compared to previously published schemes and updated. The biostratigraphic dating of the lithostratigraphic units found at Mount Salève is thus improved in several cases, namely by the palynological analyses of samples coming from the Guiers Member and the Vuache Formation. In the Vuache Formation, an interval with beach pebbles testifies to an emergence of the Jura platform in the early Valanginian (Pertransiens Zone). Furthermore, the palynological data indicate that the Vuache Formation (Calcaire roux *auct.*) at Salève, often attributed to the late Valanginian, actually has an early Valanginian age. Also, new micropalaeontological data allow refining the age of the “Urgonian limestones” *sensu lato* of Salève.

Between the Arve and Ussets valleys, important longitudinal faults are revealed on both sides of the anticline forming Mount Salève. The longitudinal fault network accompanied by kink folds on the southeastern flank of the mountain has never been described so far, although it is visible in the field between Mornex and Muraz. On the northwestern flank, thrust planes over the French-Geneva Molasse basin have been detected in seismic profiles. They are visible only between the strike-slip faults of Le Coin and Pomier where they affect the Molasse rouge *auct.* and the Molasse grise *auct.* The Molasse rouge *auct.*, the base of which has been dated to the mid-Chat-tian in the French-Geneva basin, lies concordantly on the Mesozoic substrate, contrasting with the profiles shown by some previous authors.

The anticlockwise strike-slip faults of Le Coin and Pomier and the strike-slip zone of Cruseilles cut the longitudinal faults and thus are younger. Furthermore, siderolithic sandstones commonly impregnate the fault planes of both systems. The amplitudes of the Le Coin and Pomier strike-slip faults are in the order of a few hundred meters on the northwestern flank of the mountain while they are minor on the southeastern side. The Cruseilles strike-slip zone is about 4 km wide and caused a displacement of about 4 km to the southeast of the frontal fault of the anticline. According to geophysical data, this strike-slip zone, which includes the Caille anticline, appears to continue up to the front of the Bornes Plateau.

At last, we present some considerations about the natural hazards and the hydrogeology of Mount Salève, disciplines that are relevant for regional planning and development.

Keywords

Early Cretaceous, Late Jurassic, Molasse, anticline, longitudinal faults.

Table des matières

1. INTRODUCTION.....	4
2. DESCRIPTION LITHO- ET BIOSTRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS AU SALÈVE	13
2.1. Formation du Coin	13
2.2. Formation des Etiollets	20
2.3. Formation du Twannbach	21
2.4. Formation du Goldberg	24
2.5. Formation de Pierre-Châtel	26
2.6. Formation de Vions	29
2.7. Formation de la Chambotte	34
2.7.1. Membre inférieur de la Formation de la Chambotte	34
2.7.2. Membre du Guiers	36
2.7.3. Membre supérieur de la Formation de la Chambotte	38
2.8. Formation du Vuache	38
2.8.1. Les Calcaires roux <i>sensu stricto</i> au Salève	39
2.8.2. Les Calcaires roux dans le stratotype de Valangin	40
2.8.3. Le Calcaire à <i>Alectryonia rectangularis</i> au Salève	40
2.9. Formation du Grand Essert	41
2.9.1. La Formation du Grand Essert à la localité type	41
2.9.2. La Formation du Grand Essert au Salève	41
2.9.3. Inventaire paléontologique succinct de la Formation du Grand Essert au Salève	44
2.9.4. Datation des unités lithologiques de la Formation du Grand Essert au Salève	44
2.9.5. Morphologie de la Formation du Grand Essert au Salève	45
2.10. Les « Calcaires urgoniens » <i>sensu lato</i>	45
2.10.1. Terminologie	45
2.10.2. L’Urgonien jaune <i>auct.</i>	46
2.10.3. L’Urgonien blanc <i>auct.</i>	47

2.10.4. Le «Rhodanien» <i>pro parte</i> («Aptien» de Joukowsky & Favre, 1913)	48
2.10.5. «Le Membre des Calcaires marneux de la Rivière» au Salève	49
2.11. Formation de la Perte-du-Rhône	49
2.12. Formation de Narlay	50
2.13. Sidérolithique	50
2.13.1. Lithostratigraphie	51
2.13.2. Cartographie	52
2.13.3. Chronostratigraphie	53
2.14. Molasse <i>sensu lato</i>	53
2.14.1. Les Poudingues de Mornex	54
2.14.2. Les Calcaires inférieurs	55
2.14.3. Molasse rouge <i>auct.</i>	56
2.14.4. Molasse grise à gypse <i>auct.</i>	56
2.14.5. Molasse aquitanienne <i>auct.</i>	57
3. DESCRIPTION STRUCTURALE DU SALÈVE	57
3.1. Historique	57
3.2. Petit Salève	58
3.2.1. Plongement axial	58
3.2.2. Versant NW	58
3.2.3. Versant SE	72
3.3. Vallon de Monnetier	72
3.3.1. Historique	72
3.3.2. Flanc NE du vallon de Monnetier	74
3.3.3. Flanc SW du vallon de Monnetier : la «Grande Carrière»	74
3.3.4. Le gouffre de Bellevue et le bassin des Eaux-Belles	74
3.4. Le Grand Salève entre le vallon de Monnetier et le décrochement du Coin	74
3.4.1. Versant NW du Grand Salève	75
3.4.2. Versant SE du Grand Salève	81
3.4.3. Nouvelle interprétation structurale du Petit et du Grand Salève	82
3.5. Le décrochement du Coin et son réseau de failles	82
3.5.1. Versant NW du Grand Salève	82
3.5.2. Versant SE du Grand Salève	85
3.6. La chaîne des Pitons entre le décrochement du Coin et le secteur de la Thuile	85
3.6.1. Versant NW de la chaîne des Pitons	85
3.6.2. Versant SE de la chaîne des Pitons	90
3.7. Le secteur de la Thuile et le décrochement de Pomier	90
3.7.1. Versant NW	91
3.7.2. Versant SE	92
3.8. Secteur compris entre les décrochements de Pomier et de Cruseilles	92
3.8.1. Versant NW	92
3.8.2. Versant SE	93
3.9. La zone décrochante de Cruseilles	93
3.9.1. Amplitude de la zone décrochante de Cruseilles	93
3.9.2. La Molasse <i>sensu lato</i> dans la zone décrochante de Cruseilles	94
3.9.3. Conclusions	94
3.10. La cluse des Usses et l'anticlinal de la Caille	94
3.10.1. La cluse des Usses	94
3.10.2. Versant occidental de l'anticlinal de la Caille	96
4. ÉBOULEMENTS ET SISMICITÉ	96
4.1. Eboulements préhistoriques	96
4.2. Eboulements historiques entre le XIX ^e siècle et aujourd'hui	96
4.3. Sismicité	97
5. DONNÉES DIVERSES	97
5.1. Hydrogéologie et spéléologie	97
5.1.1. Bassin de la Douai et Grotte de la Bachai di Faye, Bains de la Caille	98
5.1.2. Bassin de Pomier - Archamps	98
5.1.3. Bassin des Eaux-Belles	98

5.2. Hydrocarbures	99
5.3. Les blocs erratiques du Salève	99
6. FUTURS THÈMES DE RECHERCHES	100
6.1. Stratigraphie et paléontologie	100
6.2. Géologie structurale	101
6.3. Risques naturels	101
6.4. Géologie régionale	101
REMERCIEMENTS	102
BIBLIOGRAPHIE	102

1. INTRODUCTION

Le Salève, chaînon anticlinal jurassien longiligne orienté NE - SW, s'étend sur 35 km de long entre les vallées de l'Arve et du Fier et ne dépasse pas 3 km de large (Fig. 1). Situé en Haute-Savoie et composé essentiellement de roches calcaires du Mésozoïque, il culmine à 1379 m au Grand Piton et sépare le bassin molassique du Grand Genève (au NW) de celui du Plateau des Bornes (au SE). Le versant du Salève qui regarde Genève est abrupt et met en relief de nombreux affleurements qui ont attiré

l'attention des naturalistes depuis plusieurs siècles. Les couches calcaires presque horizontales de la partie supérieure contrastent avec les grandes dalles verticales de la partie inférieure, particulièrement bien visibles à l'aplomb du téléphérique et dans la Grande Paroi au-dessus de Beaumont. Sur l'autre versant en face des chaînes subalpines, les pentes boisées sont plus douces. De par sa proximité de Genève, le Salève est parcouru non seulement par les scientifiques, mais également par les touristes qui, depuis le sommet du Grand Salève, bénéficient par beau temps d'un panorama sur les Alpes de plus de 200 km de large entre la Jungfrau (Suisse centrale) et le Mont Revard (Savoie).

Ce travail correspond à la notice explicative de la nouvelle carte géologique de Mastrangelo *et al.* (2022) couvrant la partie du Salève de 21 km de long, comprise entre les vallées de l'Arve (Etrembières) et des Usses (Ponts de la Caille). Cette carte a été découpée ici en 5 portions (Fig. 3a-e) pour en faciliter la présentation.

Depuis le XVIII^e siècle, le Salève a déjà fait l'objet de très nombreuses publications géologiques. Une première description exhaustive sur le Mont Salève est due à de Saussure (1779-1796); dans son édition de 1803 (tome 1), elle occupe déjà 76 pages (236-312). La bibliographie sur le Salève a été mise à jour par Joukowsky & Favre (1913: 493-508) dans leur importante «Monographie géologique et paléontologique du Salève», puis par Margerie (1936: 1425-1452) dans son ouvrage sur le Jura. La remarquable synthèse de Joukowsky & Favre (1913) a été éditée par la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève (Fig. 2), qui par la suite a édité de très nombreux travaux dans ses différents journaux et périodiques tel le volume 41 des Archives des Sciences paru en 1988. Une partie de celui-ci est consacrée à la géologie, ce qui a fourni à Amberger *et al.* (1988: 34-42) l'occasion de compléter la bibliographie de leurs prédécesseurs. Signalons enfin les articles de Grenon (2018: 5-22), Mastrangelo & Charollais (2018: 43-50) et Strasser *et al.* (2018b: 39-42) parus à l'occasion d'un colloque sur le Salève également publié dans les Archives des Sciences (2018, vol. 70).

A l'occasion du centenaire de l'édition de la première carte géologique du Salève entre Etrembières et Cruseilles à 1/25'000 dessinée sur un fond topographique en hachures par Joukowsky & Favre en 1913, il nous a paru nécessaire de relever une nouvelle carte géologique

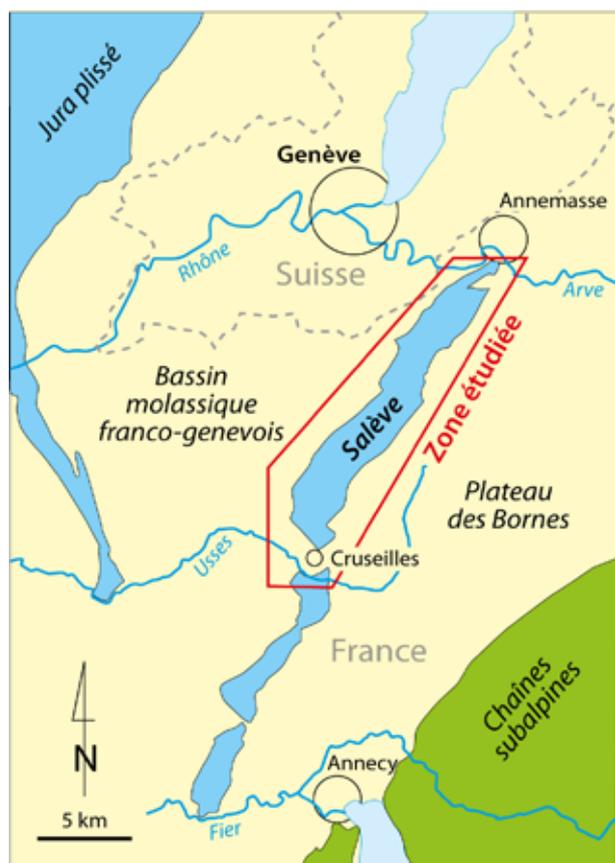


Fig. 1: Esquisse du chaînon du Salève, du bassin franco-genevois et du Plateau des Bornes d'après la carte tectonique de la Suisse à 1/500'000 (2005). En encadré, zone d'étude comprise entre les vallées de l'Arve et des Usses.

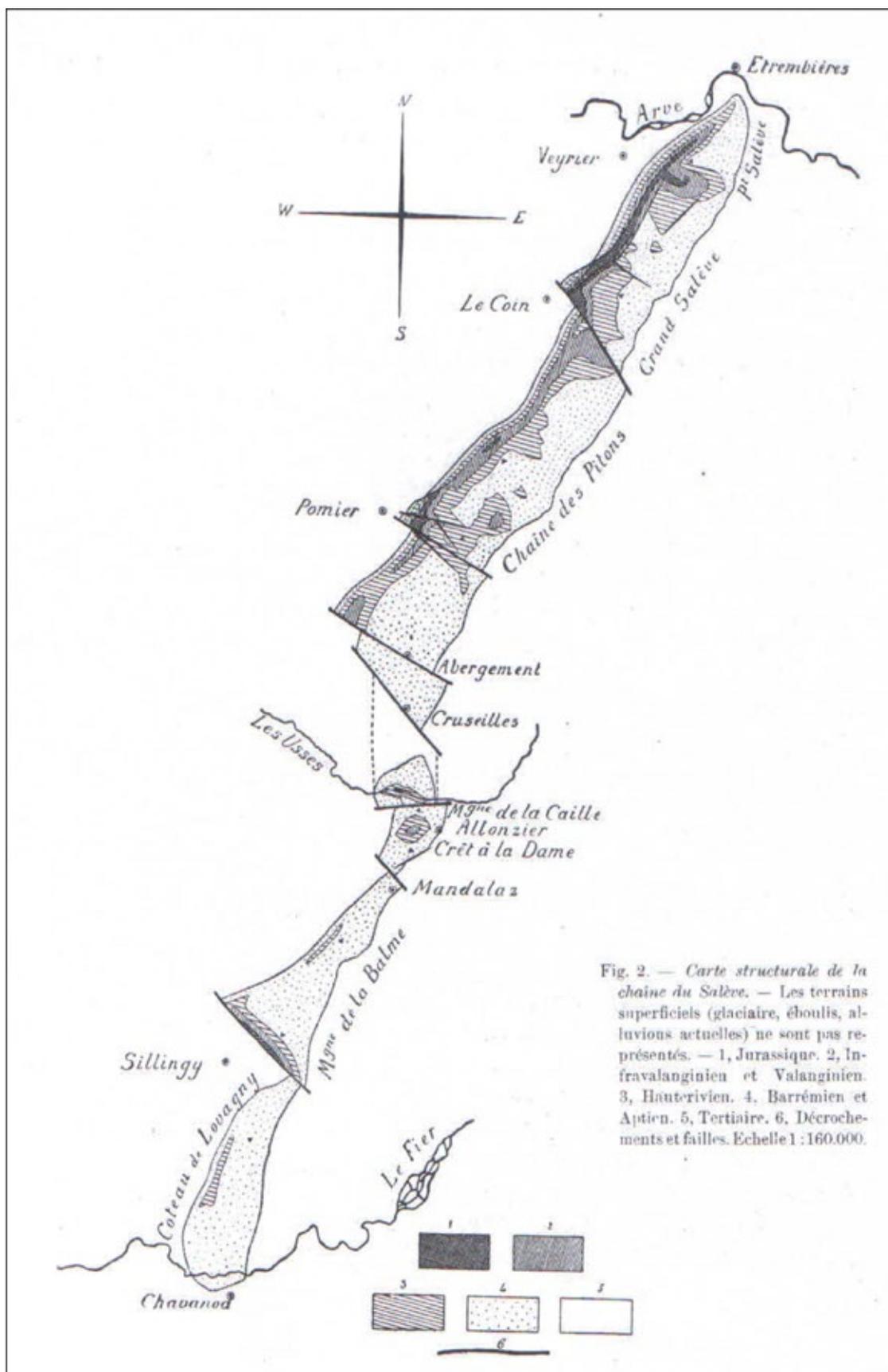


Fig. 2: Carte géologique et structurale du Salève entre les vallées de l'Arve et du Fier à 1/160'000, d'après Joukowsky & Favre (1913: 360, fig. 12).

sur le fond topographique exprimé en courbes de niveau, publié par l'Institut géographique national français (IGN) et adapté par Swisstopo, en tenant compte des nouvelles données acquises pendant un siècle de recherches géologiques. La réalisation d'un tel projet a nécessité, entre 2012 et 2021, plus de 200 jours d'un long et passionnant travail sur le terrain, assuré par l'un de nous (B. M.) avec la collaboration de son collègue (J. C.). L'intérêt scientifique de cette nouvelle version de la carte géologique du Salève (Mastrangelo *et al.*, 2022) basée sur les connaissances les plus récentes apparaît clairement ainsi que l'importance de son impact sur la gestion de l'environnement (Fig. 3a-e).

Les premières cartes géologiques du Salève de 1843 à 1892

La première «carte géologique du Mont Salève» à 1/250'000 (environ) est due à Favre (1843), qui publiera 19 années plus tard (1862a, b) une nouvelle carte à 1/150'000 comprenant également une partie de «la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc». Cette carte, qui ne comporte aucune faille, met en évidence la structure anticlinale du Salève ainsi que la succession des terrains «néocomien, valengien (*sic*) et urgonien», ce dernier ne figurant que sur le versant SE de la montagne. En 1891-1892, Schardt publie une «carte géologique de l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura» à 1/250'000, complétée par une partie du Salève dessinée par Maillard (1889). Sur le plan structural, ce document révèle pour la première fois, semble-t-il, une faille longitudinale qui affecte partiellement le versant NW du chaînon du Salève et qui est recoupée par trois décrochements, dont ceux de Cruseilles et du Vuache.

Une vingtaine d'années plus tard, paraît la «carte géologique du Salève» à 1/25'000 relevée entre 1908 et 1913 et dessinée par Joukowsky & Favre. Publiée en 1913 (hors texte) dans les Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève (vol. 37/4: 295-523), cette carte couvre le chaînon du Salève compris entre les vallées de l'Arve et des Usses. Dans ce remarquable travail surtout stratigraphique et paléontologique, les auteurs distinguent 8 «étages» (= formations), ce qui leur permet de présenter une carte beaucoup plus précise et utilisable que celles de leurs prédécesseurs. En outre, leur chapitre consacré à la tectonique (pp. 357-379) apporte de nom-

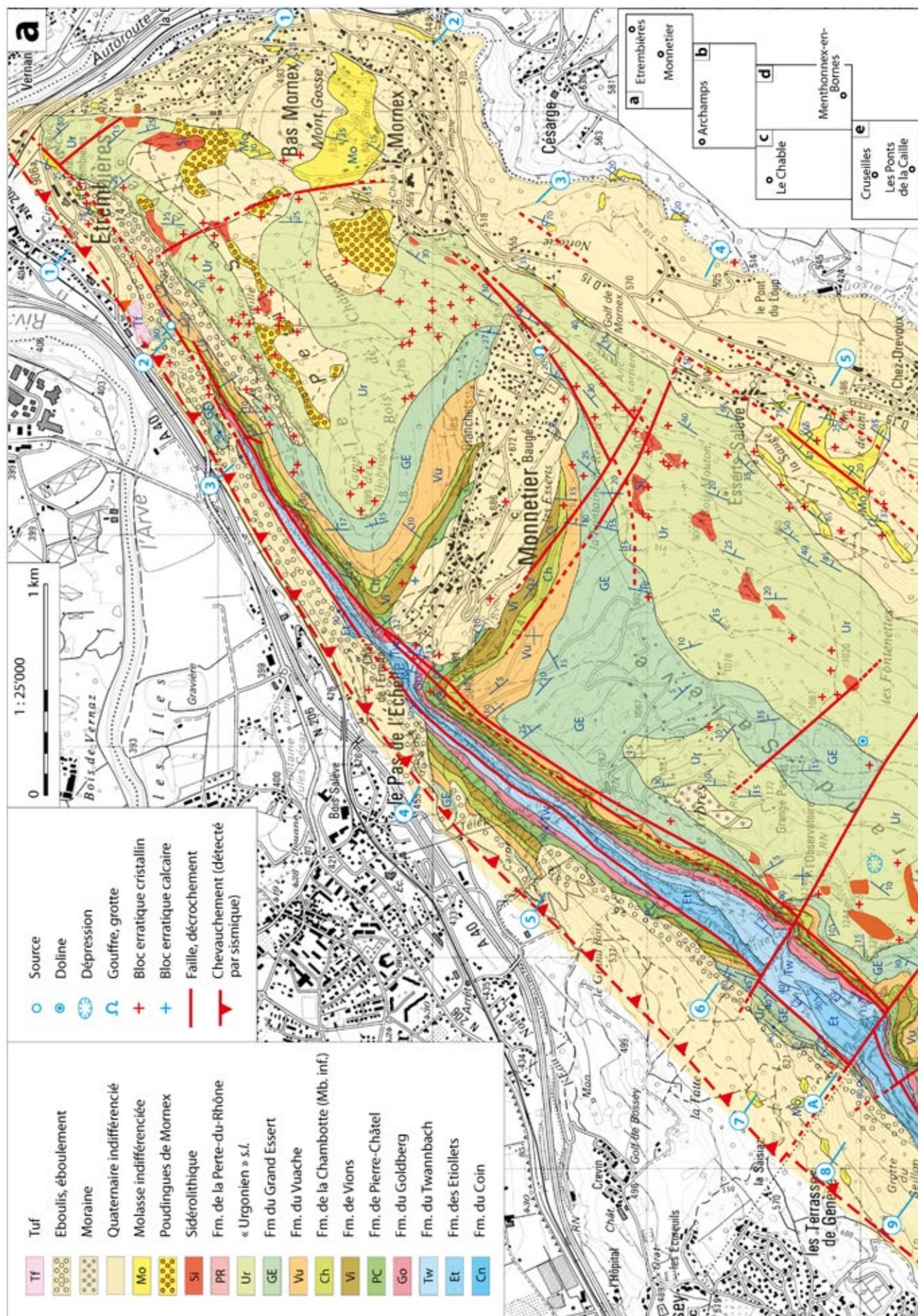
breuses et nouvelles observations. En plus de 23 profils à travers la chaîne du Salève (pl. XII), Joukowsky & Favre (1913: 360, fig. 12) présentent une «carte structurale de l'anticlinal du Salève» à 1/160'000 (Fig. 2).

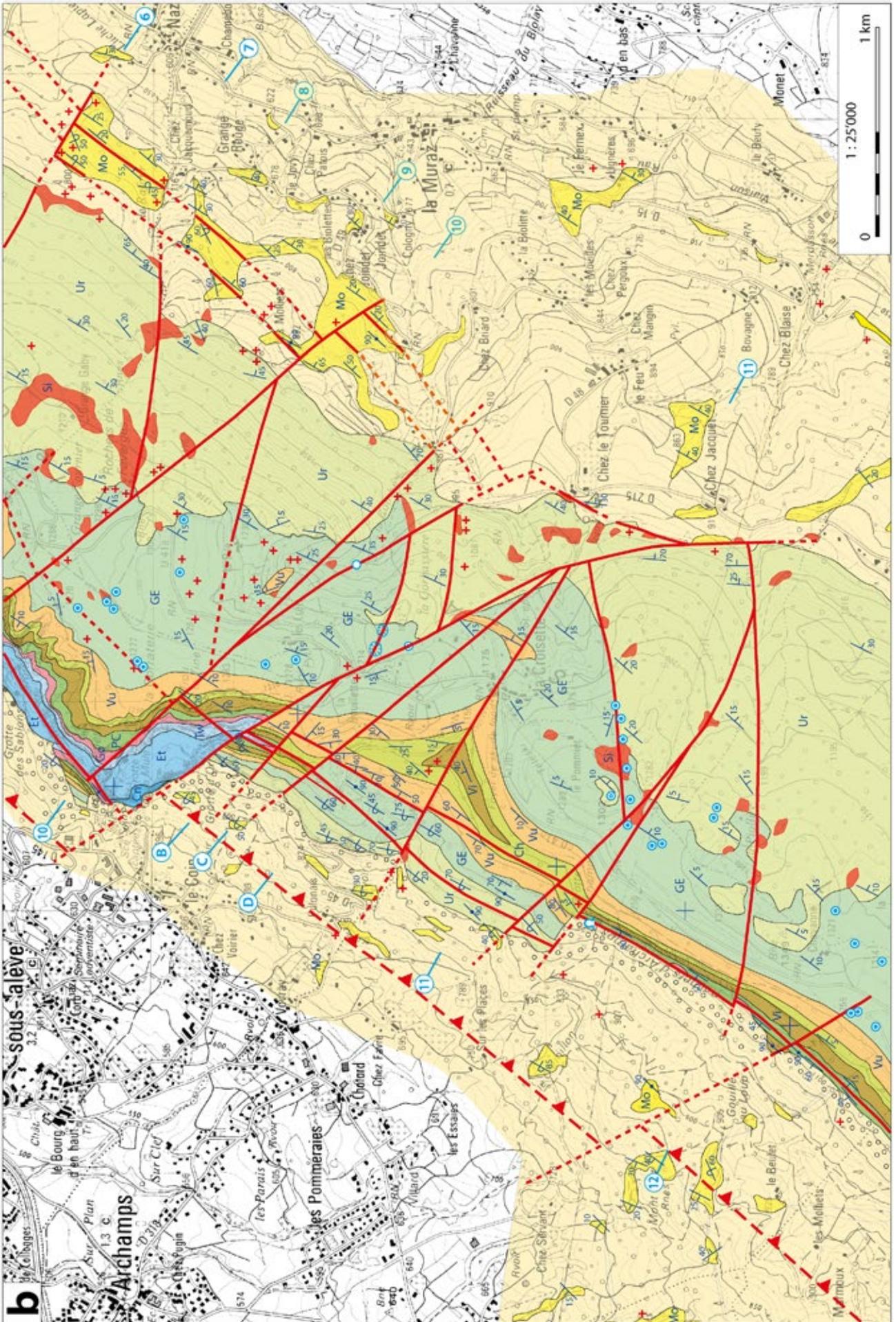
Les cartes géologiques du Salève levées par les géologues suisses entre 1948 et 1965

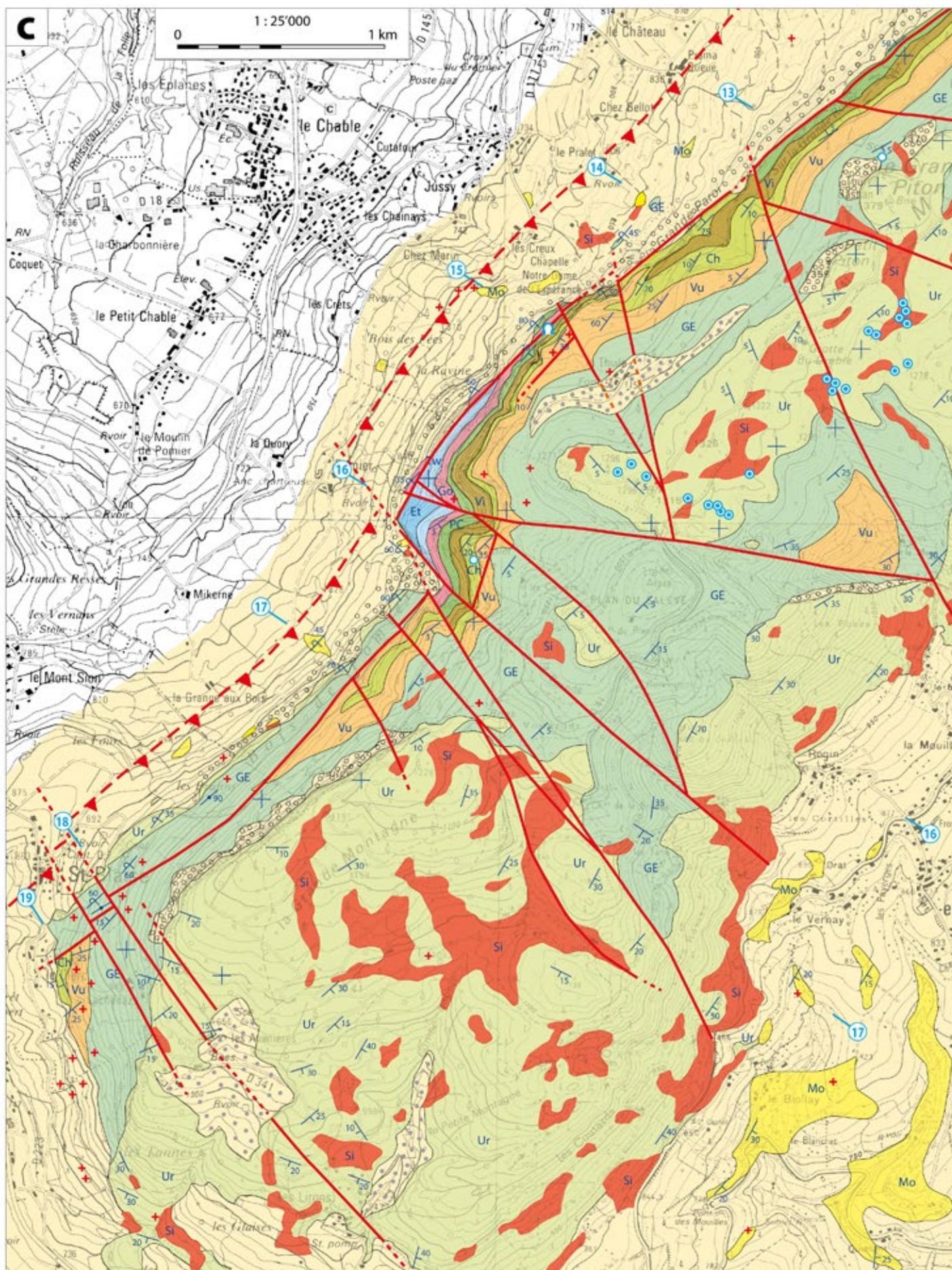
En 1946, les auteurs de la feuille 5 Genève-Lausanne à 1/200'000, publiée par la Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles, ont repris *in extenso* la carte du Salève de Joukowsky & Favre (1913) où cette montagne figure dans sa totalité entre les vallées de l'Arve et du Fier. Vers le milieu du XX^e siècle, certaines portions de cartes géologiques furent relevées (mais non publiées) dans le cadre de diplômes de l'Université de Genève et de rapports prospectifs pour l'exploration pétrolière: Sachs (1952), Pellaton (1954), Ruchat (1958), Étienne *et al.* (1958-1959). En 1959, Ruchat dresse une nouvelle carte géologique du Salève à 1/20'000 pour la compagnie pétrolière Prepa-Transworld Petroleum S.A.F. Malheureusement, cet excellent travail accompagné d'une notice explicative (Michel & Ruchat, 1959) n'a pas été publié; toutefois, nous en avons bénéficié. Plus tard, le secteur le plus septentrional du Salève, comprenant le Petit Salève et la majeure partie du Grand Salève, a fait l'objet d'une révision par Lombard & Paréjas (1965), qui figure sur la feuille 1301 Genève de l'Atlas géologique de la Suisse à 1/25'000. Cette feuille, dont la topographie est exprimée pour la première fois en courbes de niveau équidistantes de 10 m, est plus facile à décrypter, mais recèle quelques erreurs qui péjorent ce document. Ainsi, un affleurement de «Kimméridgien» a été dessiné sur le flanc SW du vallon de Monnetier, lui conférant une structure inexplicable. D'autre part, l'important plan de chevauchement au sein de la Molasse rouge *auct.* mis en évidence par Ruchat (1959) n'apparaît pas au front du Salève. Ce trait structural majeur ne sera pris en compte qu'une trentaine d'années plus tard par Amberger *et al.* (1988: 24, fig. 4), puis dans les différentes cartes du «Rapport final du Bassin du Genevois entre les Monts du Jura, du Salève et du Vuache» effectué par la Société cartographique de France (1989) pour le Service géologique du canton de Genève.

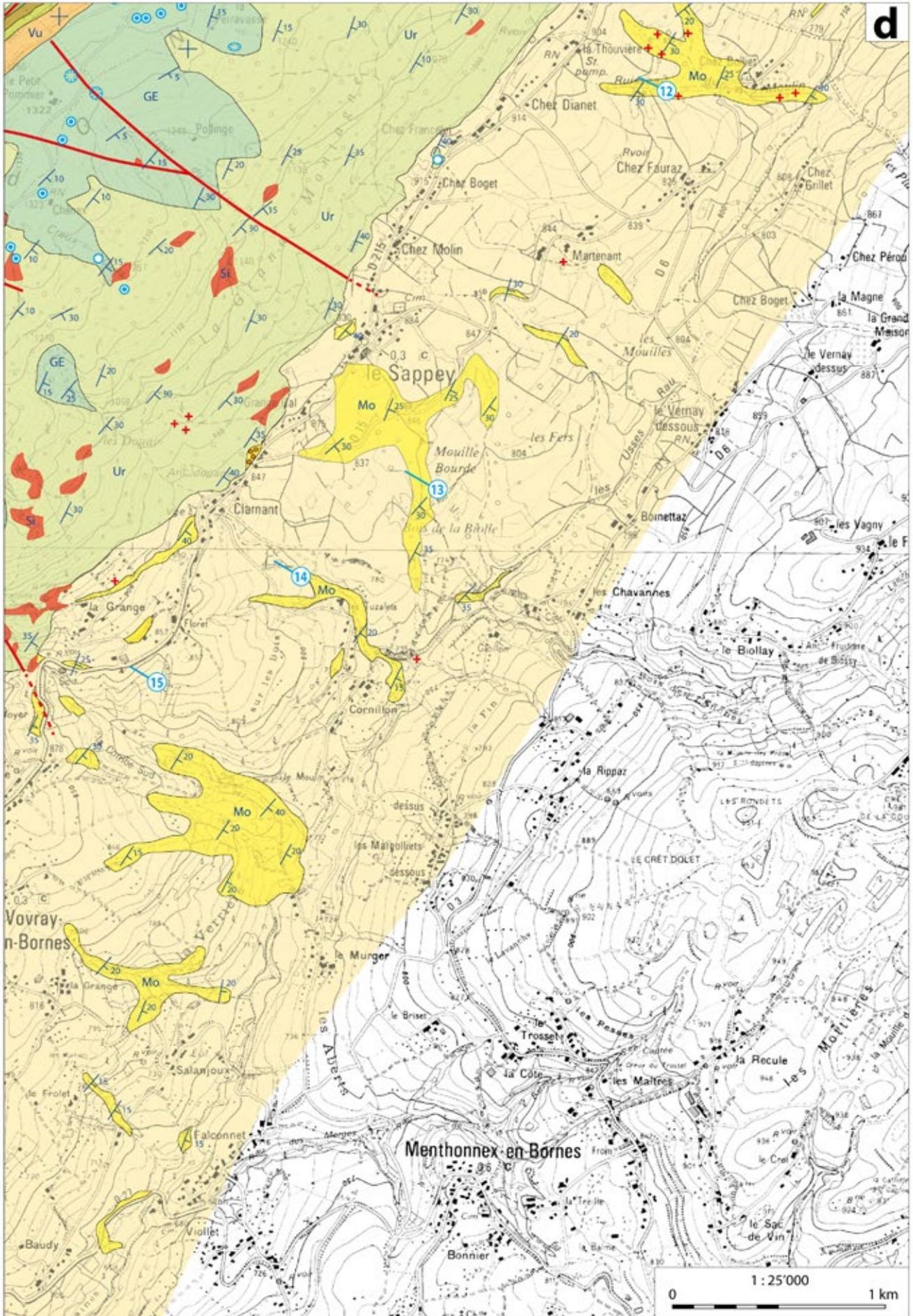
Fig. 3a-e: Cartes géologiques du Salève à 1/25'000 entre les vallées de l'Arve et des Usses. Fonds topographiques: IGN (1984), Swisstopo (1964), modifiés.

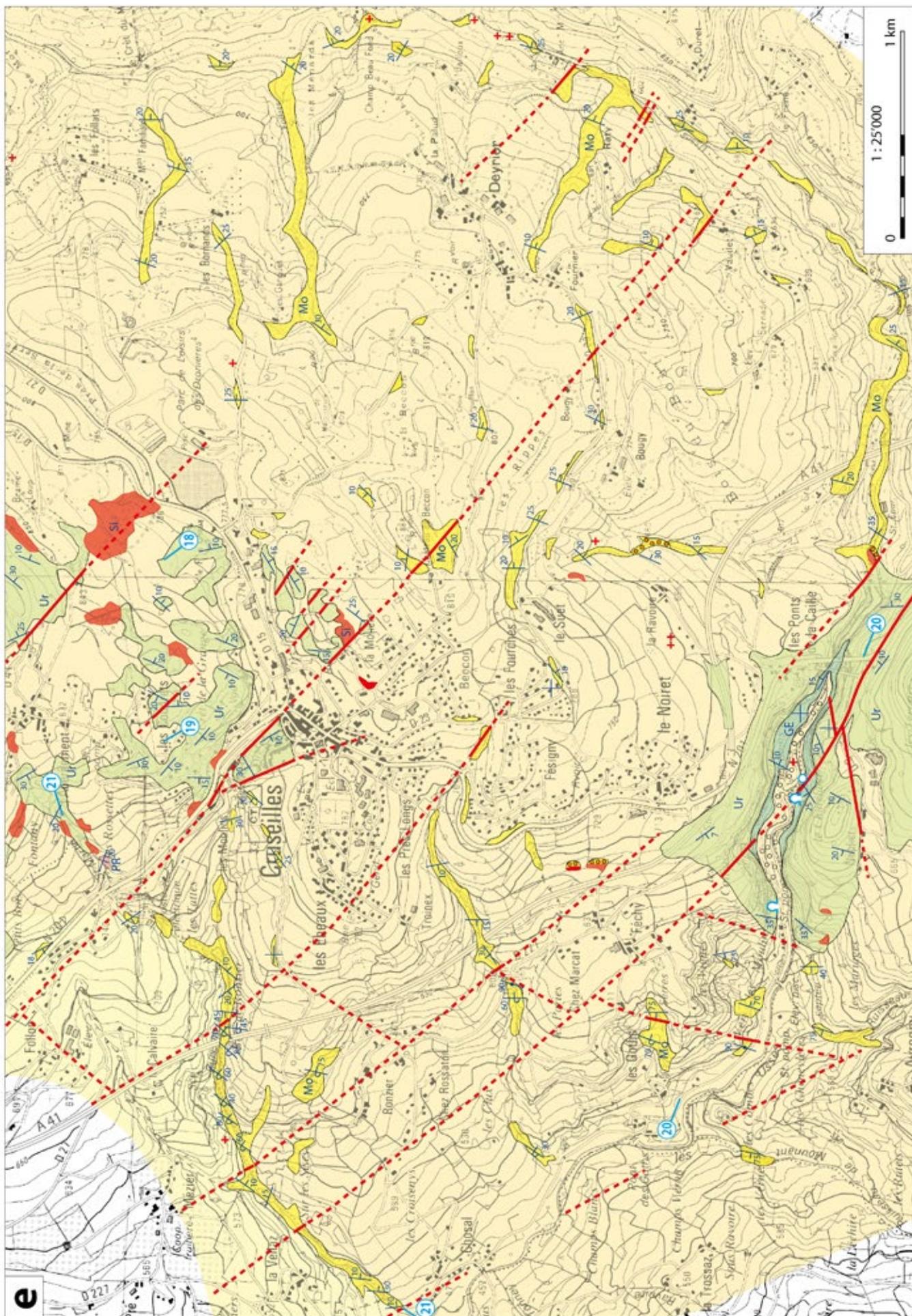
- 3a: Petit Salève, parties nord-orientale et centrale du Grand Salève.
- 3b: Partie sud-occidentale du Grand Salève et région de la Croisette.
- 3c: Chaîne des Pitons: versant nord-oriental et sommet.
- 3d: Chaîne des Pitons: versant sud-occidental.
- 3e: Région de Cruseilles.











Les dernières cartes géologique et tectonique de la Suisse à 1/500'000 comprenant le Salève ont été éditées en 2005

Pour terminer ce bref inventaire, citons les cartes de la Suisse à 1/500'000, l'une géologique (1980, 2005) et l'autre tectonique (2005), qui présentent quelques différences. Ainsi, la prolongation des grands décrochements du Salève à travers le bassin franco-genevois n'est pas esquissée sur la version géologique de 1980, puis devient hypothétique sur celle de 2005 et apparaît certaine sur la version tectonique de 2005. Toutefois, bien que dessinées à une très petite échelle, ces feuilles reflètent assez bien l'état des connaissances de la géologie du Salève au début du XXI^e siècle. Il semble que les grands décrochements qui traversent le bassin franco-genevois soient partiellement inspirés de la carte «géologique interprétative» de Rigassi (1982, *in* Charollais *et al.*, 2007b : 63, fig. 1).

Les cartes géologiques du Salève publiées sous l'égide du Service de la Carte géologique de France, puis du BRGM, de 1894 à 1998

Le Service de la Carte géologique de France a édité successivement en 1894, 1930 et 1969, la feuille Annecy à 1/80'000 sur laquelle figure le Salève. Sur la 3^e édition (Ricour *et al.*, 1969), dont le fond topographique est exprimé en hachures, la géologie du Salève, entre la vallée de l'Arve et la Balme de Sillingy, est fortement inspirée des travaux de Maillard (1889, 1891, *in* Schardt, 1891-1892) et de Joukowsky & Favre (1913). En outre apparaissent quelques interprétations douteuses sur le plan structural, comme la prolongation de la faille longitudinale principale du versant NW du Grand Salève qui s'incurve à 90° à son extrémité méridionale et se prolonge directement dans le décrochement du Coin. Rappelons que jusqu'au milieu du XX^e siècle, les relations scientifiques entre les Services géologiques suisse (Commission géologique suisse) et français (Bureau de recherches géologiques et minières BRGM) étaient beaucoup moins étroites qu'elles ne le sont aujourd'hui. Signalons encore la carte géologique simplifiée des Alpes occidentales à 1/250'000, sur laquelle Gidon (1977) dessine la géologie du Salève en reprenant les concepts de Maillard (1889, 1891, *in* Schardt, 1891-1892) et en les schématisant fortement.

Dans le cadre du projet de cartographie à 1/50'000 de toute la France, certaines portions du Salève entre Annemasse et Annecy furent publiées à la fin du XX^e siècle sur un fond topographique à courbes de niveau équidistantes de 20 m. L'ensemble du chaînon figure sur les 4 cartes suivantes :

- Feuille XXXIII-30 : Seyssel (Donze & Énay, 1972) qui s'étend de la région de Cruseilles jusqu'à Lovagny ;
- Feuille 3430 : Annecy-Bonneville (Charollais *et al.*, 1986) qui couvre une faible portion du versant SE du Salève (région de Plan du Salève) ;

- Feuille 653 : Saint-Julien-en-Genevois (Donzeau *et al.*, 1997a) où n'apparaît qu'une infime partie du front du chaînon du Salève, au-dessus de l'Abbaye de Pomier ;
- Feuille 654 : Annemasse (Kerrien *et al.*, 1998) sur laquelle figurent le Petit et le Grand Salève ainsi que la chaîne des Pitons.

A noter que les trois cartes géologiques françaises les plus récentes ont bénéficié des acquis mentionnés dans les travaux de diplômés inédits de Grebert (1981) et Hottinger (1990). Enfin, signalons que les nouveaux affleurements visibles dans les carrières du Pas de l'Echelle, dont le remblaiement est prévu dans quelques décennies, ont été cartographiés et étudiés par Kaufmann (2001).

Conclusions

De cet historique, il ressort que les cartes géologiques du Salève, françaises et suisses, anciennes et actuelles montrent certaines imprécisions. La nécessité de retourner sur le terrain s'est donc logiquement imposée, l'exploitation des photos aériennes s'avérant très décevante en raison de l'épais couvert végétal. La nouvelle carte géologique du Salève entre l'Arve et les Ussets (Fig. 3 a-e) a été dessinée à partir de relevés sur le terrain au 1/10'000, et pour certains secteurs au 1/5'000 par l'un de nous (B. M.).

La présente notice explicative renferme les principales nouvelles données stratigraphiques et structurales acquises ces dernières années par différents auteurs et par nos propres observations sur le terrain. Elle présente une description litho- et biostratigraphique des formations du Salève, en utilisant généralement, pour le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, la terminologie du Comité suisse de stratigraphie définie en 2013 et adoptée par Strasser *et al.* (2016, 2018a, b). La description des différents tronçons du Salève entre les vallées de l'Arve et des Ussets et la présentation de nouveaux profils permettent de mettre en évidence un concept structural différent de celui de nos prédécesseurs, particulièrement de Joukowsky & Favre (1913 : 357-379). En effet, la fracturation et le raccord entre les couches des versants NW et SE du Salève avec celles du bassin franco-genevois et du Plateau des Bornes est plus complexe que ne le révèlent les travaux antérieurs.

Remarques sur le fond topographique de la nouvelle carte géologique du Salève à 1/25'000

Joukowsky & Favre (1913 : 297) ne disposaient pas d'un fond topographique satisfaisant. Ils ont donc établi eux-mêmes leur carte topographique à 1/25'000 «au moyen de levés photogrammétriques et de croquis pris sur place» en plus de nombreuses cotes mesurées au baromètre altimétrique. La carte topographique dessinée en hachures par ces deux géologues (1913, pl. VI) est absolument remarquable. Un siècle plus tard, nous avons disposé de cartes topographiques à 1/25'000 de l'Insti-

tut géographique national (IGN) de France, dont le relief est exprimé en courbes de niveau équidistantes de 10 m. Il nous a donc été beaucoup plus facile d’y dessiner la géologie, malgré des imperfections inattendues, telles que certains tracés de routes incorrects, plusieurs cotes d’altitude inexactes, la suppression d’anciens sentiers et de chemins de débardage pourtant utiles au repérage. A notre demande, le Service géologique suisse (Swisstopo) a bien voulu s’investir bénévolement pour adapter le fond topographique de l’Institut géographique national (IGN) à nos besoins.

Le sentier géologique du Grand Salève

Sept panneaux d’information conçus par Charollais & Metzger (1990), financés en partie par les communes de Collonges-sous-Salève, Bossey, la Muraz et le Syndicat mixte du Salève, inaugurés en mai 1995, complètent les descriptions détaillées des itinéraires pédestres décrits par Charollais & Deville (*in* Charollais & Badoux, 1990 : 34-40 ; figs 17-23). Ils ont pour but d’expliquer par de simples schémas la stratigraphie et la tectonique de ce secteur du Grand Salève (Charollais, 1995-1996).

2. DESCRIPTION LITHO- ET BIOSTRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS AU SALÈVE

L’objectif de notre travail étant avant tout cartographique, nous avons utilisé les travaux de nos prédécesseurs cités pour la plupart en bibliographie, auxquels s’ajoutent nos commentaires et nos propres observations. Nous nous référons très souvent à la célèbre et excellente monographie sur le Salève (entre les vallées de l’Arve et des Usses) de Joukowsky & Favre (1913), première synthèse stratigraphique, tectonique et surtout paléontologique.

A plusieurs reprises, nous tentons des corrélations litho- et/ou biostratigraphiques avec les formations rencontrées et décrites dans les forages de Thônex et plus rarement dans ceux d’Humilly 1 et 2. Comme l’a démontré Meyer (2000), le dépliage de la topographie actuelle suggère que le Salève a subi au cours des temps géologiques des déplacements tectoniques significatifs, ce qui doit inciter à la prudence dans les reconstitutions paléogéographiques au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.

Sur le terrain, quatorze formations ont été identifiées (Fig. 4a, b) : trois appartiennent au Jurassique supérieur, huit au Crétacé inférieur et trois au Paléogène, chacune d’elles étant individualisée par une couleur et un sigle. La terminologie employée pour la description des unités lithostratigraphiques du Salève suit les recommandations du Comité suisse de stratigraphie (2013), sauf pour les formations des Gorges de l’Orbe et de Vallorbe. Toutefois, certains termes de l’ancienne nomenclature (Steinhauser & Charollais, 1971 : 28-31, fig. 8 ; Deville, 1991 : 57) seront encore parfois employés. D’autre part,

comme une grande partie du Salève figure sur la feuille Genève de l’Atlas géologique de la Suisse à 1/25’000 (1946), il a paru justifié de conserver certaines dénominations empruntées aux géologues suisses, notamment pour les formations paléogènes.

Les dépôts quaternaires n’ayant pas fait l’objet d’une étude particulière, le lecteur pourra se référer à la monographie de Joukowsky & Favre (1913 : 349-356), qui ont décrit en détail les formations glaciaires (moraines, fluvio-glaciaire, groise) et les dépôts post-glaciaires du Salève. Monjuvent a complété leur travail dans la notice explicative de la feuille Annemasse à 1/50’000 (*in* Charollais *et al.*, 1998 : 76-98 et 108-110), où est également traitée l’histoire glaciaire des dépôts du bassin franco-genevois entourant le Salève, depuis la vallée de l’Arve jusqu’à la région de Cruseilles. Parmi les très nombreuses publications sur les terrains quaternaires, nous ne citerons que quelques travaux comprenant une bibliographie plus spécifique : Achard & Jayet (1967), Reynaud & Chaix (1981), Moscariello *et al.* (1998), Wildi *et al.* (2017), Couterand (2018), Moscariello (2021).

2.1. Formation du Coin (Cn ; bleu foncé)

Les terrains les plus anciens du Salève (Figs 4a, 5) affleurent en paroi à la base de l’escarpement des Etiollets, dans la région du Coin. Le panneau de la station n. 1 de l’Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève (inauguré en avril 1990) implanté près du réservoir à 690 m au départ du sentier d’Orjobet, révèle la structure géologique de la face SW du Grand Salève. L’interprétation géologique de Deville de la paroi méridionale du Grand Salève vue du Coin et dessinée par J. Metzger permet d’appréhender d’un seul coup d’œil la stratigraphie du Salève entre les formations du Coin et du Vuache ainsi que la structure de cet anticlinal faillé et chevauchant. Ces terrains ont été décrits par plusieurs auteurs : Joukowsky & Favre (1913 ; fig. 1 : niveaux 1-7), Favre (1934), Carozzi (1950a, b ; 1953a ; 1954 ; 1955), Carozzi & Verdan (1950), Lombard (1982 : 14 ; fig. 4), Charollais & Badoux (1990 : 16 ; fig. 5), Deville (1985 ; 1988 ; 1990 : 217, fig. 1 ; 1991 : 34), Énay & Boullier (2000). L’accès ne pouvant se faire qu’en varappe dans des conditions d’observation difficiles, nous nous sommes basés sur les travaux de nos prédécesseurs pour les cartographier.

Sur leur photo interprétée du Grand Salève prise du Beulet, Joukowsky & Favre (1913, pl. IX) ne distinguent qu’une formation entre la base de la paroi du Coin et le replat de l’Esplanade des Etiollets. Ils l’appellent du nom d’un étage, le « Kimeridgien », selon la coutume de l’époque. Favre (1934 : 320) emploie le terme plus précis de « Kimeridgien inférieur », sans apporter de nouveaux arguments biostratigraphiques. Plus récemment, Deville (1988, 1990, 1991) a distingué deux formations dans cette paroi des Etiollets : à la base, les Calcaires de Tabalcon (définis par Bernier dans le Jura méridional

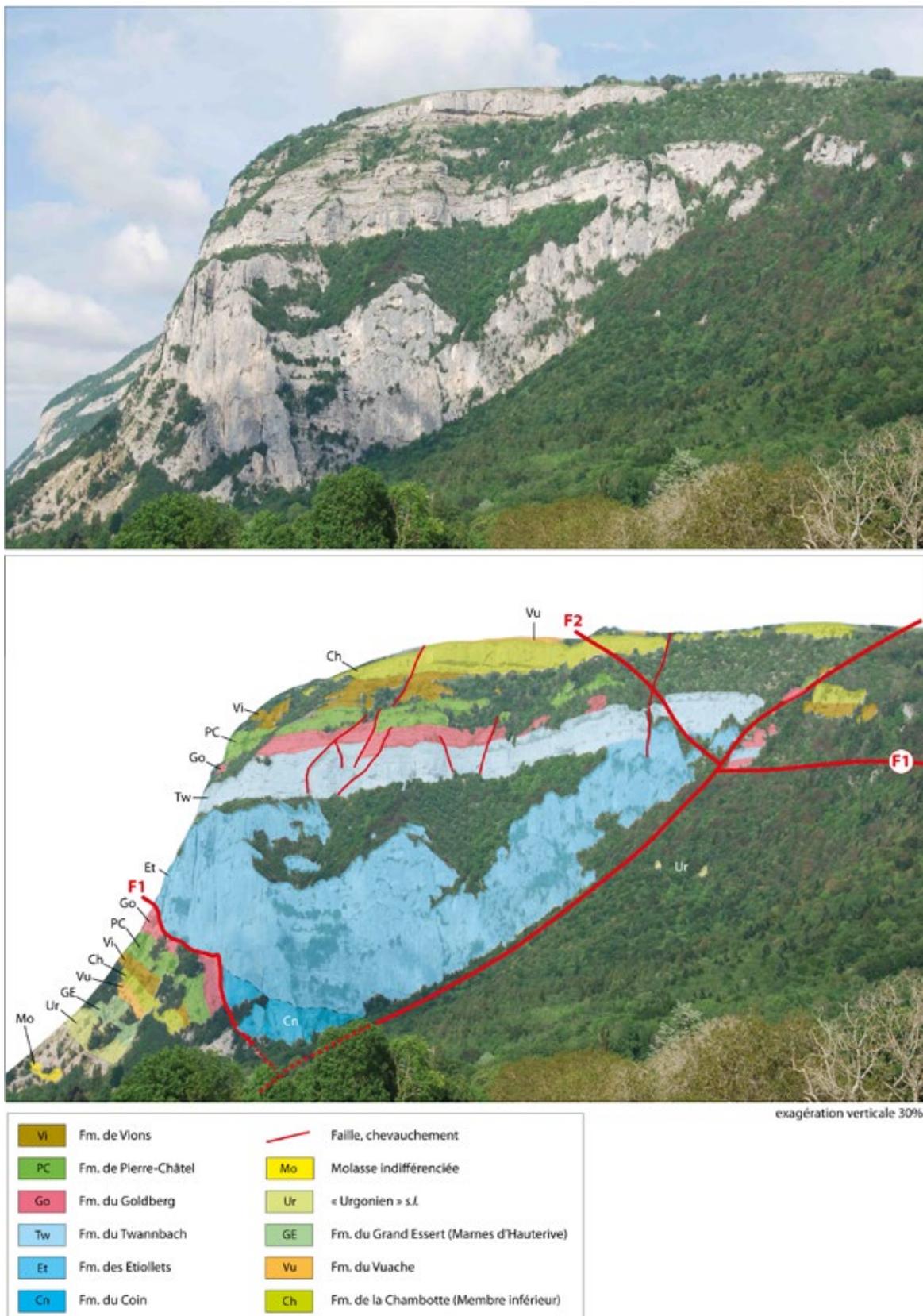


Fig. 5: En haut, vue sur la paroi des Etiollets depuis le hameau de Vovray, au SW du village du Coin. En bas, photo interprétée avec individualisation des formations. Remarquer les plans de diaclases verticaux, parallèles au plan de la faille longitudinale F1 qui met en contact les couches subhorizontales de la Formation des Etiollets (flanc normal de l'anticlinal du Grand Salève) avec celles des formations d'âges crétacé inférieur et paléogène, subverticales à renversées (flanc inverse de l'anticlinal).

en 1984) et, au sommet, la Formation des Etiollets. Ses conclusions sont basées sur l'analyse microscopique de 400 échantillons et environ 120 lames minces.

Énay & Boullier (2000 : 677) contestent partiellement l'interprétation de Deville et estiment que «l'attribution à la Formation des Calcaires de Tabalcon des premiers niveaux du cirque des Etiollets ne peut être conservée». D'après Énay & Boullier (2000 : 677), les premiers niveaux de la paroi des Etiollets «représentent une formation nouvelle» qu'ils nomment «Formation du Coin» en conservant la définition et l'extension données par Deville en 1988. Cette prise de position, encore aujourd'hui maintenue par Énay (comm. orale, 6 juillet 2016), a été adoptée sur la nouvelle carte géologique du Salève (Fig. 3). Cette Formation du Coin correspond à la partie inférieure de la paroi des Etiollets et «montre assurément des affinités avec les Calcaires de Tabalcon» comme l'a démontré Deville (1988 : 83 ; 1991 : 35). La terminologie de Énay & Boullier (2000 : 677) semble provisoirement d'autant plus justifiée que Deville (1991, fig. 27) lui-même a défini à la base de la paroi des Etiollets (Fig. 6) deux membres : le Membre des Brèches coralligènes du Coin (entre 11 et 31 m) et le Membre des Dolomies calcaires du Coin (entre 60 et 74 m).

La zonation biostratigraphique utilisée ici est calée sur la table chronostratigraphique internationale (www.stratigraphy.org) publiée en 2022 (Fig. 7). La paroi des Etiollets fera prochainement l'objet d'un nouvel échantillonnage, qui permettra d'entreprendre des études lithologiques et biostratigraphiques, principalement palynologiques. En outre, l'analyse séquentielle de la Formation du Coin et de celle qui la surmonte autorisera peut-être des corrélations avec les séries traversées par les prochains forages géothermiques dans le bassin franco-genevois.

L'important décrochement sénestre du Coin orienté NW-SE a provoqué par endroits la bréchification et la recristallisation des roches, ce qui nuit à l'observation. Celle-ci ne peut pas être complétée par la description d'autres affleurements dans le chaînon du Salève puisqu'il n'en existe aucun entre les vallées de l'Arve et du Fier. Comme l'écrit Deville (1991 : 35), «la stratification est souvent difficile à suivre et seuls les bancs de calcaire fin ou de dolomie permettent d'apprécier la géométrie des couches».

La Formation du Coin est essentiellement formée de calcaires grisâtres souvent bréchiques, parfois dolomitiques, plus ou moins riches en rognons de silex. La description lithologique et micropaléontologique détaillée ainsi que son interprétation sédimentologique et paléoenvironnementale ont été publiées par Deville (1988 : 67-82) ; nous y renvoyons le lecteur. Cet auteur attribue une bonne partie des dépôts de la Formation du Coin à des faciès de démantèlement de récifs (dépôts de front de récif, selon Meyer, 2000). Parmi les nombreux faciès réunis en 4 groupes (faciès micritiques, bioclastiques, lithoclastiques, bioconstruits), Deville (1988 : 71-73) signale en 1991 (pp. 34-35) un banc de dolomies saccharoïdes

à «flammèches rouges» (= niveau 3 de Joukowsky & Favre, 1913 : 301, fig. 1), au 3/4 de la base de la Formation du Coin proche du sentier des Etiollets.

Selon Deville (1991 : 67), le Membre des Brèches coralligènes du Coin (Fig. 6) évolue rapidement «d'un environnement de talus distal» vers un environnement de talus proximal, marqué par des dépôts de «modified grain flow», puis vers celui d'avant-récif où les sédiments, déposés par debris flows voire par éboulements sous-marins de larges blocs, sont associés à des stromatopores subsphériques en position de croissance. Quant au Membre des Dolomies calcaires du Coin, il marque un profond changement de faciès caractérisé par de fréquents calcaires dolomités dans lesquels Deville (1991 : 75-83) signale des spongiaires, des fragments d'échinides, des milioles, des *Saccocoma*, des hexacoralliaires, des Dasycladales et des *Thaumatoporella* sp.

L'épaisseur de la Formation du Coin est difficile à estimer, car ses limites ne sont pas clairement définies. La base de cette formation n'affleurant pas, elle est inconnue et sa limite supérieure reste «approximative» suivant l'expression de Joukowsky & Favre (1913 : 303). Car, comme ils l'écrivent, la partie supérieure de cette formation «passe insensiblement à un calcaire récifal blanc (= Formation des Etiollets), non ou très mal stratifié, où les Coraux parfois en gros buissons abondent et donnent souvent à la roche un aspect saccharoïde».

La Formation du Coin définie par Enay & Boullier (2000), qui correspond aux «complexes de couches» 1 à 7 décrits par Joukowsky & Favre (1913 : 302-303, fig. 1), a été mesurée par ces auteurs et évaluée à 110 m. Plus tard, Favre (1934 : 320) réduit son épaisseur à 83 m, l'amputant du niveau 7 de Joukowsky & Favre (1913). Deville (1990 : 217) reprend l'évaluation de Joukowsky & Favre (1913 : complexes 1 à 7, 302-303 ; fig. 1), soit 110 m. Un an plus tard (1991 : 34), il se ravise et estime à 102 m la puissance de cette formation qu'il attribue au Kimméridgien supérieur / Tithonique inférieur. Suivant nos observations et celles de Favre (1934), **la Formation du Coin n'est visible que sur une épaisseur de 79 m** (Fig. 4a). Cette valeur a été retenue sur la nouvelle carte géologique du Salève à 1/25'000 et sur les profils tectoniques de ce travail.

Joukowsky & Favre (1913) ont signalé dans la Formation du Coin quelques brachiopodes et de rares échinides, dont un radiole de *Cidaris glandifera* (dét. B. Clavel, *in* Deville, 1991 : 48), qui «donne un âge qui remonte, au plus vieux, à la zone à Eudoxus (partie supérieure du Kimméridgien supérieur)». En outre Deville (1990, 1991), qui en a étudié les microfaciès, a observé «*Tubiphytes*» associé à de rares foraminifères (dont *Alveosepta jaccardi*), des spongiaires, des coraux, des Dasycladales et des stromatopores. *Crescientiella morronensis* caractérise les Calcaires de Tabalcon. Cette espèce apparaît dès la base de la formation, deviendra abondante dans les niveaux 6 à 17 et a été rencontrée jusqu'au banc 23 (Deville, 1988 : 68-69, fig. 2a-b). Dans cette formation, les foraminifères

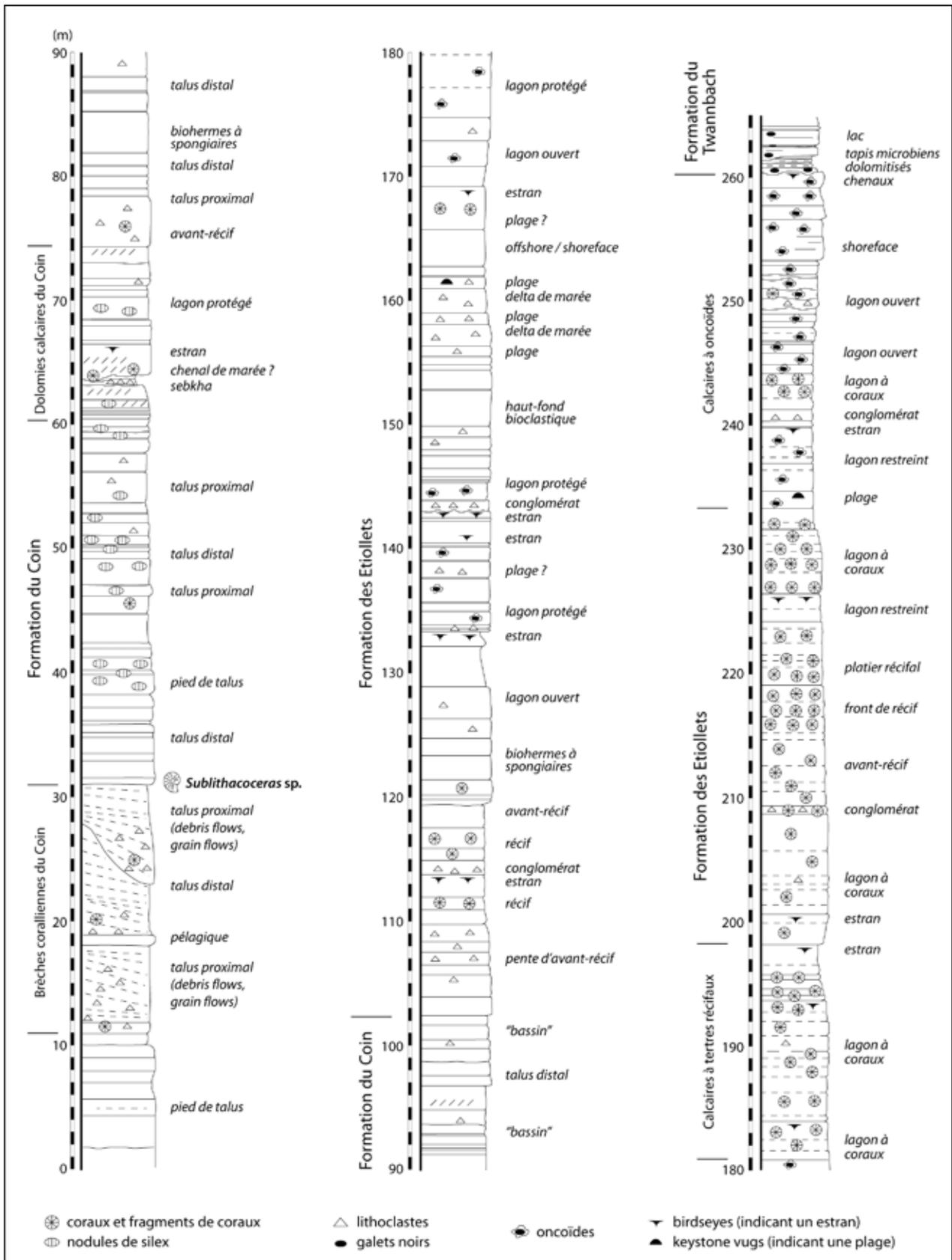


Fig. 6: Coupe de l'escarpement des Etiollets, simplifiée d'après Deville (1991). Les épaisseurs des formations du Coin et des Etiollets, selon Deville (1991), ne correspondent pas aux valeurs retenues dans ce travail. En revanche, la succession des faciès et des environnements de dépôt correspond à ses observations sur le terrain.

Ma	Age / Etage	Zones d'ammonites	
121.4	Aptien inf.	<i>D. deshoyesi</i>	<i>D. forbesi</i> <i>D. ogioniensis</i>
			<i>M. sarasini</i> *
129.4	Barremien sup.	<i>I. giraudi</i>	
		<i>G. sartousiana</i>	
		<i>A. vandenheckii</i>	
			<i>M. moutonianum</i> <i>K. compressissima</i> <i>N. pulchella</i>
132.6	Hauterivien inf.	<i>N. nicklesi</i>	
		<i>T. hugii</i>	
		<i>P. ohmi</i>	
		<i>B. bolearis</i>	<i>P. ligatus</i> <i>L. nodosoplicatum</i> <i>C. loryi</i> <i>A. radiatus</i>
139.8	Valanginien sup.	<i>C. furcillata</i>	
		<i>N. peregrinus</i>	
		<i>S. verrucosum</i>	
		<i>B. campylotoxus</i>	<i>K. inostranzewi</i> * <i>N. neocomiensiformis</i> *
145.0	Berriasien inf.	<i>T. pertransiens</i>	
		<i>S. boissierii</i>	
		<i>S. occitanica</i>	
152.1	Tithonien sup.	<i>B. jacobi</i>	
		<i>Durangites</i>	
		<i>M. microcanthum</i>	<i>M. ponti</i> / <i>B. peroni</i>
		<i>S. fallauxi</i>	<i>V. rathpletzi</i> **
Kimmeridgien	<i>S. semiforme</i>		
	<i>S. darwini</i>		
		<i>H. hybonotum</i>	
		<i>H. beckeri</i>	* selon Reboulet et al. (2014) ** selon Scherzinger et al. (2010)

Fig. 7: Zonation biostratigraphique entre le Kimméridgien et l'Aptien. Ages numériques d'après la «International Chronostratigraphic Chart (2022)» de la Commission Internationale de Stratigraphie. Zones d'ammonites selon Hardenbol *et al.* (1998), Scherzinger *et al.* (2010) et Reboulet *et al.* (2014).

sont rares et apparemment peu significatifs, c'est pourquoi ils ne sont pas illustrés ici, sauf *Mohlerina basilienensis* (Planche IV, m-n).

Une seule ammonite (Fig. 8) a été «découverte dans le dernier banc des Brèches coralligènes» (Deville, 1991 : fig. 32), c'est-à-dire à une vingtaine de mètres au-dessus de la partie basale affleurante de la Formation du Coin, dans l'escarpement des Etiollets. Énay (*in* Énay &

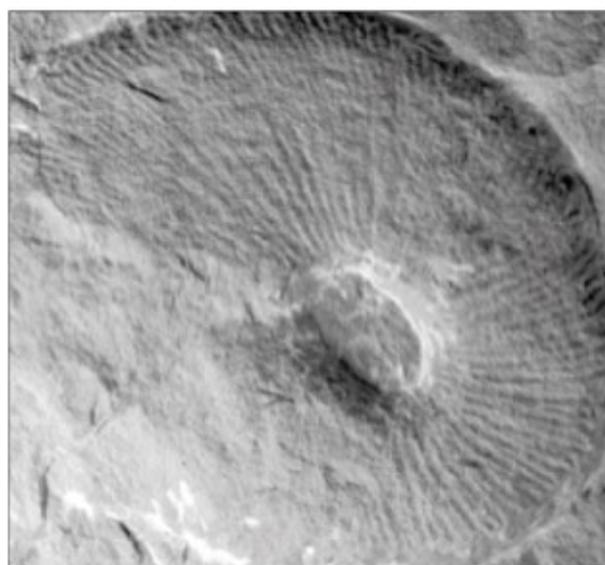


Fig. 8: *Sublithoceras* sp. provenant de la partie inférieure de la Formation du Coin (photo R. Énay).

Boullier, 2000 : 677) a décrit, déterminé et figuré cet unique exemplaire (FSL 101475 ; collection Université Claude Bernard, Lyon 1). Malgré une conservation assez fruste, ce spécialiste le rattache à *Sublithoceras* sp., dont l'âge «serait compris entre l'extrême sommet de la zone à Beckeri (sous-zone à Ulmensis) du Kimméridgien terminal et la zone à Penicillatum / Rothpletzi dans la partie moyenne du Tithonien inférieur» (Fig. 7).

Les brachiopodes (*Torquirhynchia echaillonensis*, *Terebratula* gr. *Formosa*, «*Zeilleria* aff. *Delmontana*», *Z.* gr. *Magasiformis*) récoltés une quinzaine de mètres plus haut que l'ammonite et déterminés par A. Boullier viennent conforter l'âge donné par la seule ammonite connue à ce jour. Selon les conclusions de Énay & Boullier (2000 : 677), les terrains les plus anciens affleurant au Salève (base visible de la Formation du Coin) **appartiendraient au Tithonien inférieur** (R. Énay, communication écrite, 2016).

Dans le forage de Thônex (canton de Genève) implanté à 3 km au NW du Petit Salève, Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995 : 379, tab. 1) avaient assimilé aux Calcaires de Tabalcon une série de calcaires micritiques et biodétritiques de 80 m de puissance, par analogie avec ce qu'avait décrit Deville au Salève (1988, 1990, 1991). En réalité, il s'agirait probablement de la Formation du Coin. Toutefois, l'estimation de l'épaisseur de cette unité lithologique à Thônex doit être considérée avec prudence, l'exécution du forage n'ayant pas été réalisée dans de très bonnes conditions, comme le relèvent Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995 : 374).

2.2. Formation des Etiollets (Et; bleu marin)

Le terme de «Formation des Etiollets» (Fig. 4a) a été proposé par Deville (1990 : 219-221 ; 1991 : 48-49) pour caractériser un ensemble de «calcaires coralliens» affleurant en paroi dans la partie supérieure de l'escarpement des Etiollets (Fig. 5), à l'extrémité méridionale du Grand Salève. Difficilement accessible à la localité type sans varapper, une très faible partie de cette formation est toutefois aisément observable le long du sentier d'Orjobet à la cote 1050 m, sur le miroir de faille du décrochement du Coin, où plusieurs petits récifs de coraux sont signalés par le panneau d'information de la station 2 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève. D'après Deville (1991 : 84), la moitié inférieure de la formation «est constituée d'une succession de parois, hautes de 10 à 20 m environ, entrecoupées d'étroites vires». La moitié supérieure est souvent recouverte par les éboulis et la végétation. Au NE de la localité type, cette formation affleure dans la région du Pas de l'Echelle et dans les grands escarpements situés entre la Grande Gorge et le Coin. Au SW du Grand Salève, elle apparaît dans les parois qui dominent la région de Pomier.

La Formation des Etiollets, essentiellement constituée de calcaires biodétritiques à patine blanchâtre riches en organismes, rarement en position de vie (coraux, stromatopores, calcisponges), a été appelée «Complexe récifal» par de nombreux auteurs dans le Jura. Les faciès de cette formation caractéristiques d'un environnement récifal à périrécifal sont très variés : récifs construits (patch-reefs), constructions coralliennes isolées, calcaires dolomitiques et micritiques, calcaires oolithiques et calcarénites (Figs 6, 9). Deville (1990 : 217, fig. 1) en a donné une description très détaillée («Membre des Calcaires à tertres récifaux des Etiollets»), reprise par Meyer (2000 : 99 ; fig. 52) ; le lecteur pourra s'y référer. Comme le relèvent Énay & Boullier (2000 : 675), «les organismes constructeurs en place sont plus nombreux vers le haut jusqu'à donner des corps construits à contours mal définis, puis de véritables constructions toujours d'extension limitée». Une reconstitution environnementale a été tentée par Meyer (2000 : 162, fig. 82) entre la Haute-Chaîne et le Salève, bien que jusqu'à présent nous ne bénéficions d'aucune donnée dans le bassin franco-genevois. Les prochains forages implantés dans le bassin franco-genevois pour la recherche géothermique combleront vraisemblablement cette lacune de connaissance.

Le sommet de la Formation des Etiollets, dans la conception de Deville (1990) et également admise par Énay & Boullier (2000 : 675), correspond au «Portlandien inférieur» de Joukowsky & Favre (1913 : 306 ; fig. 2) et de Favre (1934 : 320). Il s'agit d'une brèche corallienne blanche, crayeuse, mal cimentée et se désagrégeant facilement, à rudistes, coraux, nérinées, bivalves roulés et oncoïdes, déjà signalée par Favre (1843) sous le nom d'«oolithe corallienne», de «Grosse oolithe» par Joukowsky & Favre (1913) et de «Membre des Calcaires à oncoïdes des Etiollets» par Deville (1991 : 84). Lors



Fig. 9 : Corail branchu dans la Formation des Etiollets, près du Pas de l'Echelle (au-dessus des carrières Chavaz Père et Fils).

de nos levés au Salève entre les vallées de l'Arve et des Usses, nous n'avons pas retrouvé ce faciès particulier hors de l'escarpement des Etiollets.

Selon Joukowsky & Favre (1913) et Favre (1934), l'épaisseur totale de la Formation des Etiollets atteint 200 m. Elle comprend les niveaux 7 et 8 de la figure 1 de Joukowsky & Favre (1913 : 301), respectivement de 27 m et de 143 m aux Etiollets, plus le niveau 1 de leur figure 2 (p. 306) de 30 m, aux Etournelles et à la Grande Varappe, attribué au «Portlandien inférieur». Selon leurs écrits, ils avaient «mesuré exactement au cordeau la hauteur de la paroi supérieure des Etiollets», ce qui souligne la minutie avec laquelle ils avaient travaillé dans un environnement pourtant peu propice à l'observation ! Toutefois, Lombard (1982 : 13) conteste ces valeurs, qui lui paraissent «trop fortes». Pour Deville (1990 : 217 ; fig. 1), la Formation des Etiollets atteindrait 196 m, ce qui correspondrait aux valeurs mesurées par Joukowsky & Favre (1913). Sur la carte géologique et les profils qui l'accompagnent, nous avons considéré que cette Formation avait une **épaisseur moyenne d'environ 200 m** dans l'ensemble du chaînon du Salève entre les vallées de l'Arve et des Usses (Fig. 4a) comme l'avaient proposé Joukowsky & Favre (1913).

Au Salève, la Formation des Etiollets n'est pas datée avec précision, aucun argument biostratigraphique significatif ne le permettant comme l'a rappelé Deville (1990 :

220), bien que Joukowsky & Favre (1913) aient identifié plus de 85 espèces d'invertébrés dans les faciès crayeux (Decrouez, 1985 ; Decrouez & Kunz, 1985). Certaines espèces d'échinides (*Acropeltis aequituberculata*, *Pseudosorella orbignyana*) plaideraient plutôt en faveur du «Tithonique inférieur» (Clavel, 1984). En conclusion, bien que ne disposant pas d'arguments biostratigraphiques déterminants nouveaux, il nous semble logique en l'état de nos connaissances d'attribuer **la Formation des Etiollets au Tithonien inférieur s. l.**

Dans le forage de Thônex, l'épaisseur de la Formation des Etiollets *s. str.* atteindrait 93 m selon Wernli & Jenny (*in Jenny et al.*, 1995 : 379, tab. 1). Dans ce puits, ces auteurs indiquent qu'elle est surmontée par les «Calcaires de Landaize» (terminologie de Bernier, 1984), que nous n'avons jamais reconnus au Salève. Pour Énay & Boullier (2000 : 678, fig. 3), les Calcaires de Landaize, tout comme les Couches du Chailley, n'existent pas au Salève ni dans les parties centrale et orientale du bassin genevois. Comme nous l'a rappelé R. Énay (communication écrite, 2018), «dans la conception de Bernier, cette formation serait le résultat de la destruction (partielle) des constructions coralliennes et aurait été déposée lors de l'enfouissement du récif sous ses propres débris»; cette interprétation reste discutable selon R. Énay. Wernli & Jenny (*in Jenny et al.*, 1995 : 377), qui ont analysé les cuttings du forage de Thônex, rapportent provisoirement la Formation des Etiollets au «Kimméridgien supérieur-Portlandien», sans disposer d'une biostratigraphie argumentée. Rappelons qu'à cette époque, ils ne connaissaient pas l'âge de la Formation du Coin sous-jacente décrite et datée par Énay & Boullier (2000).

Enfin, rappelons les résultats du forage La Balme 1 implanté dans la vallée de l'Arve au SE du Salève (Charollais *et al.*, 1996), qui a révélé des faciès littoraux (voire émergifs), analogues à ceux de la Formation des Etiollets, situés vers la limite Kimméridgien - Tithonien, directement surmontés par des formations hémipélagiques à pélagiques riches en calpionelles (= «barre tithonique» *auct.*).

Dans la face méridionale du Grand Salève dominant le Coin (Fig. 5), la limite supérieure de la Formation des Etiollets (sous la Formation du Twannbach) apparaît onduleuse. En effet, comme le montre la photo interprétée (Fig. 5), la partie supérieure de la Formation des Etiollets comprend par endroits des zones herbeuses relativement peu pentues qui alternent latéralement avec des escarpements de rochers. Cette morphologie particulière pourrait s'expliquer par une érosion différentielle d'anciennes structures récifales plus ou moins démantelées, séparées originellement par des zones carbonatées de composition et de granulométrie hétérogènes.

2.3. Formation du Twannbach (Tw ; bleu clair)

Le terme de «Formation du Twannbach» proposé par Häfeli (1966) et par le Comité suisse de stratigraphie

(2013) pour définir les terrains de la fin du Jurassique dans le Jura suisse correspond à l'appellation «Portlandien supérieur» employée au Salève par Joukowsky & Favre (1913 : 309), puis par Favre (1934 : 320), dénomination supplantée dans le Jura méridional par celle de «Tidalites de Vouglans» proposée par Bernier (1984).

Sur le plan morphologique, la Formation du Twannbach se présente soit comme une barre relativement massive (Fig. 10), comme dans certains secteurs de la face NW du Grand Salève, soit comme une succession de bancs plus ou moins bien individualisés regroupés en séquences décamétriques (Fig. 11). Ces deux aspects évoluent latéralement en fonction du degré d'altération ce qui, dans des parois parfois inaccessibles, pose un problème pour le cartographe, qui doit se baser avant tout sur des critères pétrographiques et sédimentologiques. Cette difficulté explique les différentes estimations d'épaisseurs attribuées à cette formation par nos prédécesseurs.

Strasser (1988) et Strasser & Hillgärtner (1998) ont démontré que la Formation du Twannbach est composée de petites séquences marquant une tendance à l'émergence (*shallowing-up*), avec des faciès subtidaux à la base et des faciès intertidaux à supratidaux au sommet. Les surfaces des séquences montrent fréquemment des indices d'arrêt de sédimentation et d'émergence : bioturbation, particules remaniées, marnes vertes, fissures de



Fig. 10: A l'entrée inférieure de la grotte d'Orjobet (Grand Salève), vue sur la Formation du Twannbach.



Fig. 11: Au-dessus du hameau de Pomier, sur le sentier des Petites Croix à 950 m, la Formation du Twannbach affleure près de la statue de St. Bruno.

dessiccation (Fig. 12). Comme dans le Jura méridional et au Vuache (Charollais *et al.*, 2013 : 19-21), il s'agit de micrites et de biomicrites riches en débris de foraminifères, de Dasycladales, charophytes, ostracodes (Mojon, 1988), gastéropodes (nérinées, *Actaeonina*) et lamelli-branches, avec des ooïdes et laminations microbiennes (Figs 13, 14), et comprenant parfois des niveaux à galets noirs (Strasser & Davaud, 1983). Joukowsky & Favre (1913 : 310) signalent « en plusieurs endroits, un calcaire récifal à gros buissons de Coraux », analogue à celui de la Formation des Etiollets. Rappelons que dans la Formation du Twannbach du Jura suisse et français, Rameil (2005) a signalé des foraminifères tels que *Anchispirocyclus lusitanica*, *Valvulina lugeoni*, *Everticyclammina* sp. et *Conicospirillina* sp.

Au Salève, la Formation du Twannbach est séparée du «Portlandien inférieur» *auct.* sous-jacent (= partie supérieure de la Formation des Etiollets), par «un banc de microbrèche zoogène gris jaunâtre, à petites taches gris bleu foncé» dénommé «calcaire moucheté» (Joukowsky & Favre 1913 : 308). Or, ce banc de «calcaire moucheté» n'apparaît plus dans les publications de leurs successeurs. A propos de ce niveau repéré le long des sentiers des Bûcherons inférieur et de la Corniche, Joukowsky & Favre (1913 : 309) écrivent : «il peut être vu avec plus de facilité sur le sentier de la Grande Gorge, au point le plus oriental de son grand lacet». Nous ne l'avons malheureusement pas retrouvé. Cependant, la base et le sommet de la Formation du Twannbach aux Etournelles ont été interprétés par Bover-Arnal & Strasser (2013, figs 5, 8) comme limites de séquence complexes.

Rappelons que dans la galerie de reconnaissance du tunnel du Vuache, chaînon jurassien très proche de celui du Salève, Charollais *et al.* (2013 : 20) ont signalé dans les Tidalites de Vouglans (= Formation du Twannbach), à une soixantaine de mètres au-dessous de la Formation

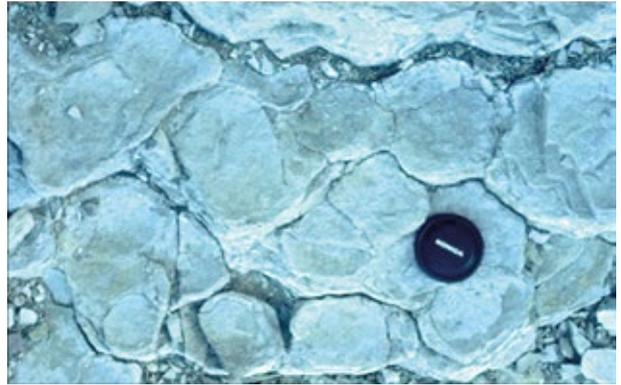


Fig. 12: Au-dessus de la Grotte de la Mule (Grand Salève), polygones de dessiccation au sommet de la Formation du Twannbach.



Fig. 13: Au bord du sentier des Bûcherons inférieur (Grand Salève), laminations microbiennes (stromatolithes) à la base de la Formation du Twannbach. Le piton visible à droite mesure 5 cm.

du Goldberg, des «microbrèches à cailloux noirs et multicolores (...) et des oogones de characées» sur 3 m d'épaisseur. Ce niveau pourrait correspondre à la base de la Formation du Twannbach relevée par Strasser & Hillgärtner (1998) dans leur coupe des Etournelles, entre 6,2 et 9,8 m (Fig. 14).

Généralement, au Salève, la limite supérieure de la Formation du Twannbach n'est pas toujours bien identifiable sur le terrain. Preuve en est l'interprétation de la photo du versant ouest du Salève, aux Etournelles, présentée par Strasser (1988 : 93, fig. 3) où l'auteur indique trois «limites possibles» entre cette formation et celle du Goldberg (= Purbeckien *auct.*), qui la surmonte. Or ces trois limites couvrent un espace de 18 m. Favre (1934 : 320) avait proposé 36 m d'épaisseur de cette formation, mesurée au cordeau dans les couches horizontales

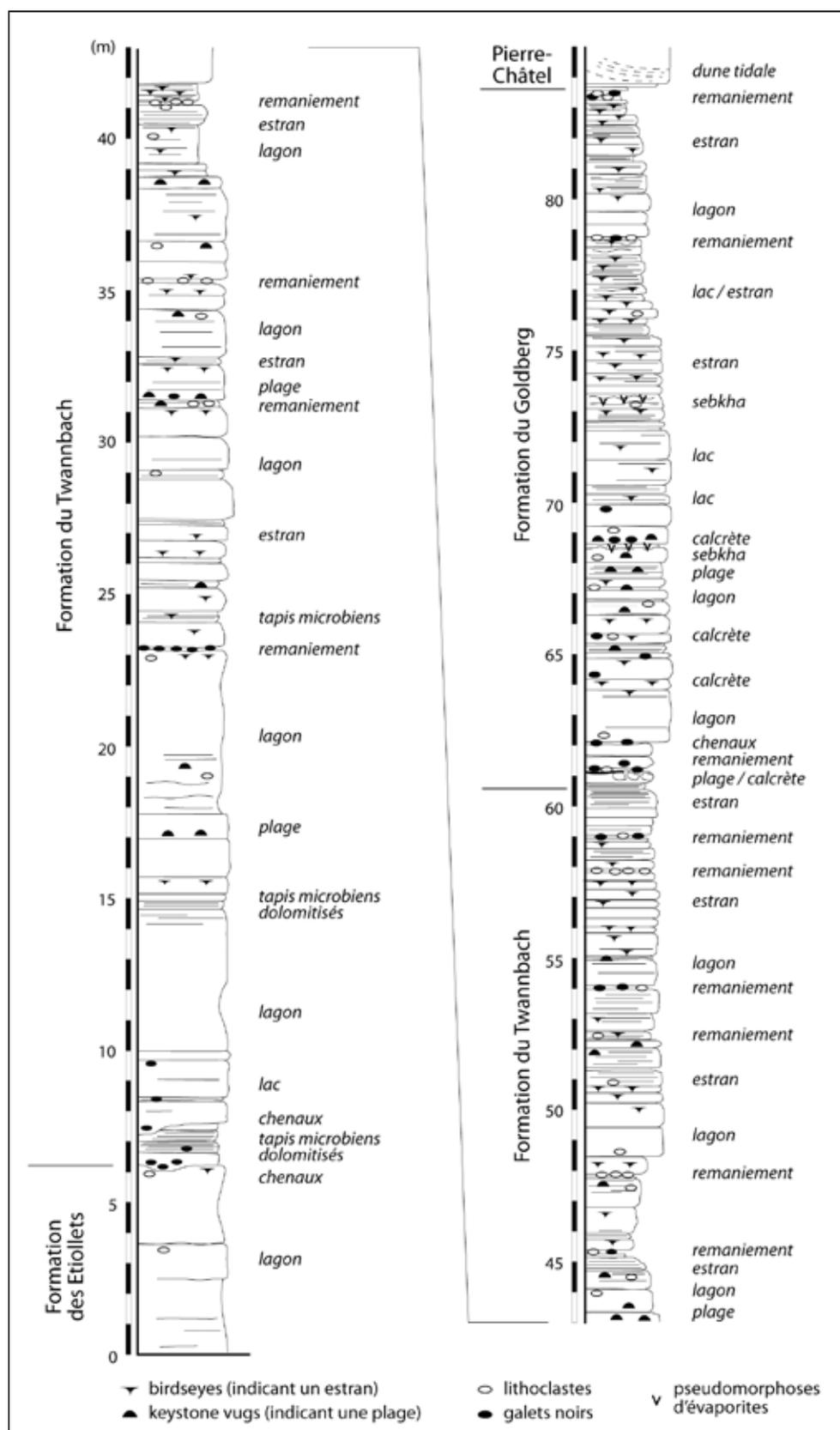


Fig. 14: Coupe des formations du Twannbach et du Goldberg d'après Strasser & Hillgärtner (1998, simplifiée), dans la falaise des Etournelles (Grand Salève).

de la Grande Varappe (voir Joukowsky & Favre, 1913 : 306, fig. 2). Deville (1990 : 217, fig. 1) avait estimé sa puissance à une cinquantaine de mètres dans une note préliminaire, puis à 38 m dans sa thèse (1991 : fig. 29). Charollais *et al.* (1998 : 38) l'avaient évaluée à 44 m. Aux Etournelles, Strasser & Hillgärtner (1998, fig. 7a) ont attribué 54 m à la Formation du Twannbach, choisissant la plus haute des trois limites supérieures proposées par Strasser (1988). En admettant la possibilité de variations latérales d'épaisseur, nous optons pour **une valeur d'environ 54 m** (Figs 4a, 14).

Au Grand Salève, l'amincissement graduel des bancs dans la partie supérieure de la Formation du Twannbach est bien visible aux Etournelles (Fig. 15 ; photo de gauche). Au sommet de la formation, la présence de polygones de dessiccation marque la limite avec la Formation du Goldberg (Fig. 15 ; photo de droite).

Dans le forage de Thônex, l'épaisseur de la Formation du Twannbach mesurée sur 143,4 m par Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995 : 379, tab. 1) ne cadre pas avec les observations de surface relevées au Salève et dans les chaînons jurassiens entourant le bassin franco-genevois (Vuache, Haute-Chaîne) ; cette valeur est certainement faussée par des phénomènes de pollutions lors de l'avancement du forage, comme déjà signalé plus haut.

Au Salève, dans la Formation du Twannbach, aucun fossile déterminant sur le plan biostratigraphique n'ayant été repéré jusqu'à présent, Strasser & Hillgärtner (1998) concluaient à un âge berriasien inférieur en se basant sur l'analyse séquentielle et cyclostratigraphique, contrairement à la proposition de Joukowsky & Favre (*in* Deville,

1988 : 221), qui la datait du «Tithonique supérieur». Plus récemment, Meyer (2000 : 77), s'appuyant sur les travaux de Détraz & Mojon (1989), attribue la base de la Formation du Twannbach au Salève au Berriasien inférieur, «alors qu'elle est du Tithonien basal dans la région de Saint-Germain de Joux et de la Forêt de Champfromier». Cette affirmation est nuancée par R. Énay (communication écrite, 2018) qui rappelle que «les âges les plus récents connus dans les couches du Chailley (faisant possiblement partie de la Formation du Twannbach, selon Mazin *et al.*, 2017) sont Tithonien inférieur basal (= Zone à Gigas du biome franco-germanique, équivalent de la zone à Elegans du domaine boréal et de la zone à Hybonotum du domaine téthysien), ce qui laisse une large marge d'appréciation». Au Salève, la Formation du Goldberg qui surmonte la Formation du Twannbach et qui est datée par ammonite, est attribuée au Berriasien inférieur et à l'extrême base du Berriasien moyen (Clavel *et al.*, 1986). Il nous paraît donc logique de rattacher cette dernière non pas au Berriasien inférieur, mais au **Tithonien supérieur s. l.**, comme Donzeau *et al.* (1997b : 37) l'ont proposé dans le Jura méridional et comme l'ont suggéré Charollais *et al.* (2013 : 21) au Vuache.

2.4. Formation du Goldberg (Go ; violet)

La Formation du Goldberg (Figs 4b, 14) définie par Häfeli (1966) dans le Jura central (du nom d'une ancienne carrière près de la route Bienne - Vingelz) correspond au



Fig. 15 : Limite entre les formations du Twannbach et du Goldberg, aux Etournelles, sous le Sphinx (Grand Salève). A gauche : vue générale. A droite : sommet de la Formation du Twannbach avec polygones de dessiccation (voir Fig. 12) surmonté par un banc calcaire fissuré (beachrock) à la base de la Formation du Goldberg.

«Purbeckien» des anciens géologues jurassiens. Au Salève, Strasser (1988) est un des premiers à avoir utilisé cette terminologie retenue par le Comité suisse de stratigraphie (2013).

Suite aux travaux de Maillard (1884), Joukowsky & Favre (1913 : 310-326) ont relevé et décrit plusieurs coupes dans la Formation du Goldberg au Salève. Dans leur monographie, ils ont consacré 16 pages à la description et à la genèse de cette formation. En outre, ils ont présenté «l'histoire de la découverte du Purbeckien au Salève» et en ont étudié les divers faciès, inventorié les nombreux fossiles et interprété les paléoenvironnements. Depuis la publication de leur monographie sur le Salève (1913), un grand nombre de recherches citées en bibliographie, dont les thèses de Carozzi (1948) et de Donze (1958), ont été menées par des sédimentologues, des paléontologues et des stratigraphes. Comme l'ont remarqué Joukowsky & Favre (1913 : 321), l'alternance de couches calcaires et marneuses caractéristique de la Formation du Goldberg, comprise entre les barres calcaires des formations du Twannbach et de Pierre-Châtel, se marque dans la morphologie par une pente un peu moins raide. Cette formation engendre parfois même une combe («combe purbeckienne» des auteurs jurassiens). Comme c'est aussi le cas pour les formations d'âge tithonien *s. l.*, la Formation du Goldberg affleure

essentiellement sur les versants NW du Petit Salève, du Grand Salève, des Pitons ainsi qu'à la base des Rochers d'Archamps.

La Formation du Goldberg est composée de bancs calcaires et marneux, avec souvent prédominance de ces derniers (Fig. 16). Comme dans la Formation du Twannbach, les bancs forment souvent des séquences de shallowing-up (Strasser, 1988). Un des faciès caractéristiques, qui permet d'identifier la Formation du Goldberg avec certitude sur le terrain, est celui qui renferme des galets noirs dans des marnes vertes ou calcaires, bien que la Formation du Twannbach sous-jacente puisse également en contenir. La variabilité des faciès de la Formation du Goldberg est grande : ooïdes, oncoïdes, laminations microbiennes, polygones de dessiccation, brèches et conglomérats à galets noirs et multicolores (Fig. 17), traces de racines et calcrètes. Elle résulte des paléoenvironnements allant de marin peu profond à intertidal et supratidal, saumâtre, hypersalin ou à salinité normale, palustre, lacustre ou terrestre (Ainardi, 1977; Strasser *et al.*, 2018b : 39-40). Certains niveaux contiennent de nombreuses charophytes (Planche III, q-r), alors que d'autres sont riches en foraminifères tels *Anchispirocyclina lusitanica* (Planche III, i, p). Localement, le sédiment est dolomitisé ou montre des pseudomorphoses d'évaporites (Strasser & Davaud, 1982, 1983; Strasser, 1986, 1988; Deville, 1990) avec



Fig. 16: Alternance de bancs calcaires et de niveaux marneux dans la Formation du Goldberg. Couches verticales du flanc redressé de l'anticlinal du Grand Salève, dans les carrières Chavaz Père et Fils.



Fig. 17: Conglomérat à cailloux noirs dans la Formation du Goldberg; sentier de la Grande Gorge (Grand Salève).

parfois des marnes vertes renfermant de l'illite ferrifère (Deconinck & Strasser, 1987). Nous renvoyons le lecteur aux articles de Davaud *et al.* (1983 : 577, fig. 3) et de Bover-Arnal & Strasser (2013 : 497-498, figs 8-9) qui ont illustré une séquence observée au Salève composée de grainstones à oïdes, interprétés comme faciès de plage cimenté en beachrock, (Fig. 15) recouvert par un niveau discontinu de calcrète.

Selon Joukowsky & Favre (1913 : 322), la Formation du Goldberg atteindrait entre 30 et 40 m d'épaisseur, voire 43 m à la grotte de la Mule. Favre (1934 : 320) distingue un Purbeckien inférieur de 23 m d'épaisseur constitué d'une alternance de bancs de calcaires oolithiques et de calcaires sublithographiques avec brèches à cailloux multicolores, et un Purbeckien supérieur de 26 m de puissance composé de calcaires sublithographiques, de marno-calcaires et de marnes à cailloux multicolores, riches en faune marine et d'eau douce. Cette subdivision n'a pas été retenue par ses successeurs ; en réalité, ce «Purbeckien inférieur» appartient à la Formation du Twannbach. Plus tard, Lombard (1965a : 8) estime que son épaisseur est comprise entre 42 et 46 m. Puis Strasser (1988 : 90-91, figs 2c, d) l'a relevée et décrite dans la région des Etournelles (Grand Salève). Pour Deville (1990, 1991) sa puissance atteint 22 à 39 m. En revanche, Strasser & Hillgärtner (1998) ont mesuré cette formation sur seulement 23 m (Fig. 14), valeur proche de celle (22 m) donnée par Charollais *et al.* (1998 : 39). Les divergences entre toutes ces valeurs s'expliquent par le fait que le contact entre la Formation du Twannbach et la Formation du Goldberg est mal défini, les faciès se ressemblant, et qu'en plus cette dernière présente certainement des variations latérales d'épaisseur. Par contre, son contact supérieur avec la Formation de Pierre-Châtel est franc et bien marqué par une discontinuité. Suivant les propositions de Strasser & Hillgärtner (1998), nous attribuons à la **Formation du Goldberg une épaisseur de 23 m** (Fig. 4b). Dans le forage de Thônex, au NW de l'extrémité septentrionale du Petit Salève, Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995 : 379, tab. 1) l'avaient estimée à 23,8 m.

La Formation du Goldberg, riche en fossiles lacustres et/ou saumâtres, a livré trois fragments d'ammonites récoltés au Salève : aux Voûtes inférieures du Petit Salève, au sentier des Bûcherons supérieur et au SW d'Aigubelle dans une très ancienne carrière d'exploitation pour des fours à chaux. *Pseudosubplanites lorioli* et *P. combesi* figurés par Clavel *et al.* (1986 : 318, pl. 1) «indiqueraient un âge Tithonique terminal - Berriasien basal» selon ces auteurs (1986 : 324). Ces ammonites ont été très probablement transportées par une tempête ou un raz-de-marée sur les rivages du futur Salève. L'analyse séquentielle de cette formation par Charollais *et al.* (2007a ; 2008 : 200, fig. 2) et Jan du Chêne *et al.* (2015), permet de l'attribuer au **Berriasien inférieur - extrême base du Berriasien moyen** (zone à Jacobi - base de la sous-zone à Subalpina). Les associations de Dasycladales, de charo-

phytes et d'ostracodes sont en accord avec cette attribution chronostratigraphique (Mojon, 1988 : 101). En plus, Strasser & Hillgärtner (1998) ont proposé une interprétation cyclostratigraphique de la Formation du Goldberg. Une empreinte probable de dinosaure semble avoir été observée le long du sentier vertigineux des Etournelles à la surface d'un banc de calcaire riche en fenestreae au sommet de la Formation du Goldberg (E. Davaud, communication orale, 2017). Les conditions d'affleurement n'étant pas favorables et l'accès difficile, cette découverte devrait être confirmée.

La Formation du Goldberg affleure particulièrement bien au Petit Salève le long du sentier des Voûtes inférieures et au pied du Grand Salève près du Pas de l'Echelle dans les carrières Chavaz Père et Fils. Kaufmann (2001), qui a bénéficié de la bienveillante collaboration des propriétaires, l'a relevée en détail ainsi qu'une partie des formations de Pierre-Châtel et de Vions. Ces affleurements disparaîtront dans quelques années avec le remblaiement de ces excavations. A l'altitude de 700 m, dans des couches à pendage de 85° vers le NW, la partie supérieure de la Formation du Goldberg (observable sur 14,25 m) et la partie inférieure de Pierre-Châtel (visible sur 19,25 m), ont été levées banc par banc par Kaufmann (2001, inédit). Dans des bancs généralement centimétriques à décimétriques essentiellement micritiques, parfois à galets noirs et débris charbonneux de la Formation du Goldberg s'intercalent de minces niveaux marneux tectonisés ; un seul banc dépasse le mètre et comporte des ripple marks. La faune et la flore (gastéropodes, foraminifères, ostracodes, Dasycladales, charophytes), partiellement figurées, sont typiques de cette formation bien connue dans tout le Jura. Plus haut dans la carrière, une dalle verticale (actuellement attaquée par les carriers) appartenant à la Formation du Goldberg présente des polygones dont les dimensions métriques sont comparables à celles de tepees formés par la croissance latérale d'évaporites (Fig. 18). Deux niveaux avec des pseudomorphoses d'évaporites ont été relevés par Strasser & Hillgärtner (1998) aux mètres 68.5 et 73.5 de leur coupe (Fig. 14). Le deuxième est bréchiifié et pourrait correspondre à une surface de sebkha avec tepees.

2.5. Formation de Pierre-Châtel (PC ; vert)

La Formation de Pierre-Châtel définie par Steinhauser & Lombard (1969) dans le Jura méridional (Savoie, près de Yenne) se marque dans la morphologie au Salève par une barre calcaire assez massive à patine blanchâtre, surmontant les niveaux plus tendres de la Formation du Goldberg. Au Salève comme dans le Jura méridional et au Vuache, le contact de la Formation de Pierre-Châtel avec la formation qui la surmonte est relativement net, ce qui facilite sa cartographie (Fig. 19). Généralement la Formation de Pierre-Châtel apparaît en gros bancs à patine grisâtre, ce qui contraste avec les bancs plus minces à patine rou-



Fig. 18: A gauche, couche verticale du flanc redressé de l'anticlinal du Grand Salève (partie supérieure des carrières Chavaz Père et Fils) avec polygones d'ordre métrique dans la Formation du Goldberg. A droite, comparaison avec des tepees de sel sur la Sebkha el Melah (Sud tunisien).

geâtre de la Formation de Vions (Fig. 20). Toutefois, sous la grotte d'Archamps, la Formation de Pierre-Châtel est partiellement représentée par des calcaires en petits bancs centimétriques tandis que dans la région des Convers, le long du sentier des Petites Croix, un affleurement de cette même formation se caractérise par des bancs massifs aux structures sédimentaires obliques (foresets) millimétriques à décimétriques. En conclusion, au Salève, les fortes variations latérales de faciès de la Formation de Pierre-Châtel la rendent parfois difficile à identifier sur le terrain.

C'est à Mouty (1966) que l'on doit la première mise au point sur la Formation de Pierre-Châtel *s. l.*, qu'il avait définie dans la région valdo-genevoise et appelée «Calcaire de Thoiry», à la place du terme «Marbre bâtard». L'appellation «Calcaire de Thoiry» n'a pas été retenue, car Mouty (1966) n'avait pas strictement suivi les règles de nomenclature édictées par l'International Subcommission on Stratigraphic Terminology (1961). Aussi a-t-elle été supplantée trois ans plus tard par le vocable «Formation de Pierre-Châtel», repris notamment par Darsac dans sa thèse (1983).

Au Salève, comme l'ont indiqué Steinhauser & Lombard (1969: 103, fig. 2), la Formation de Pierre-Châtel correspondrait «sensiblement» à «l'Assise à *Heterodiceria luci*» estimée à 22 m d'épaisseur par Joukowsky & Favre (1913: 327). D'autre part, Steinhauser & Charollais (1971: 28-31, fig. 8) précisent qu'au Salève la Formation de Pierre-Châtel ne serait l'équivalent que des parties inférieure et moyenne de «l'Assise à *Heterodiceria luci*» de Joukowsky & Favre (1913).

D'après Deville (1990: 222; 1991: 38), la puissance de cette formation atteindrait «au minimum» 42 m à

la Corraterie au Grand Salève. Cette épaisseur, également admise par Charollais *et al.* (1998: 40), nous paraît aujourd'hui un peu surévaluée. En effet, en ce même lieu, Hillgärtner (1999: 85; fig. 5.22a) l'avait **estimée à environ 35 m**, valeur que nous avons retenue lors de notre levé cartographique (Fig. 4b). Dans le forage de Thônex, Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995: 379) l'ont repérée sur environ une quarantaine de mètres, mais il faut tenir compte des pollutions éventuelles déjà mentionnées plus haut.

La Formation de Pierre-Châtel est composée de calcaires oolithiques et biodétritiques (coraux, gastéropodes, échinides, brachiopodes, Dasycladales). Selon Deville (1990) et Hillgärtner (1999), elle se charge en micrite dans la partie supérieure. Sa richesse en foraminifères benthiques tels que *Pseudocyclammina lituus* (Planche III, e), en Dasycladales (*Clypeina* sp.), en *Thaumatoporella* sp. et en structures microbiennes du type *Cayeuxia* visibles sur le terrain à la loupe permet souvent de la distinguer de certains faciès semblables à ceux du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte et des Calcaires urgoniens *auct.*

En de rares points, comme au lieu-dit Sur la Grande Roche, entre Beaumont et les Pitons, sa richesse en rudistes déjà observée par Joukowsky & Favre (1913: 330, fig. 8; niv. 14) dans leur coupe de la Grande Varappe, la rend comparable à certains faciès des Calcaires urgoniens *auct.* Toutefois, dans ce cas, les rudistes appartiennent à l'espèce *Hypelasma salevensis* (*pro-Matheronia*) du Berriasien inférieur (Fig. 21), d'après J.-P. Masse qui a bien voulu les déterminer d'après photos (communication écrite, 2015).

Certains faciès de la Formation de Pierre-Châtel peuvent

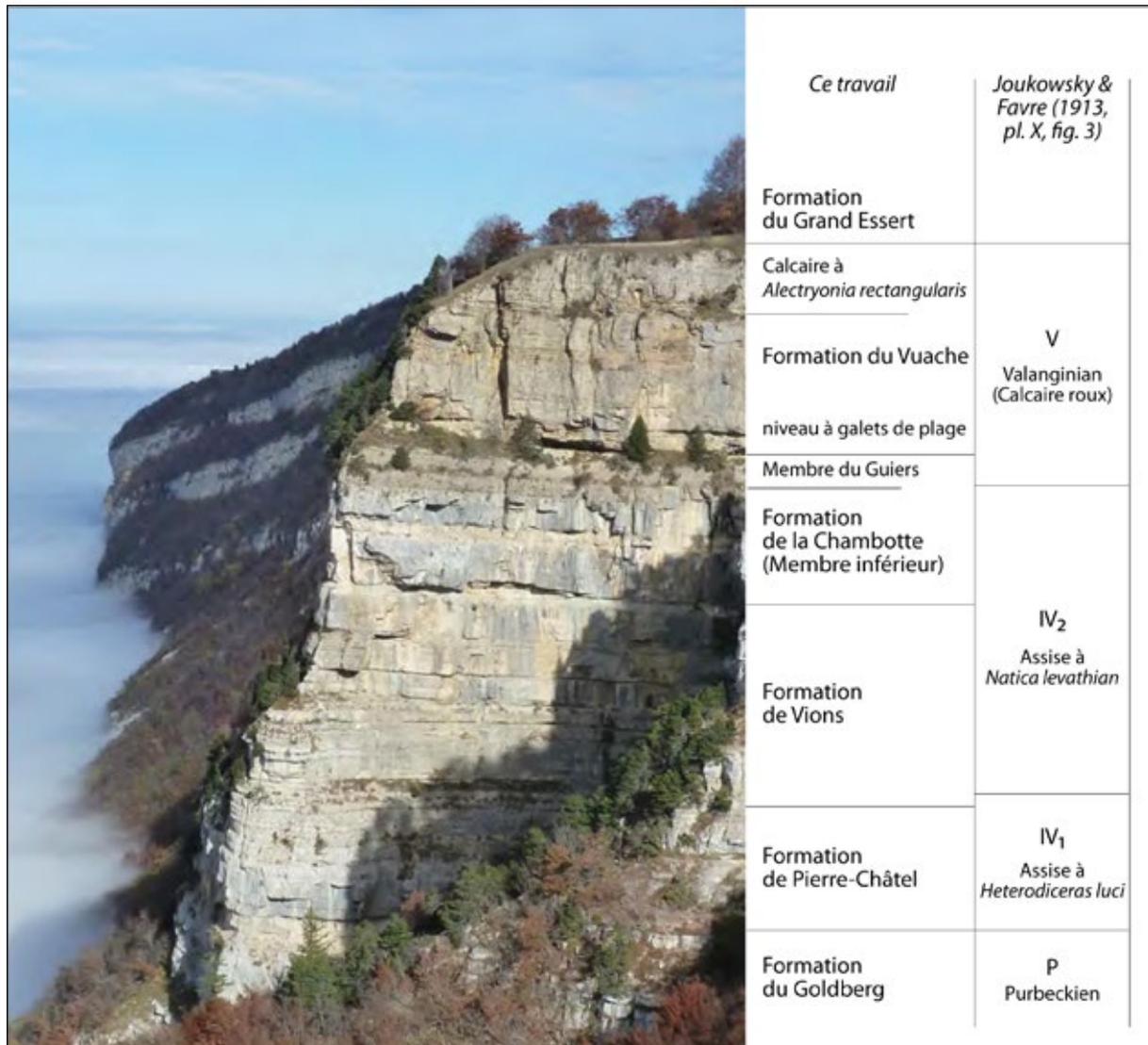


Fig. 19: Versant NE de la Grande Varappe vu depuis le Sarrot (Grand Salève). Cette figure complète celle de Joukowsky & Favre (1913 : pl. X, fig. 3). De bas en haut : partie supérieure de la Formation du Goldberg, formations de Pierre-Châtel et de Vions, Membre inférieur de la Formation de la Chambotte, Membre du Guiers, Formation du Vuache et partie basale de la Formation du Grand Essert (en partie végétalisée).

également présenter un mimétisme étonnant avec d'autres faciès de la Formation des Etiollets, comme c'est le cas dans la carrière actuelle dite «inférieure» de Monnetier, qui se trouve au-dessus de l'ancienne carrière où *Heterodiceras luci* avait été signalé par de Luc (*in de Saussure, 1779-1796, 7, § 244*). Celle-ci avait déjà été comblée à l'époque où Joukowsky & Favre (1913 : 333) rédigeaient leur monographie sur le Salève (Fig. 22).

Comme l'ont rappelé Joukowsky & Favre (1913 : 328), «de Lorient (1866) a confondu la faune coralligène de Monnetier (= Formation de Pierre-Châtel) avec celle du «Kimmeridgien» *auct.* (= Formation des Etiollets) des autres parties du Salève». Sur la feuille Genève à 1/25'000, Lombard & Paréjas (1965) ont répété la

même erreur que de Lorient, en dessinant sur le flanc SW du vallon de Monnetier un large affleurement de «Kimmeridgien (i7)» (= Formation des Etiollets) en lieu et place de la Formation de Pierre-Châtel. Pourtant, Joukowsky & Favre (1913 : 333-334) avaient bien mis en garde leurs collègues en écrivant : «Le faciès coralligène à Rudistes du Salève, attribué autrefois tout entier au Jurassique, se trouve donc à deux niveaux très différents, l'un Infravalanginien, caractérisé par *Heterodiceras luci*, l'autre Portlandien inférieur (...), tous deux étant séparés par 80 mètres de couches appartenant au Purbeckien et au Portlandien supérieur». Signalons encore dans «la faune coralligène» de Monnetier la présence de dents de requins broyeur tel *Asteracanthus cf. subcreticulatus*

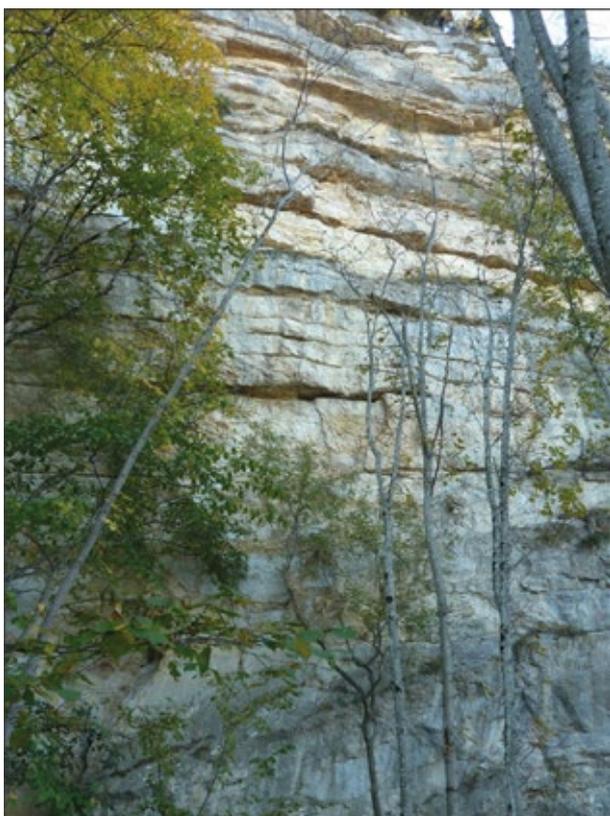


Fig. 20: Rochers d'Archamps. Contraste entre les gros bancs de calcaires à patine grise de la partie supérieure de la Formation de Pierre-Châtel (en bas) et les bancs de calcaires plus minces à patine rougeâtre de la partie inférieure de la Formation de Vions (en haut).



Fig. 21: *Hypelasma salevensis* (*pro-Matheronia*), fragment de rudiste dans la Formation de Pierre-Châtel, sur le sentier en aval du Grand Piton (Sur la Grande Roche).

(détermination H. de Beaumont, 1980) découvert par A. Waehry (géologue genevois) et déposé au Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève.

La découverte de deux ammonites à la base de la Formation de Pierre-Châtel, l'une au Salève et l'autre dans le Jura gessien (Crozet), permettent de la dater avec certitude (Salvini, 1982; Clavel *et al.*, 1986; Waehry, 1988; Charollais *et al.*, 1998, 2007a). Au Grand Salève, en contrebas du Trou de la Tine, dans «les tous premiers mètres de la Formation de Pierre Châtel» (Salvini, 1982: 54 et 54a; fig. 28), E. Klingelé (géologue genevois) avait découvert une ammonite assez mal conservée dans un passage de varappe. Mal située géographiquement par Charollais *et al.* (1966: 24), elle avait été attribuée par erreur dans un premier temps au genre *Thurmanniceras*. Plus tard, après révision par Busnardo & Thieuloy (inédit), cette ammonite a été «rapportée au genre *Subalpinites*, dont l'extension s'étend de la sous-zone à Privasensis (milieu du Berriasien moyen) jusqu'à la sous-zone à Paramimounum (base du Berriasien supérieur)» (Clavel *et al.*, 1986: 327).

D'autre part, la découverte d'un exemplaire de *Berriasella* cf. *privasensis* par A. Waehry en 1988, à 20 cm de la base de la Formation de Pierre-Châtel, sur le flanc SE de la Haute-Chaîne (Jura méridional), dans une carrière près de Crozet, confirme les datations de Clavel *et al.* (1986) et de Charollais *et al.* (2007a, 2008). Elles sont en accord avec les travaux de Mojon & Strasser (1987), Martin-Closas & Salas (1998) et Mojon (2002). Nous estimons donc que **la Formation de Pierre-Châtel doit être datée du Berriasien moyen** (Fig. 4b).

Rappelons que sur le versant SE de la Haute-Chaîne (Jura méridional), entre Gex et Echenevex (carrière d'En Ratie), Charollais *et al.* (2007a: 37, fig. 5) ont découvert des empreintes de dinosaures dans un cortège de bas-niveau marin de la Formation de Pierre-Châtel. Dans les carrières Chavaz Père et Fils, au Grand Salève, la Formation de Pierre-Châtel débute par un banc de 3 m d'épaisseur surmonté par des bancs décimétriques à métriques de calcaires blancs bioclastiques et/ou oolithiques. La flore marine n'est représentée que par des Dasycladales, qui, associées à des foraminifères, caractérisent un environnement de mer ouverte, mais très peu profonde. Des plages ont certainement permis l'arrivée sporadique de troupeaux de dinosaures dans toute la région franco-genevoise et plus particulièrement au Salève (Landry, 2013).

2.6. Formation de Vions (Vi; brun)

Définie par Steinhauser & Lombard (1969) dans le Jura méridional (Ain, près de Culoz), la Formation de Vions, bien que très variable, se traduit souvent dans la morphologie par une vire herbeuse et boisée, encadrée à la base par la paroi calcaire massive blanchâtre de la Formation de Pierre-Châtel, et au sommet par celle du Membre infé-

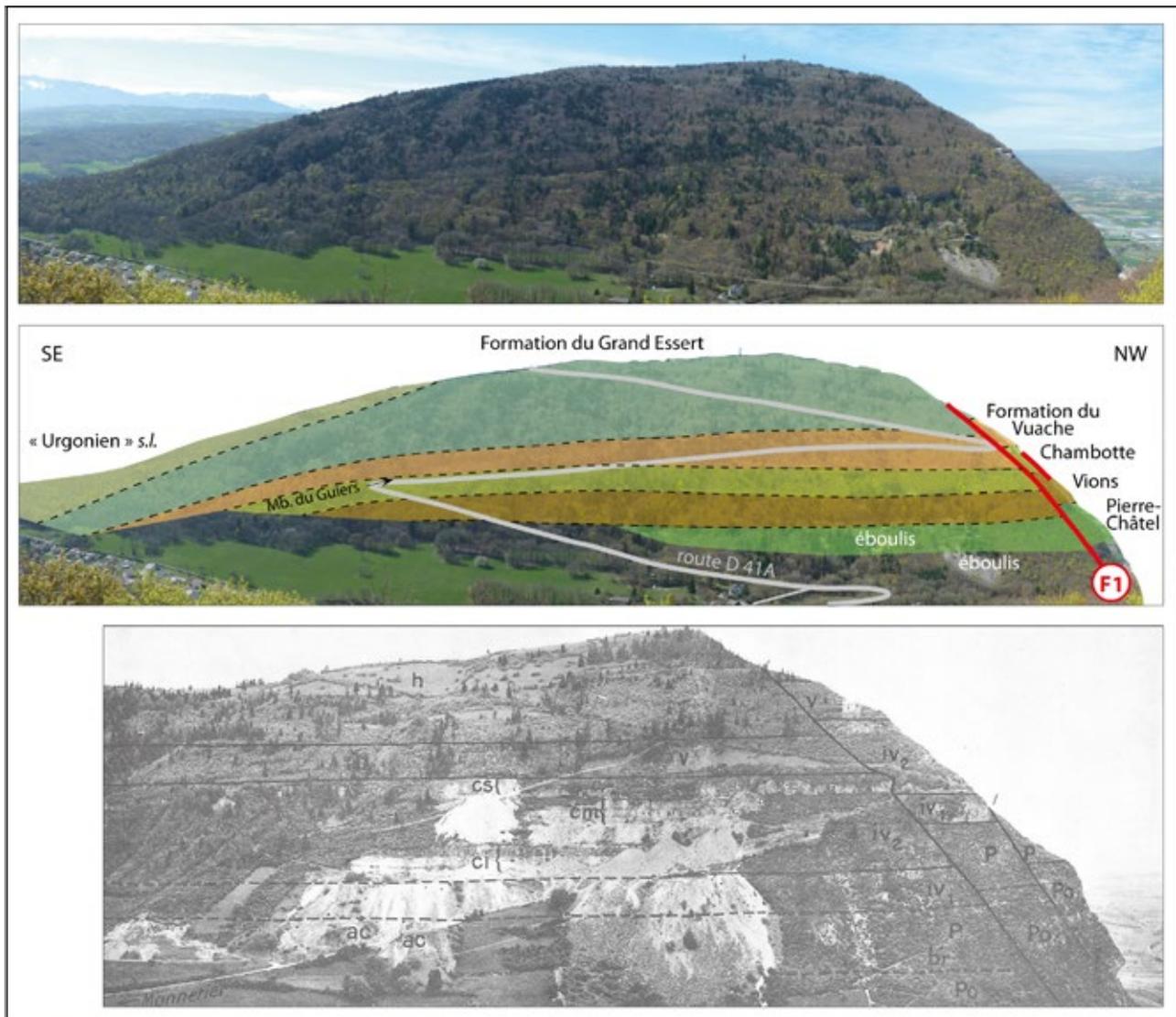


Fig. 22: En haut, vue sur le versant SW du vallon de Monnetier. Au milieu, interprétation géologique du versant SW du vallon de Monnetier, avec la position des carrières encore visibles actuellement et (sous les éboulis) celle de l'ancienne exploitation d'où provient *Heterodicerus luci*. Cette vue permet de bien saisir les corrélations entre les affleurements de la route D41A et les trois carrières de Monnetier entaillées dans les formations berriaso-valanginiennes. En bas, interprétation géologique du versant SW du vallon de Monnetier par Joukowsky & Favre (1913, pl. X, fig. 1).

rieur de la Formation de la Chambotte (Figs 4b, 5, 23). Suivant Steinhauser & Charollais (1971 : 28-31, fig. 8), la Formation de Vions correspond à la partie sommitale de «l'Assise à *Heterodicerus luci*» et à la partie inférieure de «l'Assise à *Natica leviathan*» relevée à la Grande Varappe par Joukowsky & Favre (1913 : 327 et 330, fig. 8). Selon Steinhauser & Lombard (1969 : 103, fig. 2) puis Steinhauser & Charollais (1971 ; fig. 8), elle correspond à la partie sommitale du «Calcaire de Thoiry» et aux «Couches de la Corratérie» de Mouty (1966). La Formation de Vions est caractérisée au Salève, comme dans la localité type, par une hétérogénéité de lithofaciès : calcaires marneux micritiques, bioclastiques, intraclastiques ou oolithiques, marnes gréseuses, parfois argi-

lites, minces interlits charbonneux. Son aspect sombre lié à la présence de matière organique et sa couleur rougeâtre due à une teneur élevée en oxydes et hydroxydes de fer (Fig. 24) permettent d'identifier facilement cette formation toujours riche en quartz détritique fin (0,05 à 0,2 mm). Des surfaces de bancs très bioturbées (Fig. 25) présentent souvent des traces de type *Thalassinoides* d'animaux fouisseurs (crustacés décapodes). Ils sont particulièrement bien visibles à la base de l'extrémité SE des parois des Rochers d'Archamps et le long du sentier de la Corratérie (Fig. 26), au Grand Salève (Strasser *et al.*, 2018b : 40), où a été implanté le panneau explicatif de la station 5 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève. C'est là que Mouty (1966 : 46-47) avait défini les



Fig. 23 : Carrières dites de Veyrier exploitées au pied du Grand Salève par l'entreprise Chavaz Père et Fils. Au 2^e plan, Formation de Vions composée d'une alternance de bancs subverticaux à renversés de marnes et de calcaires, surmontée (tout à gauche) par les calcaires massifs blanchâtres du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte. Au 1^{er} plan, à droite, plan de la faille F1.

« Couches de la Corraterie » caractérisées par une grande diversité lithologique, traduisant une forte variabilité de paléoenvironnements : marin peu profond, voisin de l'émersion, lacustre ou marécageux.

Au pied du Grand Salève, Kaufmann (2001 : 16-18, 31-32, 75) a levé une coupe de 33,5 m d'épaisseur dans les couches de la Formation de Vions, renversées et plongeant à 58° vers le SE, dans le secteur NE des carrières Chavaz Père et Fils (Fig. 23). La succession lithologique correspond à celle décrite par Joukowsky & Favre (1913 : 330-331) et partiellement par Salvini (1982), Deville (1991) et Hillgärtner (1999). Nos propres observations sont en accord avec leurs données (Fig. 27). Les bancs décimétriques à métriques de calcaires biodétritiques plus ou moins quartzeux à patine gris foncé à rougeâtre, souvent bioturbés, dans lesquels s'intercalent des niveaux marno-calcaires écrasés, comprennent des lits charbonneux centimétriques ; à cet égard, signalons dans ces carrières la découverte d'un tronc d'arbre de section décimétrique. Dans la zone étudiée, les associations paléontologiques témoignent de milieux marins, lacustres et terrestres déjà décrits par nos prédécesseurs. Le contact inférieur de la Formation de Vions avec le sommet de la Formation de Pierre-Châtel est assez bien marqué et ne pose pas trop de problèmes sur le plan cartographique, d'autant plus que sa base renferme souvent *Pavlovecina (Keramosphaera) allobroensis*, grand foraminifère benthique dont la taille plurimillimétrique



Fig. 24 : Formation de Vions renfermant un niveau de charbon (en noir) ; au-dessous, ruissellement d'oxydes et hydroxydes de fer (sentier de la Corraterie, Grand Salève).



Fig. 25 : Surface de banc bioturbé dans la Formation de Vions, à l'extrémité SW des Rochers d'Archamps (chaîne des Pitons).



Fig. 26: Niveau à *Thalassinoides* au sommet de la Formation de Vions (sentier de la Corraterie, Grand Salève).

le rend aisément reconnaissable à la loupe (Planche III, j-l). En revanche, suivant les conditions d'affleurement, son contact avec la formation sus-jacente (Membre inférieur de la Formation de la Chambotte) est parfois un peu moins évident. Pourtant, à la Corraterie (Grand Salève), Hillgärtner (1999: 86) signale un contact très net entre ces deux formations. En effet à cet endroit, le sommet de la Formation de Vions est marqué par un niveau charbonneux (Fig. 24) surmonté par quelques bancs de calcaires clairs, eux-mêmes dominés par la paroi massive décamétrique du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte. Ce niveau charbonneux est signalé sur le panneau de la station 7 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève.

Dans la littérature, sur la même coupe aux abords du sentier de la Corraterie, l'estimation de l'épaisseur de la Formation de Vions s'échelonne entre 52 m (Salvini, 1982: 26) et 32 m (Hillgärtner, 1999: 86, fig. 5.22b), ce qui démontre une certaine variabilité d'appréciation. Mouty (1966) l'avait évaluée à 32,40 m. Tous ces chiffres sont à prendre avec précaution, les affleurements étant souvent partiellement couverts par la végétation. Lors de nos levés, nous avons estimé que l'épaisseur moyenne de cette formation atteignait **une trentaine de mètres**, ce qui correspond approximativement aux observations de Mouty (1966), Deville (1991: 38), Charollais *et al.* (1998) et Hillgärtner (1999).

La datation de la Formation de Vions est basée sur les ammonites récoltées dans le Jura méridional, mais jusqu'à présent jamais récoltées au Salève. A noter que sur internet un randonneur a mentionné une empreinte «d'ammonite» (Fig. 28; à gauche) dans la Formation de Vions sur le sentier reliant Monnetier au chalet de la Croix. En réalité il s'agit d'une empreinte de «*Natica leviathan*» (Fig. 28; à droite). Ce gastéropode, dont l'histoire a été rappelée par Zaninetti *et al.* (1988: 46-47), relativement fréquent dans la Formation de Vions, a été rebaptisé *Leviathania sautieri* suite à son attribution au genre

Leviathania et a été figuré récemment par Harzhauser & Schneider (2014: 374, fig. 5C).

Au Mont de Musièges, chaînon voisin de celui du Salève, la partie inférieure de cette formation a livré un exemplaire de *Picteticeras* gr. *moesica* / aff. *jauberti*, caractéristique de la sous-zone à Paramimounum (Clavel *et al.*, 1986: 330) de la partie inférieure du Berriasien supérieur. Cette ammonite a été figurée par Charollais *et al.* (2013: 59, fig. 1). Plus à l'W du Salève, sur le flanc oriental de la Haute-Chaîne, près du Crozet, un exemplaire de *Mazenoticerias broussei*, ammonite de la partie inférieure de la sous-zone à Paramimounum (base de la zone à Boissieri; Fig. 7), a été signalé dans la Formation de Vions (Charollais *et al.*, 2007a: 36). Cette attribution est en accord avec l'association micropaléontologique reconnue, décrite et figurée par Zaninetti *et al.* (1988: 51 et fig. 1) dans la Formation de Vions à partir de lames provenant en partie des carrières inférieure et moyenne du vallon de Monnetier. Cette association comprend en plus de *Calpionellopsis oblonga*: *Ammocycloloculina erratica* (= *Spirocyclus erratica*) (Planche III, a-d) *Pfenderina neocomiensis* (Planche III, m-o), *Pseudotextulariella courtionensis* (Planche IV, o-r), *Pavlovecina (Keramosphaera) allobrogensis* (Planche III, j-l), *Protopenneroplis trochangulata* (Planche IV, k, l), *Montsalevia elevata* (Planche IV, a-f), *Pseudocyclamina lituus* (Planche III, e). Les illustrations des Planches III et IV ont été réalisées à partir de lames minces provenant des collections de Joukowsky & Favre, de Wernli, de Septfontaine et de Charollais & Mouty, déposées au Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève.

La description et l'illustration de la plupart des espèces mentionnées ci-dessus ont été publiées par Martini & Zaninetti (1995: 61-77). Plusieurs affleurements de la Formation de Vions ont également fourni, en plus de *Tintinnopsella carpathica*, des charophytes, ostracodes et des dinokystes compatibles avec cette datation: voir Clavel *et al.* (1986), Zaninetti *et al.* (1987, 1988), Bulot (1995), Charollais *et al.* (1998, 2007a, 2008), Jan du Chêne *et al.* (2015), Strasser *et al.* (2016). La Formation de Vions est donc **datée de la partie inférieure du Berriasien supérieur** (Fig. 4b). L'analyse séquentielle de la Formation de Vions a également été publiée par Strasser & Hillgärtner (1998), puis par Clavel (*in* Charollais *et al.*, 2008: 200; fig. 2).

L'analyse micropaléontologique de la Formation de Vions au Salève a été complétée par celle de Kaufmann (2001) qui l'a échantillonnée dans les carrières Chavaz Père et Fils. De plus, cet auteur a pu corréliser presque banc par banc sa coupe relevée dans les carrières avec celle décrite dans les anciennes carrières de Monnetier par Deville (1991), en se basant sur la lithologie et les principaux marqueurs micropaléontologiques, parmi lesquels *Pavlovecina allobrogensis*, reconnu dans cinq bancs à la base de la Formation de Vions et dans un banc au milieu (Fig. 27). En outre, Kaufmann (2001:

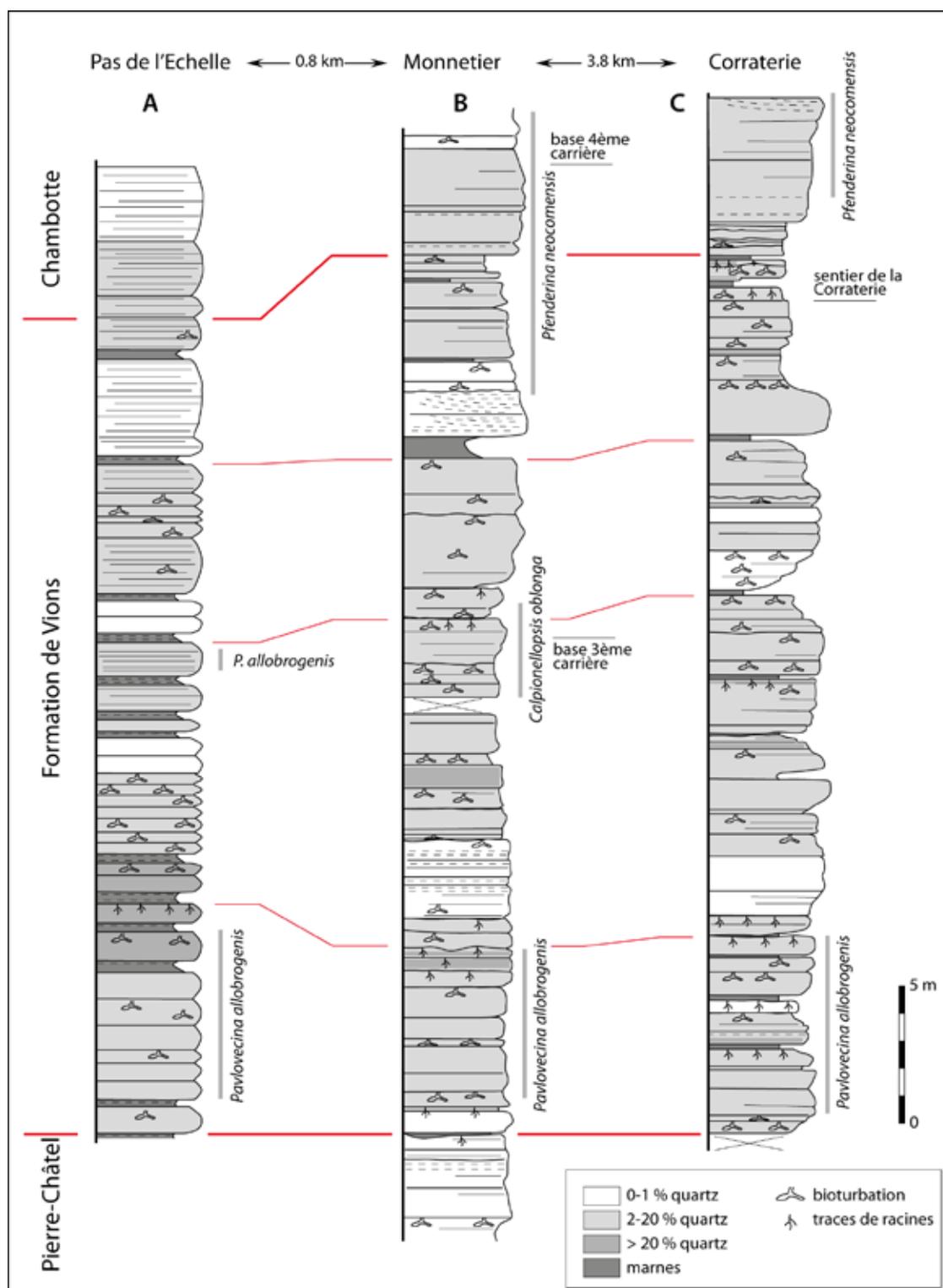


Fig. 27: Corrélations entre trois coupes de la Formation de Vions relevées sur le flanc NW de l'anticlinal du Grand Salève.
 A. Carrières Chavaz Père et Fils: coupe simplifiée d'après Kaufmann (2001).
 B. Carrières de Monnetier: coupe simplifiée d'après Deville (1991) et Hillgärtner (1999).
 C. Sentier de la Corraterie: coupe simplifiée d'après Salvini (1982), Salvini-Bonnard *et al.* (1984), Deville (1991) et Hillgärtner (1999).



Fig. 28 : A gauche, empreinte de «*Natica leviathan*» dans la Formation de Vions, sur le sentier reliant Monnetier au chalet de la Croix. A droite, «*Natica leviathan*» récoltée par M. Grobon au XIX^e siècle, dans la carrière du Platet entaillée dans le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte (versant NE du vallon de Monnetier).

75 ; fig. 56) souligne la similitude des faciès et des épaisseurs de la Formation de Vions sur le flanc normal et sur le flanc renversé de l'anticlinal faillé du Grand Salève, malgré l'important chevauchement du flanc normal sur le flanc inverse de l'anticlinal faillé du Salève. Cette observation est en accord avec les profils 3, 4 et 5 de Joukowsky & Favre (1913, pl. V), qui ne dessinent pas d'amincissement des couches dans le flanc inverse du pli, et sur les profils 4 et 6 de ce travail (voir plus loin : 3.4.).

2.7. Formation de la Chambotte (Ch ; vert clair)

La Formation de la Chambotte définie formellement par Steinhauser & Lombard (1969) au-dessus du lac du Bourget, à la localité type de la Chambotte (Jura méridional ; Savoie), comprend trois membres. Au Salève, seuls deux d'entre eux sont présents (Steinhauser & Charollais, 1971 : 48, fig. 16 ; Charollais *et al.*, 2008 : 200, fig. 2 ; Strasser *et al.*, 2016) : le Membre inférieur et le Membre du Guiers (Fig. 4b).

2.7.1. Membre inférieur de la Formation de la Chambotte

Au Salève, la barre massive de calcaires blancs qui surplombe la Formation de Vions, notamment au-dessus du sentier de la Corratierie (Fig. 29) et à la Grande Varappe, est attribuée à la partie inférieure (= Membre inférieur) de la Formation de la Chambotte (Steinhauser & Lombard, 1969). Cette barre bien repérable dans la morphologie, spécialement dans la face NW du Grand Salève (Figs 5, 30, 31) et du Petit Salève ainsi que dans la Grande Paroi

(région des Pitons) correspond à la partie supérieure de l'«Assise à *Natica leviathan*» de Joukowsky & Favre (1913) et au Calcaire du Val de Fier de Mouty (1966).

L'estimation de l'épaisseur du Membre inférieur de la Chambotte varie suivant les auteurs : au moins 18,4 m pour Joukowsky & Favre (1913), 25 m pour Lombard (1965), 14,5 m à Monnetier et 15 m à la Corratierie pour Deville (1991), 16 m pour Charollais *et al.* (1998), 25 m à la Corratierie pour Hillgärtner (1999) et pour Gréselle & Pittet (2010). Ces différences d'estimation proviennent du fait que la base du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte et le sommet de la Formation de Vions présentent parfois des faciès comparables et variables latéralement. Selon nos observations, la puissance moyenne de cette unité atteint une **vingtaine de mètres** (Fig. 4b).

Le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte se compose de calcaires, presque dépourvus de terrigènes, déposés en milieu marin très peu profond (Böker, 1994, *in* Donzeau *et al.*, 1997b : 44), proche de l'émergence comme le prouvent notamment les keystones vugs, typiques d'un faciès de plage, signalés par Salvini (1982) et Salvini-Bonnard *et al.* (1984). Deville (1991 : 39) mentionne une surface de banc sur un bloc éboulé à traces de dinosaures. De plus, Kindler *et al.* (1997), puis Kindler & Davaud (2001) ont découvert des éolianites dans la paroi qui surplombe le sentier de la Corratierie. Les faciès et les faunes (microfaunes surtout) de ce Membre inférieur de la Formation de la Chambotte varient fortement latéralement. Joukowsky & Favre (1913 : 330, fig. 8) citent dans la coupe de la Grande Varappe un banc à rudistes que nous n'avons pas retrouvé. Moins riche en algues que la Formation de Pierre-Châtel, le Membre inférieur de la



Fig. 29: Au premier plan, sentier de la Corraterie tracé sur la Formation de Vions dominée par le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte. Au deuxième plan, vue sur le Trou de la Tine. Entre ces deux plans, ravin dû à la faille décrochante de la Mule. Le long du sentier de la Corraterie, sur le panneau de la station 6 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève, illustration de la genèse du Trou de la Tine.

Formation de la Chambotte renferme souvent *Pfenderina neocomiensis* (Planche III, m-o), facile à reconnaître à la loupe, ce qui permet d'identifier cette unité lithologique sur le terrain et de la distinguer de la Formation de Pierre-Châtel, bien que la plupart des faciès de ces deux formations présentent des caractères identiques. Parmi les très nombreux foraminifères, nous n'avons illustré que *Pseudocyclamina lituus* (Planche III, e) et *Broeckinella magna* (Planche III, f-h). Ce dernier, bien que décrit dans la Formation de la Chambotte du Jura méridional, n'a pas été reconnu au Salève.

Jusqu'à présent, aucun argument paléontologique déterminant sur le plan biostratigraphique ne permet d'attribuer un âge précis et argumenté au Membre inférieur de la Formation de la Chambotte. Seule l'analyse séquentielle offrirait une possibilité de datation indirecte. Selon Strasser & Hillgärtner (1998: 383-384), Charollais *et al.* (2008: 200, fig. 2) et Strasser *et al.* (2016: 208), cette unité lithologique correspondrait à la sous-zone à Otopeta (sommets de la zone à Boissieri, **Berriasien terminal**) (Fig. 4 b).

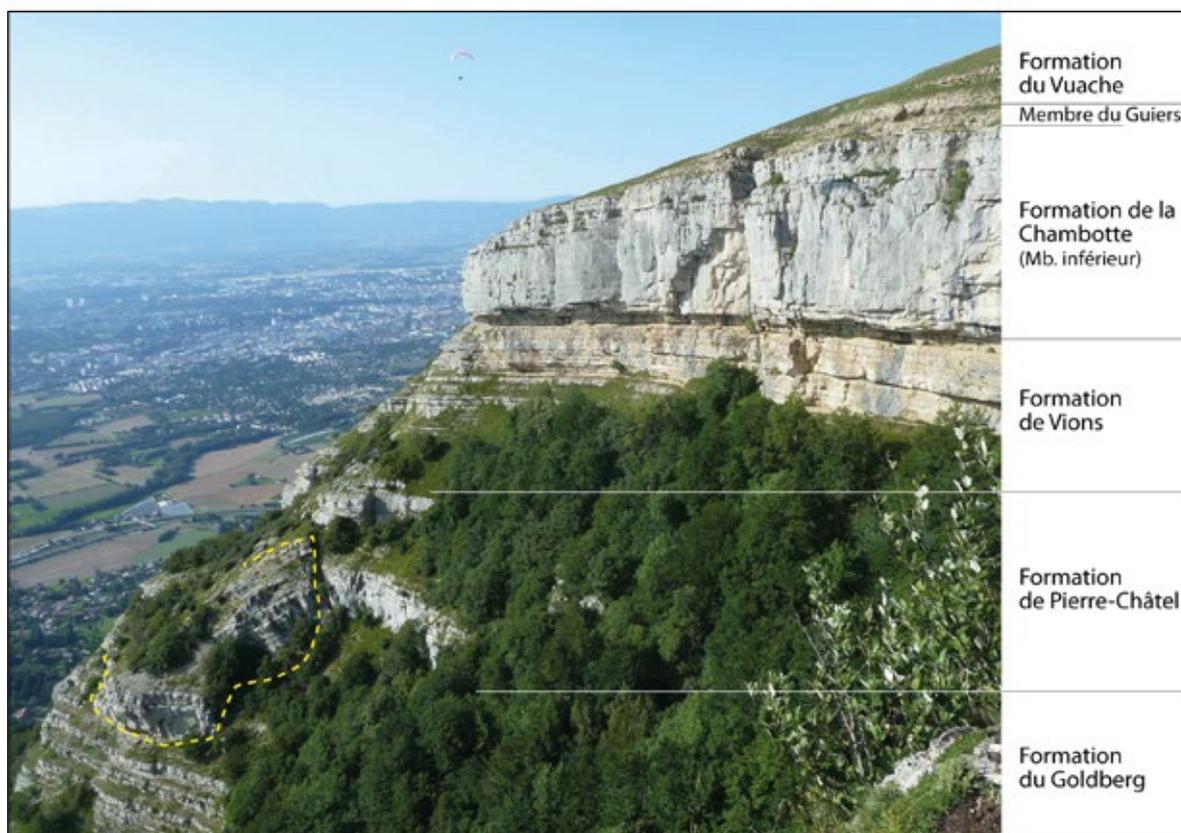


Fig. 30: Depuis le haut du Trou de la Tine, vue vers le NE, sur les formations du Goldberg (partie supérieure), de Pierre-Châtel et de Vions, sur le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte, sur le Membre du Guiers et sur la Formation du Vuache (partie inférieure) partiellement végétalisée. Les paléoenvironnements de plusieurs de ces formations sont illustrés sur le panneau de la station 4 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève. Souligné en jaune, un bloc glissé, précurseur d'un prochain éboulement; le plongement des couches du bloc contraste avec celui des roches en place.

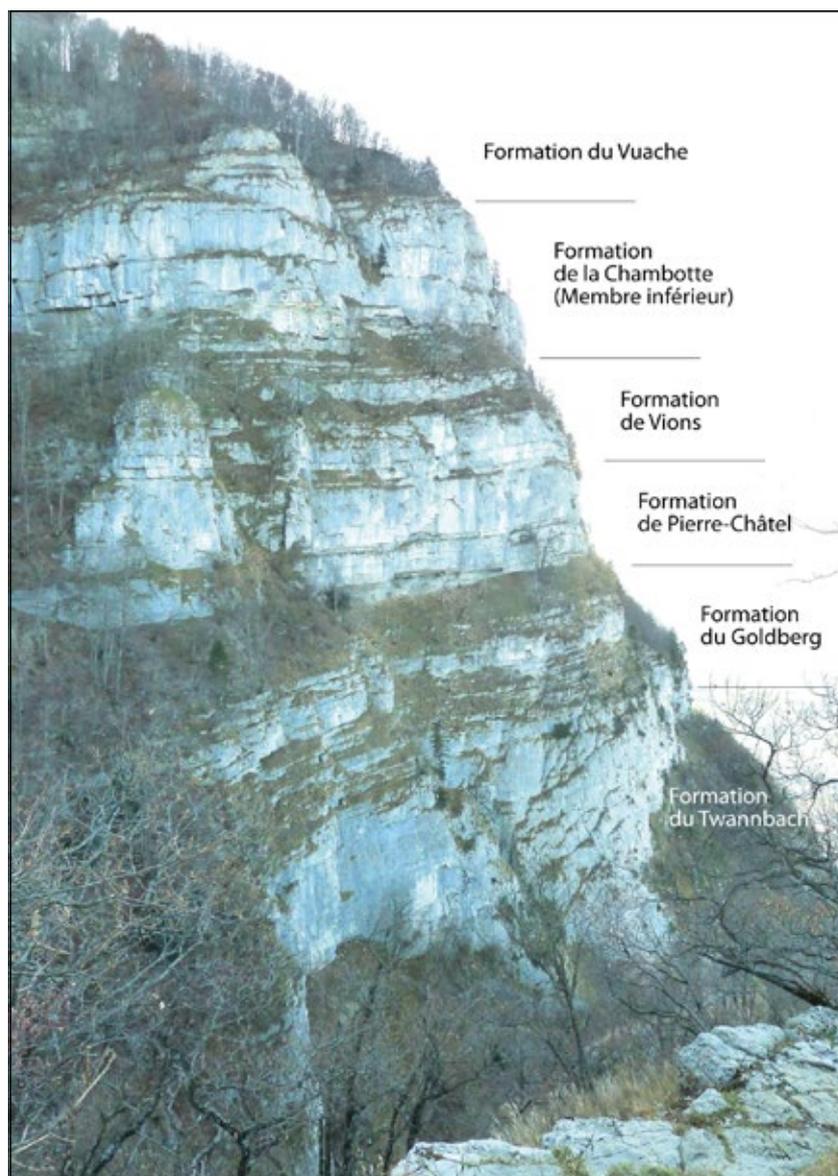


Fig. 31 : Face SW de la partie supérieure de la Grande Gorge montrant les unités lithostratigraphiques du Grand Salève comprises entre le sommet de la Formation du Twannbach et la base de la Formation du Vuache partiellement boisée.

2.7.2. Membre du Guiers

Dans leur monographie sur le Salève, Joukowsky & Favre (1913) restent assez discrets sur le contact entre le sommet de leur « Assise à *Natica leviathan* » et la base du Calcaire roux *auct.* Se référant aux travaux de Favre (1867), ils notent d'une part que « le Valanginien (= Calcaire roux *auct.*) revêt au Salève un faciès plus uniforme que dans les régions avoisinantes » et d'autre part qu'on « ne trouve pas trace des Marnes d'Arzier », ce que nous confirmons. Jusqu'aux travaux de Charollais & Mouty (1965/1966) et surtout de Mouty (1966), les géologues ont incorporé à tort dans les Calcaires roux *auct.* du Salève quelques bancs métriques calcaires et mar-

neux roux, généralement masqués par le couvert végétal et situés à leur base. Ceux-ci représentent le Membre du Guiers (Steinhauser & Lombard, 1969), dénommé « Valanginien supérieur marneux » par Mouty (1966).

Dans le talus de la route D45 reliant le Coin à la Croisette (Fig. 3b), Charollais & Mouty (*in Charollais et al.*, 1981a : 42, fig. 21 ; *in Charollais & Badoux*, 1990 : 27-28 ; figs 12, 14) avaient relevé en 1965/1966 sur 7,35 m une coupe composée de niveaux marneux et calcaires souvent oolithiques, très peu quartzeux, lumachelliques (bryozoaires, huîtres, échinides). Selon Charollais & Mouty (*in Charollais et al.*, 1981a : 41, fig. 21), cette coupe « regroupe des faciès roux à prédominance calcaire, mais comprenant des passées marneuses ; celles-ci pourraient

rappeler les Marnes d'Arzier». En réalité, il s'agit du Membre du Guiers, équivalent des Marnes d'Arzier *p. p.* dans le Jura vaudois et neuchâtelois (Charollais *et al.*, 2008 : 200, fig. 2). Dans la région du bassin franco-genevois, au Vuache (Schardt, 1891-1892; Charollais *et al.*, 2013), dans la Haute-Chaîne (Donzeau *et al.*, 1997b) et dans le Jura vaudois et neuchâtelois (Charollais *et al.*, 2008 : 200, fig. 2), le Membre du Guiers est remplacé par les Marnes d'Arzier (Charollais *et al.*, 2008 : 200; fig. 1), son équivalent latéral *p.p.*

Au Grand Salève, à l'aplomb du sentier de la Corratierie, Salvini (1982) a observé au sommet du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte, un «hard-ground à surface ondulée, rubéfiée et perforée par des organismes lithophages». Au même endroit, Deville (1991 : 40), puis Hillgärtner (1999 : 87, fig. 5.22c) décrivent sur 6 m d'épaisseur des bancs à patine rousse d'ordre décimétrique à «structures obliques étroitement enchevêtrées, composés de grainstones calcarénitiques à ooïdes, peloïdes et bioclastes», avec petites huîtres et traces de terriers (Fig. 32). Ils les attribuent au Membre du Guiers, peu accessible à la Grande Gorge. Pour Deville (1991 : 39), il s'agirait d'une surface karstifiée, qui traduirait «une émergence durable, qui a permis le développement et l'enregistrement d'importants phénomènes karstiques». Au SE du Trou de la Tine (Grand Salève), Deville (1991 : 115-118; figs 74A et 75) décrit et illustre, au contact de la base du Membre du Guiers et du sommet du Membre inférieur de la Chambotte, des brèches de remplissage de karst, de nombreux planchers karstiques et des concrétions de type stalactitique. Il en conclut que «le Membre du Guiers scelle une émergence marquée par d'importants processus de karstification».

Dans le Jura vaudois, des phénomènes karstiques ont été relevés à Arzier (Jura vaudois) au sommet du Membre inférieur de la Chambotte, dans lequel Mojon (2006) a recueilli une malacofaune d'eau douce à saumâtre ainsi que de nombreuses dents de crocodiles nains amphibiens et hétérodontes.

Au Grand Salève, l'affleurement du Membre du Guiers à l'aplomb du sentier de la Corratierie a livré à Monteil (1993, inédit) des dinokystes (*Muderongia macwhaei* forma A et B) de la partie non sommitale de la zone à Pertransiens du Valanginien inférieur. Cette datation est en accord avec celle de Deville (1991 : 55) qui s'est basé sur la découverte de *Tintinnopsella carpathica* associée à *Calpionellites darderi*, assemblage «provenant très probablement de la zone à Pertransiens» selon Remane *et al.* (1989, *in* Deville, 1991 : 55). Des études palynologiques effectuées dans les deux affleurements décrits ci-dessous permettent d'affiner les datations proposées par Charollais *et al.* (2008 : 200; fig. 1).

Au-dessus de Monnetier-Mornex (Fig. 3a), l'affleurement du Membre du Guiers échantillonné en bordure de la route D41, à 785 m d'altitude, a fourni de riches associations de dinokystes. Les assemblages caractéristiques du Valanginien inférieur et la présence d'un certain



Fig. 32 : Au-dessus du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte surplombant le sentier de la Corratierie, le Membre du Guiers se présente comme un calcaire «rognonneux» avec interlits marneux, riche en fragments fossilifères.

nombre d'espèces-clés permettent de dater cette unité lithologique avec une grande précision. En effet, l'existence des espèces-index *Foucheria modesta* (Planche IX, fig. 5), *Dichadogonyaulax bensonii* (Planche IX, fig. 6), *Systematophora scoriacea*, *Muderongia mcwhaei* forma A et B (Planche IX, figs 1, 2) et l'absence de *M. mcwhaei* forma C justifient d'attribuer les 5 échantillons prélevés (MON-1 à MON-5; Planche IX) au Valanginien inférieur, partie non sommitale de la Zone à Pertransiens (Monteil, 1992b).

Sur la route D45 reliant le Coin à la Croisette (Fig. 3b), le Membre du Guiers affleure en bordure de route à 1080 m (Charollais & Deville *in* Charollais & Badoux, 1990 : 27; fig. 12), où trois échantillons ont été prélevés et analysés par l'un de nous (E. M.). L'assemblage microfloral très pauvre de l'échantillon RAL-3 a seulement livré l'espèce-index *M. mcwhaei* forma B et celui un peu plus riche de RAL-1, les espèces-index *M. mcwhaei* forma B, *F. modesta* et *D. bensonii*. Ces deux échantillons peuvent donc être attribués au Valanginien inférieur, partie non sommitale de la zone à Pertransiens. En revanche, l'échantillon RAL-2 (Planche X, figs 1-4) contient plusieurs spécimens de l'espèce-index *M. mcwhaei* forma C, qui caractériserait la partie sommitale de la zone à Pertransiens (Monteil, 1992b). Cette donnée demanderait à être confirmée, vu les datations obtenues dans la formation qui surmonte le Membre du Guiers (niveau à galets de plage de la Formation du Vuache) à la Grande Varappe (voir 2.8.1.).

En conclusion, il ressort des études palynostratigraphiques qu'au Salève le **Membre du Guiers appartient à la partie inférieure de la Zone à Pertransiens.**

Remarques sur les datations du Membre du Guiers basées sur la palynologie

La haute résolution de l'échelle biostratigraphique proposée pour le Valanginien inférieur (Monteil, 1992b) repose en grande partie sur les variations morphologiques de l'espèce *Muderongia mcwhaei* où, pour rappel, trois configurations des cornes latérales ont été distinguées chez cette espèce (Monteil, 1991):

- Forma A: cornes latérales peu développées montrant une extension postérieure (= postcingulaire) courte dont la longueur est environ égale à la moitié de celle de la partie axiale (Planche IX, fig. 1; Planche X, fig. 1);
- Forma B: cornes latérales légèrement plus développées formant une extension postérieure (= postcingulaire) plus longue, mais dont la longueur est plus ou moins égale au double de celle de la partie axiale (Planche IX, fig. 2; Planche X, fig. 3);
- Forma C: cornes latérales très développées donnant naissance à une extension postérieure (= postcingulaire) très longue dont la longueur est nettement supérieure au double de celle de la partie axiale (Planche XI, figs 1, 5). Cette partie postérieure est parfois si longue et effilée qu'elle prend l'aspect d'un fouet (Planche XII, figs 1, 5).

On note aussi que le passage graduel de forma A à forma C est accompagné par un effilement général des cornes dont les extrémités évoluent parallèlement d'arrondies à pointues.

Entre Monnetier et le Chalet de la Croix, le Membre du Guiers est facilement mesurable dans le talus d'un virage en épingle à cheveux de la D41, à 782 m. Son épaisseur atteint 6 à 7 m (Fig. 4b). Il forme certainement un horizon continu dans tout le chaînon du Salève, où il engendre un léger replat entre le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte et la base de la Formation du Vuache (= Calcaires roux *auct.*); c'est le cas par exemple près du chalet à Puce sous les Convers.

Sur les anciennes cartes géologiques du Salève (Joukowsky & Favre, 1913; Lombard & Paréjas, 1965; Kerrien *et al.*, 1998), le Membre du Guiers n'est pas individualisé. Effectivement, pour des raisons graphiques, il était difficile de différencier sur des cartes à 1/25'000 et à 1/50'000 le Membre du Guiers, le Calcaire roux *s. str.* et le Calcaire à *Alectryonia rectangularis*, comme l'ont indiqué Charollais *et al.* (1998: 42) dans la notice explicative de la feuille Annemasse. Pourtant, ce regroupement n'est pas correct du point de vue biostratigraphique. En effet, comme le montrent le log litho-, bio- et chronostratigraphique de ce travail (Fig. 4b) et celui de Strasser *et al.* (2018a: 210, fig. 4a), le Membre du Guiers appartient à la Formation de la Chambotte, tandis que le Calcaire roux *s. str.* et le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* font partie de la Formation du Vuache. Pourtant, il faut souligner que du fait de la similitude de leurs faciès et de la couleur de leur patine, ces unités, lorsqu'elles affleurent (ce qui est rarement le cas), peuvent être difficiles à identifier.

2.7.3. Membre supérieur de la Formation de la Chambotte

Contrairement aux interprétations de Deville (1990, 1991: 40) et de Hillgärtner (1999: 87, fig. 5.22c), le Membre supérieur de la Formation de la Chambotte n'est pas représenté au Grand Salève, comme l'avaient déjà remarqué Charollais & Mouty (1965/1966, *in* Charollais *et al.*, 1981a: 42, fig. 21), puis Steinhauser & Charollais (1971: 11, fig. 2) dans leur travail sur «les corrélations des unités lithologiques dans le Jura central et méridional». Plus récemment, cette absence a été encore rappelée par Charollais *et al.* (2008: 200, fig. 2) dans leur étude sur «l'organisation séquentielle et la biostratigraphie du Crétacé inférieur de la plate-forme jurassienne».

2.8. Formation du Vuache (Vu; orange)

La Formation du Vuache (terminologie du Comité suisse de stratigraphie, 2013; Strasser *et al.*, 2016, 2018a, b) correspond au «Valanginien» *auct.* (= Calcaires roux *auct.* et Calcaire à *Alectryonia rectangularis*) de Joukowsky & Favre (1913), au «Valanginien supérieur» de Favre (1934: 321), au «Valanginien supérieur calcaire» de Mouty (1966) et à la Formation du Bourget de Steinhauser & Lombard (1969). Sur leur carte géologique à 1/25'000, Joukowsky & Favre (1913) n'ont pas différencié le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* des Calcaires roux *s. str.*, qui présentent souvent des structures obliques et/ou un débit en plaquettes. Leurs faciès et leur couleur sont très proches. Sur le terrain, la mauvaise qualité des affleurements souvent partiellement masqués par le couvert végétal ne permet pas d'en fixer les limites avec précision.

La Formation du Vuache affleure rarement en paroi sauf à la Grande Varappe (Fig. 19) et partiellement sous la station supérieure du téléphérique, où une petite cuesta présente de remarquables structures obliques. Au Salève, sa base généralement masquée par le couvert végétal, repose sur le Membre du Guiers, dont elle est séparée par une discontinuité (voir 2.7.2.). Lors de nos levés de terrain, nous n'avons jamais observé le contact du sommet de la Formation du Vuache (= Calcaire à *Alectryonia rectangularis*) avec la base de la Formation du Grand Essert, qui la surmonte, bien que Joukowsky & Favre (1913: 336) l'aient qualifié de «nettement indiqué». Ce contact a également été repéré par Strasser *et al.* (2018a: 210, fig. 4a) dans la coupe-type de la Formation du Grand Essert (Jura méridional).

Les Calcaires roux *auct.* et le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* ont été particulièrement bien étudiés par Joukowsky & Favre (1913: 336, fig. 10) à la Grande Varappe. Pour ces auteurs, les Calcaires roux *s. str.* d'une épaisseur de 32,50 m (Fig. 4b) sont constitués de calcaires spathiques bioclastiques et oolithiques, riches en fragments d'échinides et de bryozoaires; leur forte

teneur en oxydes et hydroxydes de fer leur confère cette patine rousse caractéristique. Le quartz et la glauconie sont peu fréquents et inégalement distribués; en outre, certains bancs renferment des silex. Nous nous référons aux travaux de Deville (1991: 119-120), Deville *et al.* (1992: 37), Hillgärtner (1999: 87, fig. 5.22 c) et Hennig Fischer (2003, fig. 4.10), sans toutefois adopter toutes leurs interprétations litho- et biostratigraphiques.

Il est évident que des variations latérales d'épaisseur sont prévisibles vu le milieu de dépôt très dynamique, comme le prouvent les structures obliques résultant des courants de marée, des vagues et des tempêtes (Fig. 33). Pour Deville (1990, 1991), la Formation du Vuache ne dépasserait pas 12 m, ce qui ne correspond pas à nos observations de terrain. D'après nos études sur le terrain et suivant Joukowsky & Favre (1913: 336, fig. 10), le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* ayant une puissance de 11 m, **la totalité de la Formation du Vuache atteint une épaisseur de 43,50 m**, valeur que nous avons retenue (Fig. 4b). Plus tard, Favre (1934: 321) l'a arrondie à 44 m dans le Guide géologique de la Suisse. Rappelons que dans le forage de Thônex, la Formation du Vuache aurait été reconnue sur 21,20 m d'après Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995: 379).



Fig. 33: Structures obliques dans les calcaires bioclastiques roux de la Formation du Vuache, vers le haut de la Grande Varappe (Grand Salève); les angles de très faible amplitude et les légères courbures des laminations suggèrent des dépôts de tempête (hummocky et swaley cross-stratification).

2.8.1. Les Calcaires roux sensu stricto au Salève

A la Grande Varappe, Joukowsky & Favre (1913: 335-336 et fig. 10) ont signalé au tiers inférieur de leur «Valanginien» (= Calcaires roux *s. str.*), une «couche curieuse, dont le caractère rappelle celui d'une plage

des galets, [qui] indique donc une émergence au milieu de l'étage, fait intéressant et non signalé encore». Effectivement, il s'agit d'un niveau lenticulaire d'une épaisseur maximale de 2,80 m (Fig. 34) que, comme nos prédécesseurs, nous n'avons jamais rencontré ailleurs au Salève. Ce niveau conglomératique témoigne effectivement d'une émergence inconnue jusqu'ici dans le domaine jurassien franco-genevois (Strasser *et al.*, 2018b: 41). Ces galets bien arrondis suggèrent l'érosion d'une falaise préalablement cimentée, le remaniement par les vagues, et l'accumulation sur une plage.

Le niveau à galets de plage renferme une matrice marneuse dans laquelle Monteil (2019, inédit) avait reconnu une association de *Munderongia* caractéristique de la Zone à Pertransiens du Valanginien inférieur. Une étude plus récente (E. M.) sur 3 échantillons (AP 644 (SV2A), AP 645 (SV5A) et GV 879), en dépit du fait qu'ils n'aient pas révélé de riches associations, ont livré les espèces-index nécessaires à leur datation précise (Planche XII). En effet, la présence des espèces-index *Foucheria modesta*, ? *Thalassiphora* sp. D, *Munderongia mcwhaei* forma C dans les échantillons AP 644 (Planche XI) et 645 (Planche XII, figs 1, 2), ainsi que celle de *Nelchinopsis kostromiensis* dans les échantillons AP 644 et 645 permettent de leur attribuer un âge Valanginien inférieur.

? *Thalassiphora* sp. D (= «Dino D» Monteil *in* Martini & Zaninetti, 1995) est seulement connu au Valanginien inférieur (zone à Pertransiens) en Ardèche (Monteil, 1985) et dans le Jura méridional (canton de Vaud): carrière de la Violette (localité type des Marnes d'Arzier) datée de la zone à Pertransiens (Charollais & Wernli, 1995 *in* Martini & Zaninetti, 1995) et Marnes d'Arzier du sondage du Morand également attribuées à la zone à Pertransiens (Jan du Chêne *et al.*, 2015). La présence de *Munderongia mcwhaei* forma C suggérerait un âge partie sommitale de la zone à Pertransiens. Cependant, *Nelchinopsis kostromiensis*, présent dans l'échantillon AP 644, apparaît à la base de la zone à Campylotoxus (Monteil, 1992b). D'autre part, jusqu'à présent, ? *Thalassiphora* sp. D n'avait jamais été observé au sommet de la zone à Pertransiens. Ces échantillons sont donc très probablement d'âge top Pertransiens - base Campylotoxus. En conclusion, le niveau à galets inséré dans les calcaires bioclastiques roux (Formation du Vuache) doit être attribué **au sommet de la Zone à Pertransiens**, voire à l'extrême base de la Zone à Campylotoxus. L'échantillon GV 879 a livré les mêmes espèces-index: *Foucheria modesta*, ? *Thalassiphora* sp. D, *M. mcwhaei* forma A, *Munderongia mcwhaei* forma B, *M. mcwhaei* forma C et *Nelchinopsis kostromiensis*. L'attribution biostratigraphique du niveau à galets de plage est en accord avec les résultats du découpage séquentiel, comme l'avaient proposé Charollais *et al.* (2008: 200; fig. 2).

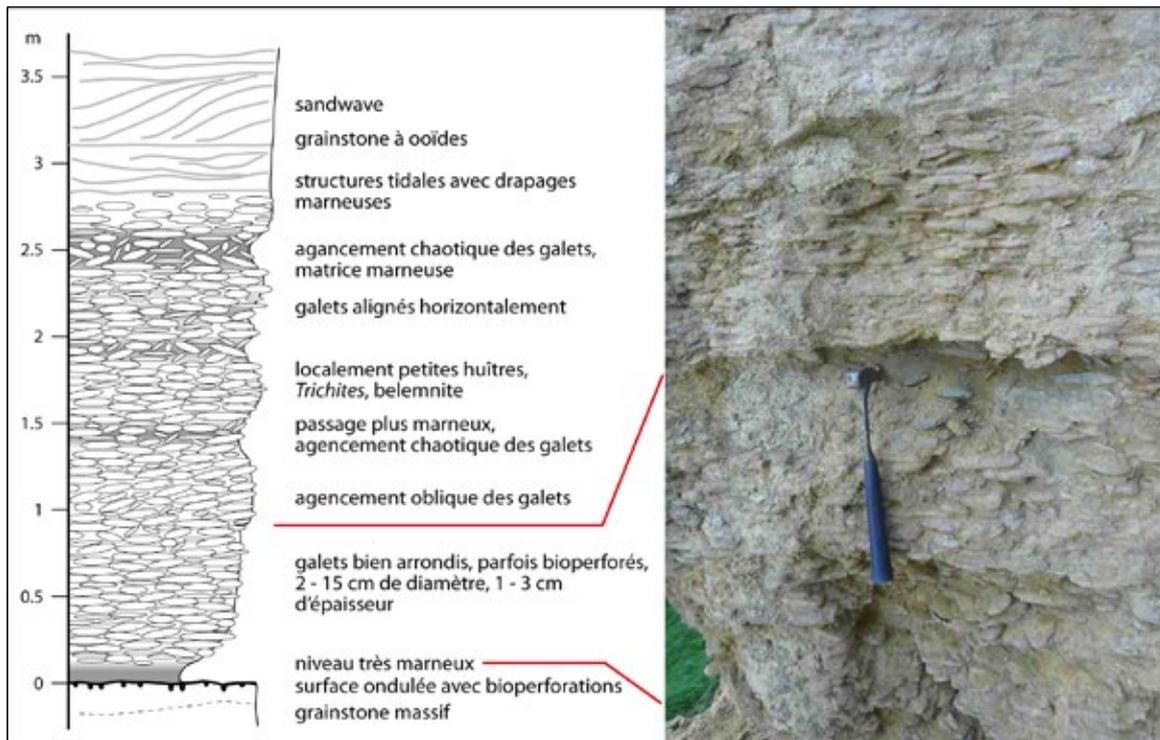


Fig. 34: A gauche, coupe lithologique et, à droite, photo du niveau à galets de plage dans la Formation du Vuache (Calcaires roux *s. str.*); versant SW de la Grande Varappe (Grand Salève).

2.8.2. Les Calcaires roux dans le stratotype de Valangin

Clavel (*in* Busnardo & Thieuloy, 1989 : 113) avait découvert dans la coupe stratotypique de Valangin un exemplaire de *Platylenticeras gevrilianum* dans la partie supérieure (et non à l'extrême sommet) des Calcaires roux *auct.*, ce qui permet de rattacher cette unité lithologique au **Valanginien inférieur** (zone à Pertransiens et zone à Neocomiensiformis). Cette datation (Charollais *et al.*, 1983, 1989, 2008, 2013; Jan du Chêne *et al.*, 2015; Strasser *et al.*, 2016), en accord avec les données fournies par les ostracodes, les échinides et les calpionelles, est également basée sur les anciens travaux de Jaccard (1869), Sayn (1889), Baumberger & Moulin (1899), Baumberger (1901), Baumberger (1903-1910). Pourtant, plusieurs publications postérieures à celle de Busnardo & Thieuloy (1989), dont Bulot (1992, 1995), Blanc (1996), Hillgärtner (1999), Mojon (2002, 2006) et Mojon *et al.* (2013), ont proposé un âge Valanginien supérieur aux Calcaires roux *auct.*

2.8.3. Le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* au Salève

Le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* qui affleure notamment en haut de la Combe de la Pile (Fig. 35), près

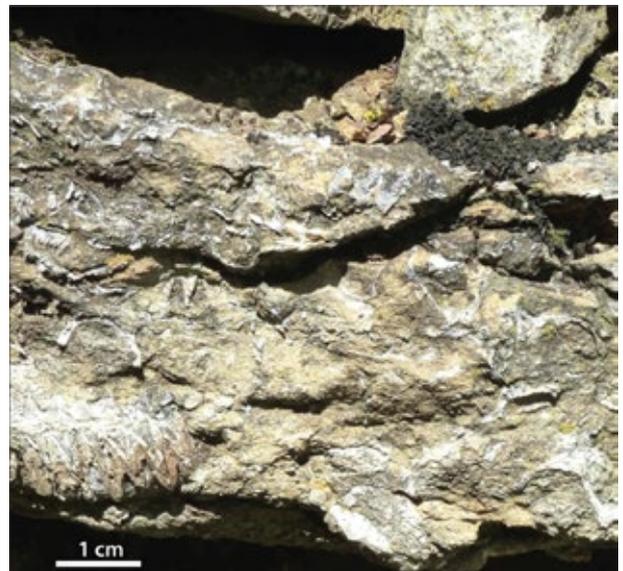


Fig. 35: Calcaire à *Alectryonia rectangularis*; la Croisette (Grand Salève).

de la Croisette et au-dessus du chalet à Puce, a été signalé par Favre (1867: 264) sur le sentier de la Traversière, près des Pitons, à la Grande Gorge et à la Petite Gorge. Cet auteur avait récolté, outre les très nombreuses *Alectryonia* sp., des gastéropodes, des trigonies, des pec-

tens, des térébratules, des serpules et des échinides parmi lesquels Deville (1991 : 56) a recueilli *Pygopyrina incisa*, qui selon Clavel (1989, *in* Deville, 1991 : 56) caractérise la zone à *Trinodosum* (**milieu du Valanginien supérieur**). Le découpage séquentiel confirme cette datation (Charollais *et al.*, 2008 : 200 ; fig. 2).

2.9. Formation du Grand Essert (GE ; vert-brun)

Au Salève, au-dessus du Calcaire à *Alectryonia rectangularis*, la Formation du Grand Essert (terminologie du Comité suisse de stratigraphie 2013, Strasser *et al.*, 2016, 2018a), d'une centaine de mètres d'épaisseur, est composée essentiellement de marno-calcaires et de calcaires bioclastiques grésoglaucieux. Joukowsky & Favre (1913) dénomment cet ensemble «Hauterivien» et le dessinent sur leur carte avec une même couleur. Sur la feuille Genève à 1/25'000 de l'Atlas géologique suisse, Lombard & Paréjas (1965) emploient également une même couleur, mais distinguent, comme Favre (1934 : 321), un «Hauterivien supérieur (calcaire)» et un «Hauterivien inférieur (marno-calcaire)» qu'ils caractérisent par une surcharge là où le graphisme le permet ; c'est le cas à l'extrémité septentrionale du flanc NE du vallon de Monnetier. Sur la carte géologique du Salève (Fig. 3), l'ensemble de la Formation du Grand Essert est cartographié avec une seule et même couleur (vert-brun) et le sigle GE.

La terminologie employée par nos prédécesseurs était insatisfaisante, car «la partie inférieure à prédominance marneuse» («Hauterivien inférieur» *auct.*) renferme des bancs calcaires et «la partie supérieure à prédominance calcaire» («Hauterivien supérieur» *auct.*) comprend des niveaux marneux (Fig. 4b). Pour pallier à cette difficulté, les auteurs de la feuille géologique Annemasse à 1/50'000 (Kerrien *et al.*, 1998), qui recouvre le Petit Salève, le Grand Salève et la chaîne des Pitons, avaient regroupé l'ensemble de «l'Hauterivien» *auct.* avec le sigle n3H sous une même couleur avec la dénomination «Complexe des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel», ce qui n'est pas très heureux. Ces problèmes de terminologie reflétaient une certaine méconnaissance de la stratigraphie jurassienne de cette période du Crétacé inférieur. C'est particulièrement frappant dans les conclusions parfois contradictoires des 16 chercheurs engagés dans la «Révision de l'étage hauterivien» (Remane *et al.*, 1989). Nos recherches au Salève (ce travail) et au Vuache (Mastrangelo *et al.*, 2013 ; Charollais *et al.*, 2013) ainsi que la récente étude sur la Formation du Grand Essert à la localité type (Strasser *et al.*, 2018a) nous ont permis d'acquiescer une meilleure compréhension de la complexité lithologique de ces terrains. Pour bien saisir le bien-fondé de nos propositions, un bref historique nous paraît nécessaire.

Remane *et al.* (1989:19) rappelaient que «les environs de Neuchâtel, région du stratotype historique de

l'Hauterivien, ne fournissent aucune section complète de l'étage». C'est pourquoi les stratigraphes chargés du projet HARMOS (Strasser *et al.*, 2016, 2018a) ont choisi une coupe type dans le Jura méridional (vallée de la Valserine, Ain, France) à 3 km au SW du hameau du Grand Essert. Déjà décrite pour la première fois par Mouty (1966 : 82-87), qui l'avait relevée dans le talus de la route D991, cette coupe a permis de définir la Formation dite du Grand Essert (Strasser *et al.*, 2016, 2018a). Facile d'accès, elle est assez semblable à celles qu'ont publiées Joukowsky & Favre (1913 : 338, fig. 11) au Grand Salève. De plus, elle présente de grandes similitudes avec les coupes relevées à l'extrémité septentrionale du Vuache par Schardt (1891-1892, pl. V), Scolari (1955), Arikani (1964) et Blondel (1984, 1990) ainsi que dans les tunnels de l'A42 par Charollais *et al.* (1989 : 58, fig. 3).

2.9.1. La Formation du Grand Essert à la localité type

Comprise entre la Formation du Vuache (Calcaires roux *auct.* et Calcaires à *Alectryonia rectangularis*) et l'Urgonien jaune *auct.*, la Formation du Grand Essert se compose de deux membres (Strasser *et al.*, 2016, 2018a), de bas en haut :

- le Membre d'Hauterive, constitué par trois unités : inférieure et supérieure (marno-calcaires gréseuses) et moyenne (carbonatée quartzoglaucieuse) ;
- le Membre de Neuchâtel, essentiellement carbonaté et souvent quartzoglaucieux, comprenant la Pierre jaune inférieure et la Pierre jaune supérieure séparées par les Marnes des Uttins.

La synthèse litho-, bio- et chronostratigraphique de ces deux membres et de leurs composants au Salève, comme dans tout le Jura méridional et vaudois, avait déjà été présentée succinctement par Clavel & Charollais (1989a : 295, fig. 3) tandis que les corrélations séquentielles et biostratigraphiques à l'échelle du Jura avaient été ébauchées par Clavel & Charollais (1989b : 302, fig. 2). Plus récemment, Strasser *et al.* (2018a) ont publié une étude stratigraphique et paléontologique exhaustive de la Formation du Grand Essert à la localité type.

2.9.2. La Formation du Grand Essert au Salève

Aucune coupe complète de la Formation du Grand Essert n'apparaît d'un seul tenant sur le terrain. Joukowsky & Favre (1913 : 337-341, fig. 11) ont décrit et figuré une coupe synthétique de cette formation en relevant «la partie inférieure (niveaux 1 – 10) dans la Gorge de la Varappe, et la partie supérieure (niveaux 11 – 17) dans la paroi de la rive gauche de la Petite Gorge». Nous nous référons à leur coupe en la complétant et en l'adaptant à la nouvelle terminologie définie à la localité type du Grand Essert, soit de bas en haut (Fig. 36) :

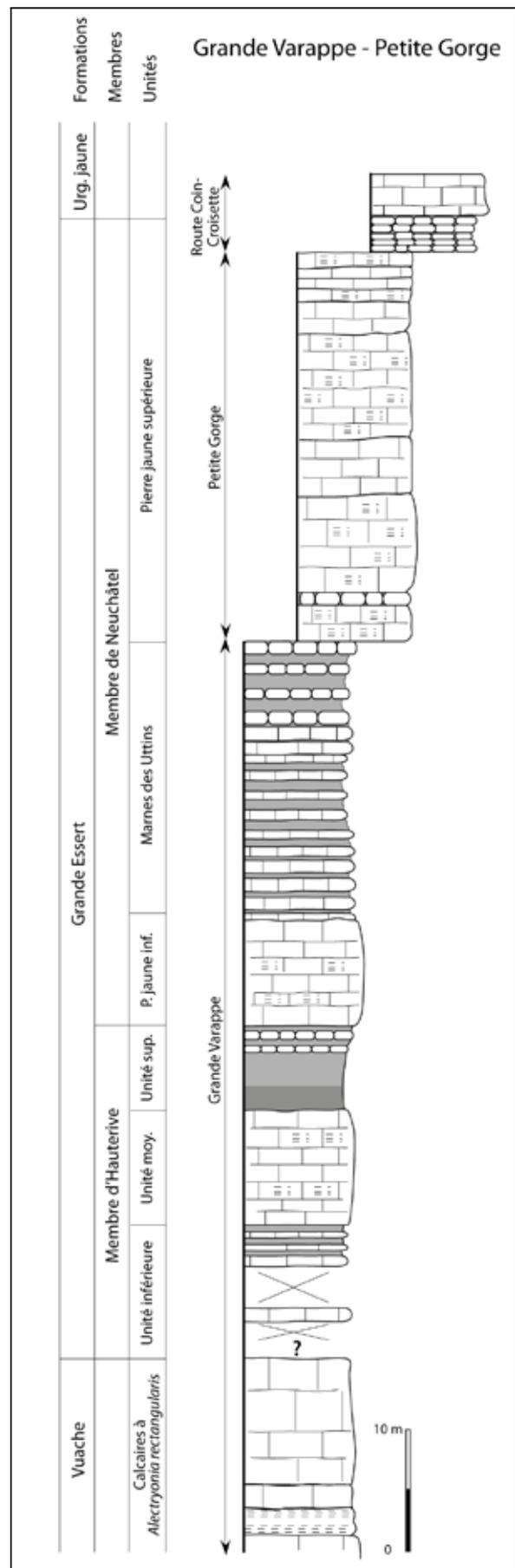
- Membre d'Hauterive (niveaux 1-5 de Joukowsky & Favre, 1913): 27 m
 - o Unité inférieure (niveaux 1et 2) marneuse et marno-calcaire gréseuse: 10 m
 - o Unité moyenne (niveau 3) carbonatée quartzo-glaucconieuse: 10 m
 - o Unité supérieure (niveaux 4 et 5) marno-calcaire gréseuse: 7 m
- Membre de Neuchâtel (niveaux 6 -17 de Joukowsky & Favre, 1913): 65,60 m
 - o Pierre jaune inférieure (niveau 6): calcaire biodétritique grésoglaucconieux: 9 m
 - o Marnes des Uttins (niveaux 7-10): niveaux marneux et marno-calcaires: 23 m
 - o Pierre jaune supérieure (niveaux 11-17): calcaire biodétritique grésoglaucconieux: 33,60 m.

Au Grand Salève, d'après notre interprétation de la coupe de Joukowsky & Favre (1913: 338; fig. 11), la Formation du Grand Essert atteint une **puissance totale de 92,60 m** (Fig. 4b). Dans le forage de Thônex situé à 3 km au NW de l'extrémité septentrionale du Petit Salève, la Formation du Grand Essert aurait une puissance de 123 m d'après Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995: 379).

Le découpage lithostratigraphique adopté dans ce travail diffère donc de celui proposé par Joukowsky & Favre (1913), ce qui n'a toutefois aucune répercussion sur les rendus cartographiques (Fig. 3), puisque toutes les unités lithologiques composant la Formation du Grand Essert sont regroupées sous une seule couleur et un seul sigle (vert-brun; GE).

En outre, le nouveau découpage lithostratigraphique permet d'établir des corrélations (Strasser *et al.*, 2018a) avec les régions voisines (Fig. 37). Elles sont basées sur des critères biostratigraphiques et séquentiels (Clavel *et al.*, 2007: 1041, fig. 10) et vont de la plate-forme jurassienne jusqu'au bassin vocontien (Strasser *et al.*, 2018a). Lors de levés cartographiques à très grande échelle et de travaux de génie civil, il est dorénavant plus facile de situer les niveaux carbonatés et les niveaux marno-calcaires au sein de la Formation du Grand Essert. Par exemple, on sait aujourd'hui que les câbles porteurs de la station supérieure du téléphérique du Grand Salève sont implantés dans l'unité moyenne calcaire du Membre d'Hauterive, dont l'épaisseur avait été estimée à 9 m par Ruchat (1982: 8).

Fig. 36: Coupe lithologique synthétique de la Formation du Grand Essert établie à partir de portions de coupes prélevées par Joukowsky & Favre (1913: 338, fig. 11), à la Grande Varappe et à la Petite Gorge; le sommet de cette coupe a été complété par le relevé des affleurements dans le talus de la D45 reliant le Coin à la Croisette. Interprétation lithostratigraphique par Clavel (2016, inédit).



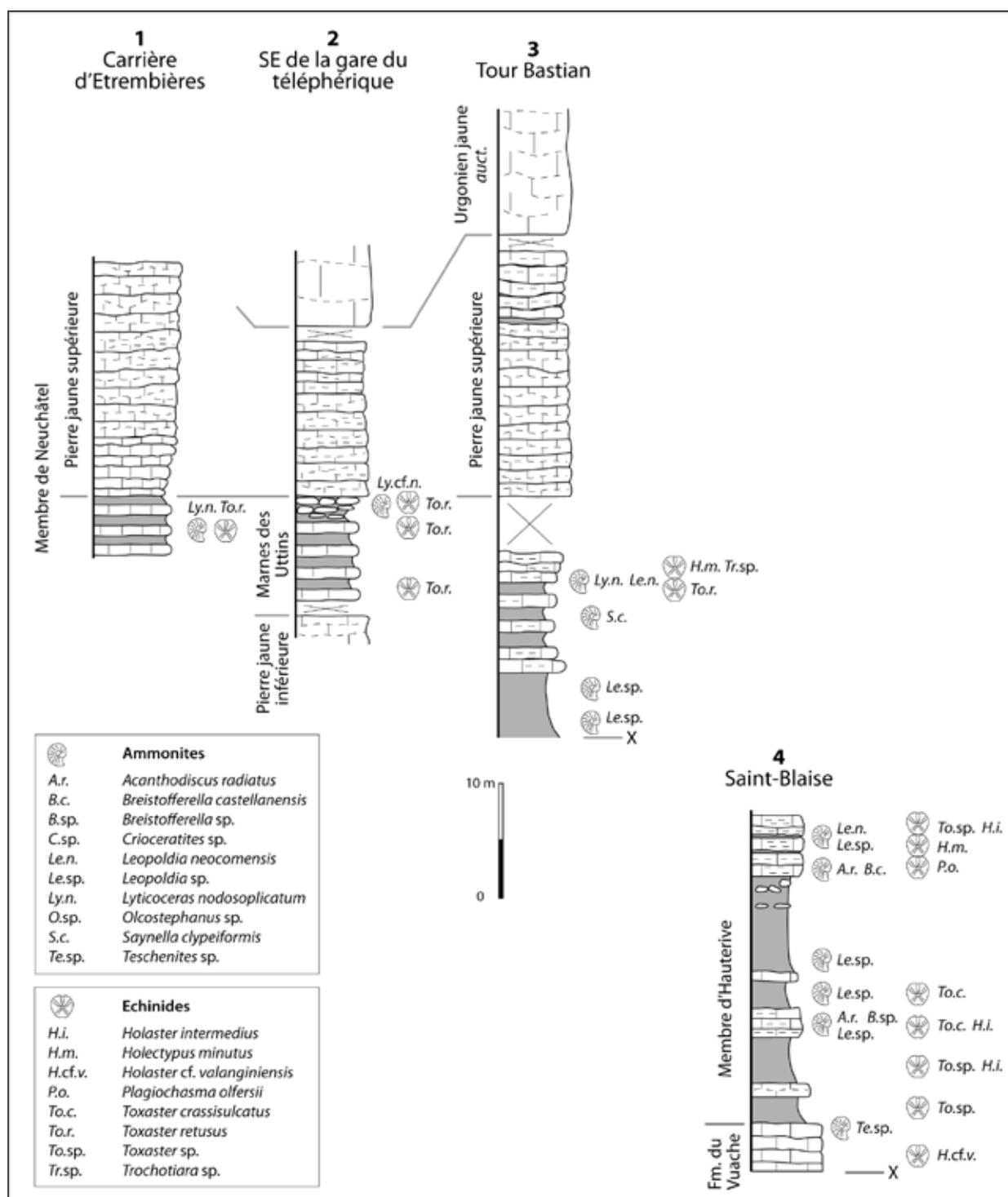


Fig. 37 : Corrélations de portions de coupes relevées dans la Formation du Grand Essert entre Etrembières et Cruseilles par Clavel (2016, inédit). Lithostratigraphie selon Strasser *et al.* (2018a). Détermination des ammonites (R. Busnardo, inédit) et des échinides (B. Clavel, inédit).

1. Carrière au SW d'Etrembières à environ 500 m au SW des Eaux-Belles (Petit Salève).
2. Au SE de la station supérieure du téléphérique (Grand Salève).
3. Tour Bastian (le Grand Piton).
4. Saint-Blaise : affleurements du talus de la D341, au NNW de Lachenaz.

2.9.3. Inventaire paléontologique succinct de la Formation du Grand Essert au Salève

Au Salève, Joukowsky & Favre (1913 : 340) ont dressé un inventaire paléontologique exhaustif du Membre d'Hauterive, comprenant des céphalopodes, des gastéropodes, des lamellibranches, des brachiopodes, des bryozoaires, des échinides et des spongiaires. Ils citent leurs propres récoltes et celles mentionnées par de Loriol (1861). La plupart des ammonites récoltées par nos prédécesseurs et déposées dans les collections du Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève (échantillons MHNG GEPI 29840 à MHNG GEPI 29864) ne sont pas horizontées, fréquemment mal localisées, et pour la plupart non figurées. Strasser *et al.* (2018a : 268-271 ; pls 5, 6) avaient déjà présenté dans leur travail sur la Formation du Grand Essert quelques photos de *Breistofferella varappensis*, *Acanthodiscus radiatus*, *A. stenotonus*, *Lyticoceras salevense* et *Saynella chypeiformis* provenant probablement majoritairement de la Grande Varappe.

Une partie de nos propres récoltes déposée à la Faculté des Sciences de Lyon (numérotation : FSL) avait été déterminée par R. Busnardo, il y a plus d'une dizaine d'années. En examinant les photos des spécimens déposés au Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève, Didier Bert (2021) a identifié : *Acanthodiscus radiatus* (Planche I : 29863, 30329 ; Planche II : 29864), *Olcostephanus astarianus* (Planche I : 29834, 29835), *O. sayni* (Planche I : 29860, 29861), *Leopoldia leopoldi*, *Breistofferella castellanensis* (Planche II : 29854), *Oosterella cultrata*, *Spitidiscus lorioli*, *Neolissoceras grasianum* (Planche II : 30228), *Lyticoceras subfimbriatum* (Planche II : 30227), *Lyticoceras salevense*, *Saynella chypeiformis* (Planche II : 30341, 29855), *S. neocomiensis*. Ajoutons à cette liste *Teschenites* sp. (à la base de la Formation du Grand Essert), dont la valeur biostratigraphique a été précisée par Busnardo *et al.* (2003 : 43-45), mais qui n'a pas été trouvé au Salève. Quelques spécimens qui proviennent de la Grande Varappe (Grand Salève) et qui sont déposés au Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève, sont figurés sur les Planches I et II de ce travail.

En plus des ammonites, citons de nombreux échinides : *Toxaster retusus*, *T. neocomiensis*, *T. crassisulcatus*, *Trochotiara* sp., *Holaster intermedius*, *Plagiochiasma olfersii*, *Holactypus* cf. *minutus*, *H.* cf. *valanginiensis*, *Pyrina pygaea* (dét. B. Clavel, 2016, inédit), des huîtres (*Exogyra couloni*) et des bryozoaires (Guillaume, 1966 : 13 ; Charollais *et al.*, 1989 : 56). Les données fournies par les ammonites précitées couplées avec l'analyse séquentielle (Charollais *et al.*, 2008 : 202, fig. 3 ; Clavel *et al.*, 2014 ; Jan du Chêne *et al.*, 2015 ; Strasser *et al.*, 2018a) autorisent des datations argumentées, qui sont en accord avec les données fournies par les dinokystes (Fauconnier, 1989 : 241 ; Monteil, *in* Strasser *et al.*, 2018a) et par les nannofossiles (Manivit, 1989 : 225). Ces datations, comme celles du Berriasien - Valanginien, diffèrent de celles qu'ont proposées Morales *et al.* (2013 : 52, fig. 9) et certains de leurs prédécesseurs.

2.9.4. Datations des unités lithologiques de la Formation du Grand Essert au Salève

Au Salève (Fig. 4b), le nouveau découpage biostratigraphique de la Formation du Grand Essert coordonné avec l'analyse séquentielle est comparable avec celui de la localité type (Strasser *et al.*, 2018a), à savoir de bas en haut :

- **Membre d'Hauterive: sommet du Valanginien** (partie supérieure de la Zone à Peregrinus - Zone à Furcillata) - **Hauterivien basal** (zones à Radiatus et Loryi *pro parte*);
- **Membre de Neuchâtel: Hauterivien inférieur** (sommet de la Zone à Loryi) - **Hauterivien supérieur basal** (base de la Zone à Sayni); subdivisé en :
 - o **Pierre jaune inférieure: Hauterivien inférieur** (sommet de la Zone à Loryi - base de la zone à Nodosoplicatum);
 - o **Marnes des Uttins: Hauterivien inférieur** (milieu de la Zone à Nodosoplicatum);
 - o **Pierre jaune supérieure: sommet de l'Hauterivien inférieur** (partie supérieure de la Zone à Nodosoplicatum) - **Hauterivien supérieur basal** (base de la zone à Sayni).

Il est à relever qu'au Salève l'attribution de la base du Membre d'Hauterive au sommet du Valanginien supérieur est connue depuis plus de 50 ans. En effet, Charollais *et al.* (1966 : 24) écrivaient dans une note sur les foraminifères du Crétacé inférieur du Salève : « les Marnes d'Hauterive correspondent, au moins partiellement, à la partie inférieure de l'Hauterivien inférieur, voire même à l'extrême fin du Valanginien supérieur ». Plus tard, Clavel & Charollais (1989a : 296), se basant sur des critères paléontologiques, ont démontré que la base des « Marnes d'Hauterive » *auct.* appartenait au sommet du Valanginien et « que le passage Valanginien-Hauterivien s'effectue indubitablement au sein des Marnes bleues *auct.* ».

Au Salève, le contact entre l'extrême base du Membre d'Hauterive et le sommet du Calcaire à *Alectryonia rectangularis* (ainsi que le niveau à *Teschenites*, s'il existe ?) est généralement masqué par le couvert végétal alors qu'il a pu être observé dans la coupe du tunnel autoroutier du Vuache (Charollais *et al.*, 1989 : 59). Quant à la limite lithologique supérieure de la Formation du Grand Essert avec la base des Calcaires urgoniens *auct.*, elle n'est pas « tranchée », selon l'expression de Joukowsky & Favre (1913 : 343). Elle est caractérisée par un appauvrissement en quartz et glauconie et un enrichissement en ooïdes. Sa datation (base de la Zone à Sayni) a été établie dans la coupe-type du Grand Essert (Monteil, *in* Strasser *et al.*, 2018a).

2.9.5. Morphologie de la Formation du Grand Essert au Salève

Au Grand Salève, la Formation du Grand Essert affleure sur environ 1/3 du territoire. Sur le plan morphologique, le Membre d'Hauterive engendre «les grandes pentes herbeuses de la chaîne des Pitons qui s'étendent entre la Croisette, la Thuile et St.-Blaise, et les pâturages du sommet du Grand Salève» (Joukowsky & Favre 1913 : 341). En revanche, ce membre affleure bien dans la cluse des Usses aux Bains de la Caille et parfois dans les talus des routes comme le long de la D41, sous le Chalet du Plan, où il présente un faciès à gros nodules (miches ; Fig. 38). L'unité moyenne carbonatée au sein de ce membre peut parfois faire relief dans la morphologie.

Le Membre de Neuchâtel forme des ressauts, des escarpements et même des parois comme sur le versant NE de la Petite Gorge (Joukowsky & Favre 1913 ; pl. X, fig. 2) et entre la D45 et le sentier d'Orjobet (vers 1050 m). Par contre, les Marnes des Uttins, qui séparent la Pierre jaune inférieure de la Pierre jaune supérieure, peuvent engendrer des zones herbeuses à pente douce difficiles à différencier du Membre d'Hauterive *auct.* Au Salève, la cartographie détaillée de chacune des unités lithologiques composant la Formation du Grand Essert reste donc un exercice délicat dans des zones partiellement recouvertes par des dépôts morainiques et/ou par la végétation.



Fig. 38: Niveau à miches dans le Membre d'Hauterive (Formation du Grand Essert) sur rive droite des Usses, près des Bains de la Caille.

2.10. Les «Calcaires urgoniens» *sensu lato* (Ur ; vert olive)

2.10.1. Terminologie

Depuis la thèse de Conrad (1969) sur «les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève» (dont ceux du Salève), une pléthore de publications, souvent contradictoires, sur les «calcaires urgoniens» jurassiens *s. l.* avait

provoqué une certaine confusion dans l'interprétation de l'évolution de la plate-forme «urgonienne» dans le Jura et dans le SE de la France. Les 16 chercheurs chargés de la «Révision de l'étage hauterivien» (Remane *et al.*, 1989) avaient été confrontés à cette controverse, tout comme le furent les membres du Comité suisse de stratigraphie en 2013. Toutefois, comme l'ont relevé Strasser *et al.* (2016), il était évident que les anciennes terminologies («Urgonien inférieur», «Urgonien supérieur», «Urgonien jaune», «Calcaire jaune urgonien», «marnes et calcaires jaunes de la Russille», etc.) ne pouvaient plus être conservées et utilisées telles quelles en Suisse par les géologues jurassiens. Aussi, le Comité suisse de stratigraphie avait-il décidé d'introduire les termes «Formation des Gorges de l'Orbe» et «Formation de Vallorbe» basés sur les coupes que Conrad (1969) avait relevées banc par banc et qu'il avait analysées minutieusement. Ces coupes, encore révisées plus tard notamment par Conrad & Masse (1989 : 310-311) et Blanc-Alétru (1995), sont représentatives de la lithostratigraphie du Jura vaudois. Au Salève, les «Calcaires urgoniens» *s. l.* avaient été appelés «Barrémien inférieur» par Joukowsky & Favre (1913 : 343-344) à une époque où litho-, bio- et chronostratigraphie étaient confondues (Fig. 4b). Plus tard, Conrad (1969), puis Conrad & Ducloz (1977) avaient introduit le terme de «zone de transition inférieure» pour définir l'Urgonien jaune *auct.* du Salève, que Joukowsky & Favre (1913 : 343, 344) avaient parallélisé avec les «Couches de la Russille».

Toutes ces appellations entraînent encore actuellement une certaine confusion lors des tentatives de corrélations lithostratigraphiques au Salève et dans le Jura vaudois, d'autant plus que les datations de ces unités ne sont pas unanimement reconnues dans la littérature par tous les géologues jurassiens. C'est le cas, par exemple, pour les «Marnes de la Russille» récemment révisées par de Kaenel *et al.* (2020). Elles ont été attribuées diversement suivant les auteurs : Barrémien inférieur (Joukowsky & Favre, 1913) ; Hauterivien supérieur (Arnaud-Vanneau & Masse, 1989 ; Conrad & Masse, 1989 ; Clavel & Charollais, 1989a, b) ; Barrémien (Mojon *et al.*, 2013) ; Barrémien supérieur (Arnaud *et al.*, 1998 ; Godet *et al.*, 2005). Pour les auteurs du travail présenté ici, l'âge hauterivien supérieur des «Marnes de la Russille» dans le Jura vaudois est argumenté par les orbitolinidés, les Dasycladales, les nannofossiles et les dinokystes, dont les distributions sont calées sur la biozonation des ammonites.

Les appellations qui ne sont pas définies selon les règles de l'International Subcommission on Stratigraphic Terminology (1961) ne peuvent pas être retenues. C'est le cas pour la «Formation d'Eclépens» proposée par Godet (2006) dans le Jura vaudois et qui regroupait l'Urgonien jaune *auct.*, les «Marnes de la Russille» et l'Urgonien blanc *auct.* (Clavel *et al.*, 2007 : 1026, fig. 1). Devant ces difficultés de vocabulaire, nous avons préféré adopter la même terminologie que nous avons employée pour

la description des terrains du Vuache, chaînon jurassien voisin de celui du Salève (Charollais *et al.*, 2013 : 28-31 ; Clavel *et al.*, 2013). Celle-ci est basée sur la synthèse litho-, bio- et chronostratigraphique des formations de la plate-forme jurassienne du Crétacé inférieur (Charollais *et al.*, 2008 : 202, fig. 3), notamment du Salève (Fig. 4b) appelé dans ce travail Jura genevois, par analogie avec la nouvelle entité politique du Grand Genève.

Sans de nouvelles recherches biostratigraphiques plus approfondies (dinokystes, orbitolinidés), comme le démontrent notamment les résultats biostratigraphiques de notre récente étude sur les «Calcaires marneux de la Rivière» (voir 2.10.5), nous estimons qu'il est difficile d'appliquer telle quelle au Salève la nomenclature proposée par Pictet (2021) et adoptée par le Comité suisse de stratigraphie en 2021.

En conclusion, comme Joukowsky & Favre (1913 : 344) l'avaient fait, nous avons rassemblé sous une même couleur et sous un même vocable tous les «Calcaires urgoniens» *s. l.*, à savoir : l'Urgonien jaune *auct.*, l'Urgonien blanc *auct.* et ce que ces auteurs avaient appelé «Aptien» pour qualifier deux «lambeaux insignifiants (...) de calcaires jaunâtres grumeleux» près du Sappey et de Clamant.

2.10.2. L'Urgonien jaune *auct.*

L'Urgonien jaune *auct.* à la localité type de la Formation du Grand Essert

Au Salève, l'Urgonien jaune *auct.* ne nous a pas fourni d'ammonites, alors que dans la coupe de la localité type de la Formation du Grand Essert, sous-jacente à l'Urgonien jaune *auct.* dans la vallée de la Valserine, Mouty (1966 : 82) avait découvert un exemplaire dans la partie supérieure de la Pierre jaune supérieure (Formation du Grand Essert), juste au-dessous de l'Urgonien jaune *auct.* D'abord attribuée à *Lyticeras* sp., cette ammonite située à 4,50 m sous le contact avec l'Urgonien jaune *auct.* (voir la coupe de Strasser *et al.*, 2018a : 213, fig. 4d) est actuellement considérée comme une forme transitoire entre *Lyticeras* sp. et *Cruasicerias* sp. (Clavel *et al.*, 2007 : 1034 ; Strasser *et al.*, 2018a). Dans le Jura méridional, d'autres exemplaires de *Cruasicerias* sp. ont également été recueillis dans cette unité lithologique (Guyomard, 2002). La présence de ces ammonites permet d'attribuer l'Urgonien jaune *auct.* à la **partie inférieure de l'Hauterivien supérieur** (Zone à Sayni et base de la Zone à Ligatus), comme l'ont indiqué Charollais *et al.* (2008 : 202 ; fig. 3).

L'Urgonien jaune *auct.* au Salève

D'après Joukowsky & Favre (1913 : 343), l'Urgonien jaune *auct.* est essentiellement constitué de «calcaires oolithiques jaune roux», parfois un peu marneux «de sorte que certains bancs de marno-calcaires oolithiques grumeleux et rognonneux forment des retraits dans les

parois». Ces auteurs relèvent à deux reprises dans leur monographie sur le Salève (1913 : 344) que les limites de leur «Barrémien inférieur» avec les formations qui l'encadrent ne sont pas très bien marquées. Ils estiment que les couches de l'Urgonien jaune *auct.* «atteignent une dizaine de mètres d'épaisseur, mais n'ont pas de limite tranchée, ni à leur base, ni à leur sommet» (Joukowsky & Favre, 1913, pl. X, fig. 2). Deville (1990 : 217 ; 1991, fig. 29) se rallie à cette estimation, ce qui est en accord avec nos observations, notamment au-dessus de Rogin vers 1100 m et au pied de la Tour Bastian (Grand Piton), où cette unité lithologique **atteint une douzaine de mètres** (Fig. 37). Bien que ses limites inférieure et supérieure ne soient pas évidentes, sa cartographie est relativement aisée, car elle se distingue par l'abondance d'oolithes, d'où le nom informel «d'oolithe caviar» (R. Wernli, communication orale, 2010). De plus, sa patine jaunâtre, la disparition du quartz détritique et de la glauconie (fréquente dans la Formation du Grand Essert sous-jacente) et l'absence de rudistes constituent des critères permettant facilement son identification. En raison de sa faible épaisseur au Salève, il s'est avéré trop difficile d'individualiser sur une carte à 1/25'000 les affleurements de l'Urgonien jaune *auct.*

Sous la Tour Bastian, Clavel (2015, inédit) avait identifié, en plus de *Moulladella jourdanensis*, *Paleodictyoconus beckeri*, *Praedictyorbitolina busnardoii* et *P. busnardoii-claveli*, les espèces suivantes (LM 498 ; Planche V, A-H) : *Praedictyorbitolina claveli*, *Dictyorbitolina carthusiana-ichnusae*, *Paleodictyoconus cuvillieri*. Cette association de foraminifères est accompagnée par des Dasycladales, dont *Bakalovaella elitzae*, *Pseudoactinoporella fragilis*, *Deloffrella hauteriviana*, ?*Falsolikanelia danilovae* (dét. B. Granier, 2021, inédit).

Bien que n'ayant pas récolté d'ammonites dans l'Urgonien jaune *auct.* du Salève (et des régions voisines : Vuache, Jura méridional), il semble justifié de rattacher cette formation à la **partie inférieure de l'Hauterivien supérieur** (voire au sommet de l'Hauterivien inférieur), en se basant sur les travaux biostratigraphiques (et plus récemment sur l'analyse séquentielle) de plusieurs auteurs : Clavel *et al.* (1987 : 61), Blondel (1990 : 187), Schroeder *et al.* (1999 : 211, fig. 6), Clavel *et al.* (2009 : 25).

L'Urgonien jaune *auct.* dans le Jura vaudois

L'Urgonien jaune *auct.*, qui comprend le Membre de la Russille *auct.* d'après Joukowsky & Favre (1913 : 343-344), a été également daté dans le Jura vaudois (notamment dans la carrière d'Eclépens) et dans le Jura méridional (Grand Essert). En effet Jan du Chêne *et al.* (2015 : 127), puis Monteil (*in* Strasser *et al.*, 2018a : 234) ont identifié des dinokystes de la base de l'Hauterivien supérieur. Il est intéressant de relever que Favre (1867, I, § 227 et 228), déjà à cette époque, datait de l'Hauterivien les faciès attribués aujourd'hui à l'Urgonien jaune *auct.* L'attribution de cette unité lithologique au Barrémien par

certain auteurs, dont Arnaud & Arnaud-Vanneau (1991) et plus récemment de Kaenel *et al.* (2020), ne peut donc pas être retenue.

Un épisode continental à la limite «Hauterivien - Barrémien» au Salève ?

Carozzi (1953b : 393) mentionnait «un épisode continental à la limite Hauterivien-Barrémien au Grand Salève» marqué par la présence «d'un lambeau de grès à faciès continental» dans la paroi orientale de la Petite Gorge. L'auteur en déduisait (p. 395) «l'existence d'une émergence suivie d'une phase continentale à la limite Hauterivien-Barrémien». Guillaume (1966 : 13) semblait également admettre la présence «d'un épisode continental à la limite Hauterivien - Barrémien au Grand Salève». En réalité, les grès «continentaux» observés par Carozzi correspondent à des grès sidérolithiques paléogènes interstratifiés entre le sommet de la Formation du Grand Essert et l'Urgonien jaune *auct.* Joukowsky & Favre (1913 : 347) avaient déjà signalé au sentier des Bûcherons «une grosse lentille de grès sidérolithique, allongée parallèlement aux couches» et interstratifiée «dans une couche marneuse du Purbeckien».

2.10.3. L'Urgonien blanc *auct.*

Dans leur monographie sur le Salève, Joukowsky & Favre (1913 : 343) décrivent au-dessus de leur «Barrémien inférieur» (= Urgonien jaune *auct.*), un «calcaire récifal blanc à rudistes» qu'ils attribuent au Barrémien supérieur. Il s'agit de l'Urgonien blanc *auct.*, également appelé chez les anciens auteurs Urgonien supérieur *auct.* L'Urgonien blanc *auct.* a été défini à Vallorbe dans une coupe publiée pour la première fois par Nolthenius (1921) et étudiée en détail par Conrad & Masse (1989), puis par Blanc-Alétru (1995). Facile d'accès et située à proximité du dépôt CFF de locomotives de la gare de Vallorbe (Jura vaudois), cette coupe montre, comme au Salève, des bancs métriques à décimétriques de calcaires à faciès variés, bioclastiques à micritiques, parfois oolithiques, souvent riches en rudistes, à patine généralement blanchâtre.

Au Salève, l'Urgonien blanc *auct.* est souvent lapiazé, comme c'est le cas au sommet et sur le versant oriental de la chaîne des Pitons (région de la Tour Bastian) ainsi que dans tout le Jura méridional (Fourneaux *et al.*, 1990). Les microfaciès et la micropaléontologie (foraminifères, Dasycladales) de cette unité lithologique ont été étudiés au Salève par Conrad (1969 : 17-21), Conrad & Ducloux (1977 : 128-134), Massera (2001 : 74-78 ; 152-154), Charollais *et al.* (2001 : 150), Granier *et al.* (2021).

Joukowsky & Favre (1913 : 344) estiment qu'au Salève, l'ensemble de l'Urgonien jaune et de l'Urgonien blanc *auct.* atteint généralement une centaine de mètres d'épaisseur, car d'après leurs observations, l'Urgonien blanc *auct.* «est presque toujours incomplet, suite aux

érosions du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire». Effectivement, Joukowsky & Favre (1913 ; pl. XII : profils 1 à 15) ont dessiné des profils tectoniques à travers la chaîne du Salève, sur lesquels l'épaisseur de ces deux unités lithologiques avoisine 125 m en moyenne. En revanche, sur leur dessin du profil 15 (Joukowsky & Favre, 1913, pl. XII), passant par les Pitons et Clarnant, **la puissance de ces deux unités atteint 175 m**, ce qui pourrait s'expliquer par le fait que dans ce secteur ils y ont ajouté leur «Aptien» (p. 344). Cette valeur (maximale) a été retenue sur la colonne lithologique synthétique (Fig. 4b).

D'après nos observations, sur rive droite des Ussets, à l'aplomb des Bains de la Caille, l'ensemble des couches subhorizontales de l'Urgonien jaune et de l'Urgonien blanc *auct.* compris entre le sommet de la Formation du Grand Essert (altitude environ 530 m) et la base des Poudingues de Mornex (altitude environ 680 m, à Féchy), s'élève à environ 150 m. Toutefois, une lacune de visibilité due à la couverture végétale sépare ces deux unités lithologiques, ce qui pourrait éventuellement dissimuler un accident tectonique. Pour Conrad & Ducloux (1977 : 133-134) l'épaisseur de ce qu'ils appellent «Calcaires urgoniens inférieurs», mesurée dans la région du Ravin de la Joie, au NE de la Croisette, atteindrait 180 m, ce qui nous paraît un peu excessif dans ce secteur du Grand Salève.

En différents points du chaînon du Salève, nous avons récolté de nombreux échantillons d'Urgonien blanc *auct.* riches en orbitolinidés, dont certains sont illustrés sur les Planches V à VIII : *Cribellopsis elongata*, *C. thieu-loyi*, *Dictyorbitolina carthusiana-ichnusae*, *Montseciella glanensis*, *Orbitolinopsis buccifer*, *O. debelmasi*, *O. cuvillieri*, *Paleodictyoconus actinostoma*, *P. beckeriae*, *P. cuvillieri*, *Paracoskinolina querolensis*, *P. sunnilandensis*, *Paracoskinolina? praereicheli*, *P. reicheli*, *Praedictyorbitolina busnardoï*, *P. claveli*. Près de Clarnant, dans le talus de la D15 (au SW de l'intersection de cette route avec la D215 ; Fig. 39), des bancs de calcaires blanchâtres en pente structurale nous ont livré, au-dessus d'une lumachelle à *Agriopleura* sp., une association micropaléontologique, riche en orbitolinidés et en Dasycladales, mais qui malheureusement n'est pas significative sur le plan biostratigraphique dans l'état actuel de nos connaissances.

En se basant sur les datations des régions jurassiennes voisines comme le Vuache (Charollais *et al.*, 2013 : 30, 31 ; fig. 19) et sur la nouvelle répartition biostratigraphique des orbitolinidés, des Dasycladales, des échinnidés, des dinokystes et des nannofossiles : Clavel *et al.* (2007 : 1029-1030, figs 3a, b ; 1036, fig. 7), Charollais *et al.* (2008 : 202, fig. 3), Clavel *et al.* (2010), Granier *et al.* (2013 : 13, fig. 11 ; 2014 : 26, 27, fig. 2), Clavel *et al.* (2014, fig. 5), Strasser *et al.* (2016) et Granier *et al.* (2021), il est justifié d'attribuer **la base de l'Urgonien blanc *auct.* à l'Hauterivien supérieur** (Zone à *Ligatus p. p.*).



Fig. 39: Sommet de l'Urgonien blanc *auct.* le long de la route D215, au NNE de Clarnant. Les Poudingues de Mornex et un banc de calcaire lacustre (cachés derrière les arbustes) surmontent l'Urgonien raviné.

Au Salève, les dépôts à faciès «urgonien» ne se sont poursuivis que jusqu'**au début du Barrémien inférieur** (zones à *Hugii* et *Nicklesi p. p.*). Du point de vue chronostratigraphique, leur «Barrémien supérieur» considéré comme une formation par Joukowsky & Favre (1913 : 344) ne correspond donc qu'à une partie du Barrémien inférieur, comme l'ont notamment démontré Charollais *et al.* (2008 : 202, fig. 3) et Granier *et al.* (2014 : 27). Ces nouvelles conclusions biostratigraphiques sur l'Urgonien blanc *auct.* au Salève confirment celles de Clavel *et al.* (2013 : 33, fig. 4), qui ont mis en évidence une lacune sédimentaire dans cette région entre la fin du Barrémien inférieur et le début de l'Aptien inférieur.

2.10.4. Le «Rhodanien» *pro parte* (= «l'Aptien» de Joukowsky & Favre, 1913)

Charollais *et al.* (2008 : 202, fig. 3) ont démontré dans le Jura genevois, plus précisément au Salève, l'existence d'une nouvelle transgression marine après une longue période **d'émersion comprise entre la fin du Barrémien inférieur et le début du Bédoulien (Aptien inférieur)**. Cette invasion marine entraîna le dépôt de calcaires jaunâtres grumeleux, de calcaires marneux et de calcaires à rudistes. A l'affleurement, ces faciès, quoique parfois un peu argileux, sont proches de ceux du type «urgonien» *s. l.* De ce fait, nos prédécesseurs, notamment Joukowsky & Favre (1913 : 344-345), les ont rattachés à «l'Aptien», ce qui correspond au «Rhodanien» *p. p.* de Renevier (1874) et aux «Couches inférieures à orbitolines» *p. p.* (Clavel *et al.*, 2002 ; Charollais *et al.*, 2008 : 202, fig. 3). Cette transgression a aussi été reconnue par Pictet (2021).

Sur leur carte géologique du Salève, Joukowsky & Favre (1913) ont cartographié ce «Rhodanien» *p. p.* avec la même couleur que l'Urgonien blanc *auct.* Nous avons adopté la même démarche sur la carte géologique. C'est

pourquoi les affleurements de Rhodanien *auct.* de Chez le Tournier et du Ruisseau de la Saint-Martin ne sont pas individualisés sur la carte géologique en raison de leur trop faible extension. Les niveaux les plus marneux de cette unité lithologique ont fourni des gastéropodes (dont *Harpagodes pelagi*), différents échinides (dont *Pygaulus desmoulinsi*), des brachiopodes et des rudistes (Joukowsky & Favre (1913 : 344-345).

Dans le chaînon du Salève, entre l'Arve et les Ussets, «l'Aptien» de Joukowsky & Favre, 1913 : 344) n'apparaissait d'après ces auteurs qu'en deux endroits : au hameau de Clarnant et près du village du Sapey. Ce dernier site avait déjà été signalé par Favre (1867, § 230). En effet, il écrivait dans son ouvrage sur les «Considérations géologiques sur le Mont Salève» (1843 : 98 ; note infra-paginale) : «J'ai trouvé *Pteroceras* dans le calcaire blanc de la première zone de Rudistes, près du village du Sapey (...). J'ai aussi reconnu le calcaire jaune à *Pteroceras* près de la belle source qui sert de fontaine à ce village». Or, Conrad (1969 : 20) dans sa thèse écrit que «ces affleurements ont aujourd'hui pratiquement disparu».

Près de Chez le Tournier, sur le versant oriental du Grand Salève, affleurent en bordure de route, sur une quinzaine de mètres, des calcaires avec interlits marneux à *Heteraster oblongus* du Bédoulien inférieur (base de l'Aptien) et dont l'association d'orbitolinidés comprend d'après Clavel (2018, inédit) : *Cribellopsis elongata*, *C. neoelongata*, *Orbitolinopsis cuvillieri*, *O. kiliani*, *Paleodictyoconus actinostoma*, *P. cuvillieri*, *Paracoskinolina maynci*, *P. aff. sunnilandensis*, *Palorbitolina lenticularis*. Cet affleurement est attribué au «Rhodanien» *p. p.* et correspond à «l'Aptien» de Joukowsky & Favre (1913 : 344-345). Il a déjà été décrit par Conrad (1969 : 20-21). Une zone herbeuse de quelques mètres sépare cet affleurement d'une série de bancs calcaires à rudistes renfermant une association d'orbitolinidés, dans laquelle Clavel (2016, inédit) avait reconnu (Planche VII) : *Paracoskinolina ? praereicheli*, *Cribellopsis elongata*, *C. thieuloyi*, *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Paracoskinolina maynci*, *P. querolensis*, *Montscielia glanensis*, *Orbitolinopsis debelmasi*. Cette association se rencontre au sommet du Barrémien inférieur (zone à *Caillaudianus*, correspondant aux zones à *Nicklesi* jusqu'à *Moutonianum*). Cette zone couverte pourrait masquer le contact stratigraphique entre les faciès du Barrémien inférieur et du Bédoulien inférieur, mais pourrait aussi correspondre au prolongement de la faille longitudinale F3 du versant SE du Salève (orientée NE-SW), mise en évidence plus au NE par Mastrangelo *et al.* (2013).

Dans le Ruisseau de la Saint-Martin, à 1,5 km au NW de Cruseilles (Fig. 3e), le Rhodanien *auct.* (= «Aptien» de Joukowsky & Favre, 1913 : 344) apparaît en amont de la route D1201, où il a été décrit par Conrad & Ducloz (1977 : 133-135, fig. 6), puis par Massera (2001 : 74-75). D'après ces auteurs, sur 8,7 m d'épaisseur affleurent des «calcaires marneux gréseux, grisâtres» attribués aux

«Marnes à orbitolines» *auct.*, dans lesquels nous avons récolté *Harpagodes* sp., *Nucleopygus* sp., des rudistes et des gros coraux, avec *Paleodictyoconus cuvillieri*, *P. actinostoma*, *Cribellopsis neolongata*, *Paracoskinolina maynci* et des Dasycladales (dont *Pseudoactinoporella fragilis*).

2.10.5. «Le Membre des Calcaires marneux de la Rivière» au Salève

Dans leur publication sur «l'Urgonien et le Sidérolithique» du Salève, Conrad & Ducloz (1977) ont signalé au Salève la présence du «Membre des Calcaires marneux de la Rivière» défini précédemment par Conrad (1969: 7-8) dans le Jura méridional (vallée de la Valserine). Conrad & Ducloz (1977: 129-132) mentionnent cette unité lithologique sur le versant SE du Salève dans les «Calcaires urgoniens inférieurs» *auct.* de la coupe du Ruisseau des Prés (Figs 3c, d). Ils l'attribuent au «Barrémien moyen ou supérieur». Il est à noter que la présence du «Membre des Calcaires marneux de la Rivière» était mentionnée avec réserve au Salève, dans la notice explicative de la feuille Annecy-Bonneville (Charollais *et al.*, 1988: 13). En revanche, elle n'était plus évoquée dans celle de la feuille Annemasse (Charollais *et al.*, 1998: 45-46). Or, nos observations dans le Ruisseau des Prés, à 1 km au SW de Clarnant et au Grand Piton (sous la Tour Bastian) remettent en cause l'interprétation de Conrad & Ducloz (1977) et par là même l'existence au Salève du «Membre des Calcaires marneux de la Rivière».

Au nord de Vovray-en-Bornes, à mi-distance entre ce village et le Sappey, affleurent des niveaux situés à quelques mètres au-dessus de «l'oolithe caviar», caractéristique de l'Urgonien jaune *auct.* En bordure de la route forestière au Creux du Loup, à 2 km au NE de la coupe du Ruisseau des Prés décrite par Conrad & Ducloz (1977), ces niveaux présentent des faciès identiques à ceux de la coupe du Ruisseau des Prés: bancs d'ordre décimétrique de calcaires (wackestones) bioclastiques légèrement argileux et riches en débris de bryozoaires, éponges, polypiers, brachiopodes, stromatopores, serpules, gastéropodes, lamellibranches et échinides, en association avec des Dasycladales, des orbitolinidés et d'autres foraminifères. Clavel (2018, inédit) a identifié dans l'Urgonien jaune *auct.* des coupes du Creux du Loup (Planche VIII), comme en dessous de la Tour Bastian, *Praedictyorbolina busnardoï*, *Pr. claveli* (espèce nettement prédominante au moins à 70 %), *Pr. beckeræ*, *Orbitolinopsis cuvillieri*. Cette association d'orbitolinidés marque le milieu de l'Hauterivien supérieur (Clavel *et al.*, 2007: 1029, fig. 3a; Charollais *et al.*, 2008: 202, fig. 3; Clavel *et al.*, 2010: 14, figs 1, 2.; 2013: 31, fig. 2; Granier *et al.*, 2013: 13, fig. 11). Il ne s'agit donc pas ici du «Membre des Calcaires marneux de la Rivière» d'âge barrémien inférieur, défini en 1969 par Conrad dans la vallée de la Valserine. Ce membre n'existe pas au Salève

comme l'a confirmé notre collègue Marc Conrad lors d'une excursion commune en 2017. La récente mention de ce membre au Salève par Pictet (2021: § 4.3.5.) est donc à mettre en question.

En conclusion, nous rappelons que la couleur vert olive de la nouvelle carte géologique du Salève (avec le sigle Ur) correspond à un ensemble lithologique comprenant l'Urgonien jaune *auct.*, l'Urgonien blanc *auct.* et le Rhodanien *p. p. auct.*

Dans le forage de Thônex situé près du pied du Petit Salève, Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995: 379) ont reconnu cet ensemble sur 94,4 m d'épaisseur, ce qui peut s'accorder avec nos observations relevées au Salève et dans la région franco-genevoise.

2.11. Formation de la Perte-du-Rhône (Pr; rouge clair)

Au Salève, entre les vallées de l'Arve et des Usses, l'Urgonien blanc *auct.* généralement karstifié est directement surmonté par les Grès sidérolithiques et/ou par la Molasse *s. l.* Cependant, dans le Ruisseau de la Saint-Martin, au NW de Cruseilles, à 100 m en amont de la RN201, Conrad & Ducloz (1977: 133-135, fig. 6) ont décrit au-dessus de l'Urgonien blanc *auct.* une encrinite quartzo-glaucconieuse de 50 cm d'épaisseur, de teinte jaune-verdâtre, qu'ils rattachaient à la «Lumachelle du Gault» *auct.* Cette encrinite est surmontée par 1,50 m de grès glaucconieux analogues à ceux du Bassin de Bellegarde et attribués par Pictet *et al.* (2016) à l'Albien inférieur (zones à *Tardefurcata* jusqu'à *Subhilli*). Ces deux unités lithologiques appartiennent à la Formation de la Perte-du-Rhône, décrite par Pictet *et al.* (2016) dans le Bassin de Bellegarde. Se référant à leurs travaux, l'âge de l'encrinite devrait donc se situer **entre l'Aptien inférieur et l'Albien inférieur**.

Cet unique affleurement de la Formation de la Perte-du-Rhône, au NNW de Cruseilles, dans le Ruisseau de la Saint-Martin, figure sur la nouvelle carte géologique du Salève, malgré sa taille très modeste (Fig. 3e). Le contact entre l'encrinite quartzo-glaucconieuse et les calcaires du sommet de l'Urgonien blanc *auct.*, visibles sur environ 5 m d'épaisseur, correspond à une importante discontinuité. En effet, Conrad & Ducloz (1977: 134) avaient observé des perforations de mollusques lithophages au toit onduleux des calcaires de l'Urgonien blanc *auct.*, qui recèle sur plusieurs mètres de «minces filons» remplis par l'encrinite quartzo-glaucconieuse sus-jacente.

Entre l'Arve et les Usses, l'affleurement du Ruisseau de la Saint-Martin est le seul témoin de la Formation de la Perte-du-Rhône épargnée par l'érosion fini-crétacée - début-cénozoïque. Martini (1965: 74, note infrapaginale) avait déjà signalé ce «petit affleurement» qu'il attribuait à la base du «Gault». Cette formation s'étendait certainement sur tout le chaînon du Salève (Paréjas, 1938: 9), puisqu'elle apparaît plus au sud dans la région

de Bromines. En effet, à la Montagne de la Balme (ou de Mandallaz), prolongement vers le SW du chaînon du Salève, au-dessus des anciens Bains de Bromines, Moret (1912, 1926) avait découvert des affleurements dont les faciès correspondaient à ceux de la Formation de la Perte-du-Rhône (calcaires lumachelliques glauconieux, grès glauconieux) surmontés par les calcaires crayeux à foraminifères planctoniques de la Formation sus-jacente de Narlay (voir 2.12).

L'affleurement du Ruisseau de la Saint-Martin n'existait probablement pas à l'époque où Joukowsky & Favre (1913) ont levé leur carte géologique, car ils ne le signalent pas dans leur monographie sur le Salève. En revanche, Douxami (1896 : 26) cite des « lambeaux » de « Gault » *auct.* sur la route de Cruseilles. A notre avis, d'après sa description, il s'agirait plutôt de sables sidérolithiques paléogènes très développés dans la région de Cruseilles plutôt que de faciès grésoglaucieux du « Gault » *auct.*

2.12. Formation de Narlay

La Formation de Narlay (décrite par Strasser *et al.*, 2016) correspond aux « Calcaires crayeux à silex » du Jura méridional (Donzeau *et al.*, 1997b : 56). Bien qu'au Salève entre les vallées de l'Arve et des Usses, aucun affleurement de cette formation n'ait été jusqu'ici signalé, il est généralement admis que cette formation s'est déposée sur l'ensemble du bassin franco-genevois et sur les chaînons du Salève, du Vuache et de la Haute-Chaîne. Lors de l'émersion fin Crétacé - début Paléogène, elle a été démantelée par l'érosion tout comme certaines parties de la Formation de la Perte-du-Rhône, du Rhodanien *auct.*, de l'Urgonien blanc *auct.*, de l'Urgonien jaune

auct., et de la partie supérieure de la Formation du Grand Essert. La plupart de ces terrains se trouvent à l'état de galets dans les Poudingues de Mornex. C'est pourquoi nous mentionnons dans ce travail la Formation de Narlay bien qu'elle n'affleure plus au Salève entre les vallées de l'Arve et des Usses.

Quant à l'âge de la Formation de Narlay, il ne peut évidemment pas être déterminé au Salève, un inventaire des galets (faciès et microfaunes) des Poudingues de Mornex n'ayant jamais été effectué systématiquement jusqu'ici. D'après Guillaume (1966 : 190-191), qui a étudié les foraminifères planctoniques dans la région de la coupe-type à Narlay (Jura franc-comtois), les datations des biomicrites de cette formation s'étendraient « du Turonien inférieur au Sénonien inférieur ».

2.13. Sidérolithique (Si ; rouge)

Après les dépôts marins du début du Crétacé supérieur, le chaînon du Salève a été soumis durant tout le Cénozoïque à un régime continental qui provoqua une intense karstification (Martini, 1962b : 71). Des phases d'intense d'érosion entrecoupées par de rares épisodes de sédimentation ont provoqué l'accumulation de matériel éminemment variable en épaisseur et en faciès déposés sur différentes formations crétacées souvent fortement lapiazées. Martini (1962a) a bien illustré la répartition et la diversité lithologique des unités paléogènes au Petit Salève et dans la partie NE du Grand Salève (Fig. 40).

Le Sidérolithique, première formation du Cénozoïque au Salève, avait déjà été étudié par Favre (1867), Maillard (1889, 1891) et Douxami (1896, 1901), avant la parution de la monographie de Joukowsky & Favre (1913). Puis Collet & Paréjas (1934, 1936a, b), Paréjas (1938),

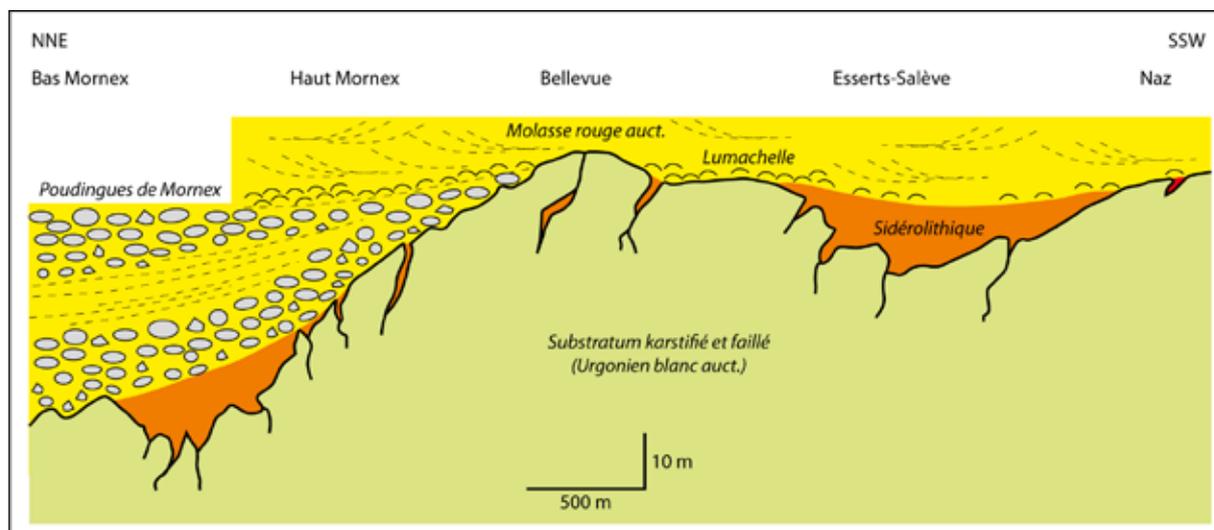


Fig. 40 : Coupe schématique montrant les relations entre les dépôts d'âge paléogène et leur substratum mésozoïque au Petit Salève et dans la partie NE du Grand Salève, d'après Martini (1962b), peu modifiée.

Rigassi (1957), Schroeder (1958), Paréjas & Lombard (1959), Martini (1962a, b, 1965), Lombard (1965a), Conrad & Ducloz (1977), Bienfait (1991), Charollais *et al.* (1998) et Mastrangelo *et al.* (2013) ont tenté d'établir la lithostratigraphie de cette formation, de la dater et d'en définir les paléoenvironnements.

2.13.1. Lithostratigraphie

Joukowsky & Favre (1913 : 346) comprenaient dans le «Sidérolithique», les «Grès sidérolithiques *s. str.*» et les «Poudingues de Mornex», qu'ils appelaient également «Poudingues sidérolithiques». Plus tard, comme le montre sa coupe de l'ancien funiculaire, Paréjas (1938 : 26, fig. 7) se ralliait à cette conception en dessinant un passage progressif entre les «Grès sidérolithiques *s. str.*» et les «Poudingues de Mornex». En revanche, Martini (1962a, *in* Mastrangelo *et al.*, 2013 : 256, fig. 3) sépare ces deux unités lithologiques dans son profil des formations paléogènes du versant SE du Salève entre Bas-Mornex et Naz (Fig. 40). C'est cette interprétation qui avait été retenue lors de la publication de la feuille Annemasse à 1/50'000 (Kerrien *et al.*, 1998) et de sa notice explicative (Charollais *et al.*, 1998 : 46), où trois unités lithologiques avaient été identifiées : les Grès sidérolithiques, les Poudingues de Mornex et la Molasse *auct.* Rappelons que dans leur note sur le Sidérolithique du Salève, Conrad & Ducloz (1977 : 134) avaient distingué les «grès quartzeux», qu'ils avaient appelés «Grès de Cruseilles», les «grès fins argileux» et les «argiles silteuses rougeâtres ou gris verdâtre». Cette terminologie informelle n'a pas été retenue par leurs successeurs.

Les Grès sidérolithiques sont essentiellement représentés par des grès quartzeux, blancs, jaunâtres ou rougeâtres lorsqu'ils renferment des oxydes et des hydroxydes de fer (Figs 41, 42). S'ils sont purs, leur patine est blanchâtre et ils ont été exploités pour la verrerie. En revanche, lorsqu'ils sont riches en oxydes et hydroxydes de fer, ils ont alimenté des fonderies. D'après Perret (2015) et Perret *et al.* (2018), «des recherches récentes ont permis de mettre en évidence deux phases d'exploitation distinctes datées du haut Moyen Age (V^e et VI^e siècle) et du Moyen Age central (IX^e au XIII-XIV^e siècle). Chaque phase se distingue par une association de scories caractéristiques (Serneels, 1993)». La densité des scories qui jonchent le sol en certains points du Salève est nettement plus forte chez les plus anciennes que chez les plus récentes, ce qui résulte des techniques d'exploitation.

Dans son étude sur les minéraux secondaires du Sidérolithique des environs de Genève, Martini (1965) a examiné les composants minéralogiques dans quatre gisements de grès sidérolithiques au Vuache et au Salève, dont celui situé au bord de la N201, à 250 m au nord de Cruseilles. Comme le décrit cet auteur (p. 74), l'affleurement correspond à «une cavité karstique en forme de cheminée (...) actuellement presque verticale». Outre

les hydroxydes de fer (limonite *s. l.*) et la pyrite, Martini (1965 : 75) signale du gypse, de l'allophane et de l'oxyde de manganèse. D'après Martini (communication écrite, 2022), le fer présent dans les Grès sidérolithiques d'origine résiduelle a subi par endroits une réduction en pyrite, par des solutions réductrices associées aux hydrocarbures largement présents dans la région (voir 5.2.).

Sur le flanc oriental du Grand Salève, les tranchées de débardage creusées par les engins des forestiers découvrent parfois des niveaux argileux rougeâtres décimétriques au-dessous des faciès gréseux et ferrugineux : ce sont «les argiles silteuses rougeâtres ou gris verdâtre» évoquées par Conrad & Ducloz (1977 : 134). Elles affleurent en plusieurs points, notamment dans la forêt à mi-distance entre la Croisette et Chez le Tournier,



Fig. 41 : Remplissage de cavités karstiques dans l'Urgonien blanc *auct.* par des grès sidérolithiques à hydroxydes de fer; talus de la D41A entre Mornex et Monnetier (Petit Salève).

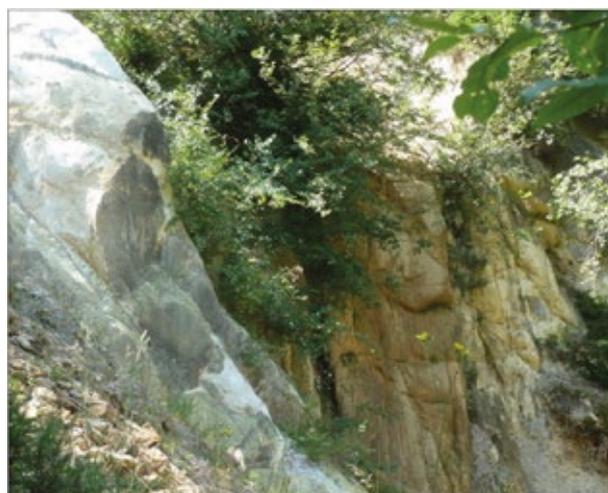


Fig. 42 : Ancienne carrière de Grès sidérolithiques par endroits riches en hydroxydes de fer (rouge sur la photo), au bord de la D15, entre Cruseilles et Vovray-en-Bornes.

où elles reposent directement sur l'Urgonien blanc *auct.* et/ou sur l'Urgonien jaune *auct.* Dans les pâturages de la Brande au sud du Plan du Salève (1348 m), elles surmontent directement le Membre de Neuchâtel (Formation du Grand Essert). Duran (2012 : 20), qui a foré à la tarière plusieurs affleurements au Grand Salève près de son sommet (coord. : 282°300 E; 5°112'820 N) a noté «une forte prédominance du faciès argileux» qu'elle corrèle «avec l'existence de mares permanentes». D'ailleurs, certaines dépressions remplies d'eau (goyas) même en période de sécheresse au sommet et sur le versant SE du Salève figurent déjà sur la carte de Joukowsky & Favre (1913), ce qui ne peut s'expliquer que par l'existence de niveaux argileux. Cette observation concorde avec celles de Labhart & Decrouez (1997 : 44) qui signalent des «terres glaises (terra rossa)» accompagnant des «pisolithes ferrugineuses et des sables quartzeux» dans les dépôts du Sidérolithique du domaine jurassien. En certains points de la région des Ponts de la Caille, les récents travaux routiers ont découvert des affleurements de Grès sidérolithiques comportant des silex bleutés, qui pourraient provenir du démantèlement des formations de Narlay et/ou de la Perte-du-Rhône (Fig. 43). L'épaisseur des Grès sidérolithiques est très variable : très faible au NE du Salève, elle peut atteindre une **traintaine de mètres** dans la région de Cruseilles, au SW de la chaîne des Pitons. Dans le forage de Thônex, l'épaisseur



Fig. 43 : Près de Féchy (SW de Cruseilles), affleurement montrant le contact entre les Poudingues de Mornex (en haut) et les Grès sidérolithiques (en bas) qui ici renferment de nombreux petits silex à patine bleutée.

des Grès sidérolithiques atteint 12,1 m selon Wernli & Jenny (*in* Jenny *et al.*, 1995 : 379).

2.13.2. Cartographie

Comme déjà signalé plus haut, les Grès sidérolithiques reposent en discordance sur différents niveaux karstifiés de l'Urgonien blanc *auct.*, de l'Urgonien jaune *auct.* ou du Membre de Neuchâtel. Comme l'a remarqué Favre (1914 : 175), «le Sidérolithique, directement superposé au Barrémien (= Calcaires urgoniens *s. l.*) recouvrait à l'origine ce dernier terrain d'une couche à peu près continue. Il a été en grande partie enlevé par l'érosion; toutefois de nombreux lambeaux isolés, de faible étendue, sont les témoins de cette extension ancienne des grès». Effectivement, en de nombreux points (versant SE du Petit Salève, région des Pitons et de la Grande Montagne, région entre Vovray-en-Bornes et Cruseilles), les grès quartzeux sidérolithiques souvent jaunâtres à rougeâtres remplissent les cannelures et les rigoles des surfaces lapiazées de l'Urgonien blanc *auct.* et de l'Urgonien jaune *auct.* Par exemple, Favre (1914 : 184) signale au-dessus des Molliets à 1000 m d'altitude «un îlot quartzeux (= Grès sidérolithiques) dont les dimensions atteignent à peine 30 m sur 20 où se trouve condensée une flore calcifuge des plus typiques, n'offrant pas la moindre analogie avec celle des calcaires au milieu de laquelle elle est englobée». Ce contexte rend particulièrement problématique la cartographie : faut-il privilégier la représentation du substratum calcaire ou la pellicule superficielle discontinue des Grès sidérolithiques? Le choix peut varier suivant l'auteur et l'échelle de la carte géologique.

Les Grès sidérolithiques remplissent les diaclases et les plans de failles non seulement longitudinales (Joukowsky & Favre, 1913 : 366), mais également transversales (décrochements), contrairement à ce que semblait laisser entendre Paréjas (1938 : 16). Sur le front de taille des carrières Chavaz Père et Fils au pied du Grand Salève, le plan de la «grande faille longitudinale principale» (ici appelée F1), qui sépare les deux flancs (normal et inverse) du Grand Salève, est rempli de Grès sidérolithiques, tout comme le plan de faille longitudinale de la Petite Gorge (Joukowsky & Favre 1913 ; pls VII, X, fig. 2), ici nommée F2. Kaufmann (2001 : 23) signale également des Grès sidérolithiques dans les diaclases des couches karstifiées crétacées et même tithoniennes du flanc inverse du pli du Salève.

Certains blocs de Grès sidérolithiques simulent les blocs erratiques cristallins ou métamorphiques, notamment près du sommet du Grand Salève. Au Grand Salève, Favre (1867 : 282) signalait déjà ces blocs de Grès sidérolithiques, qui d'après lui «forment une trainée qui s'étend de l'amas décrit par de Saussure (= Rochers de Faverges) jusqu'au bord de la Grande Gorge. Ils ont tout à fait l'apparence d'avoir été transportés et il est probable

que l'agent qui a charrié au loin les blocs erratiques, a eu aussi une action sur ces roches». Bien que cette hypothèse n'ait jamais été démontrée, elle n'a jamais été contestée. Les Grès sidérolithiques peuvent également former des buttes, comme dans la région des Rochers de Faverges (Fig. 44), où est implanté le panneau de la station 10 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève.



Fig. 44: Rochers de Faverges (Grand Salève): butte formée de blocs arrondis de Grès sidérolithiques reposant sur les calcaires de l'Urgonien blanc *auct.*

2.13.3. Chronostratigraphie

L'âge précis des Grès sidérolithiques au Salève reste inconnu. Par corrélation avec les régions voisines, Douxami (1896: 25; 1901: 190-191) les attribuait à l'Eocène inférieur et moyen. Aubert (1975: 5) dans son travail sur l'évolution du relief jurassien écrivait que la faune de mammifères connue dans les Grès sidérolithiques du Jura «permet de les rattacher au sommet de la période: Lutétien, Bartonien et surtout Ludien». Plus tard, se basant sur les données fournies par les restes de mammifères récoltés dans le Jura vaudois, Weidmann (1984) les attribuait au **Bartonien-Priabonien**. Bien que ne disposant pas de preuves paléontologiques au Salève, Mastrangelo *et al.* (2013: 256) adoptent ce point de vue, tout en rappelant que Martini (1962a: 624) estimait «aléatoire d'attribuer un âge précis à ces dépôts qui devaient être en perpétuel remaniement». Ils couvrent en effet une période de plusieurs millions d'années durant laquelle la paléogéographie du futur Salève et des régions voisines fut en constante évolution. Il suffit de rappeler les épisodes marins, lacustres et continentaux reconnus par de nombreux auteurs au SE du Salève sur le front du massif des Bornes, du Cuisien à l'Oligocène inférieur (Moret, 1934; Charollais, 1962: 697; Martini, 1968, 1970). Chardon (1989) a résumé les principaux résultats des recherches portant sur les karsts du Salève dans sa publi-

cation sur «les karsts de l'avant-pays alpin au nord des Alpes occidentales». Selon Nissille (1989: 18), les karsts du Salève, souvent remplis et recouverts par les Grès sidérolithiques, ont été bien étudiés par Martini (1957, 1962a, b, 1968), qui a démontré «l'existence de deux karsts d'âges différents, l'un fossile, anté-chattien, l'autre post-molassique, actuel. Le premier résulte de l'émersion et de l'érosion des terres dès la fin du Crétacé. Il ne fait état d'aucune circulation active, car ces cavités sont colmatées par des argiles ou des sables sidérolithiques. Son importance relative aux circulations d'eaux est donc minime et négligeable. Le second, responsable de la majeure partie des formes karstiques du Salève, est surtout représenté par des grottes souvent situées sur le flanc NW du massif. Il est responsable de la majorité des circulations d'eau dans les formations carbonatées du Salève».

2.14. Molasse *sensu lato* (Mo; jaune)

Sur les deux flancs du chaînon du Salève entre les vallées de l'Arve et des Usses ainsi qu'au Petit Salève, la Molasse *s. l.* est observable sporadiquement, car elle est souvent recouverte par des dépôts quaternaires. Sur la carte géologique à 1/25'000 de ce travail (Fig. 3), les affleurements colorés en jaune ont été parfois volontairement agrandis pour une meilleure visibilité, comme l'avaient déjà fait nos prédécesseurs, notamment Favre (1862b), Joukowsky & Favre (1913) et Ruchat (1959) sur sa carte à 1/20'000. Les premiers travaux sur la Molasse *s. l.* au Salève et dans le bassin franco-genevois sont dus à Necker (1841), Favre (1867), Maillard (1889, 1891) et Douxami (1896, 1901). Dans la seconde moitié du XX^e siècle, les collaborateurs des Services géologiques de France et de Suisse ont utilisé différentes appellations pour caractériser ces terrains. Nous emploierons ici une nomenclature mixte, qui tient compte à la fois des derniers travaux entrepris dans le bassin genevois et le Jura méridional (Charollais *et al.*, 2007b: 69-70) et de la terminologie encore en usage par les géologues locaux. Au Petit Salève et sur les deux flancs du Salève, seules quatre unités lithologiques décrites par Charollais *et al.* (2007b: 69-70) ont été reconnues, à savoir de bas en haut:

- Les Gompholites (appelées au Salève «Poudingues de Mornex»),
 - les Calcaires inférieurs (extrêmement rares et réduits au Salève),
 - les Marnes et Grès bariolés (= Molasse rouge *auct.*),
 - les Grès et Marnes gris à gypse (= Molasse grise *auct.*).
- Les Marnes et Grès bariolés de même que les Grès et Marnes gris à gypse ayant des faciès souvent identiques et leurs couleurs à l'affleurement n'étant pas significatives, seul leur contenu paléontologique permet de les identifier avec certitude, ce qui exige des traitements en laboratoire que nous n'avons pas pu effectuer. D'autre part, Joukowsky & Favre (1913: 349) ont

signalé une « légère discordance » entre la Molasse *s. l.* et leur « Barrémien », au Chêne près de Vovray-en-Bornes. Cette discordance ressort également, mais de façon beaucoup plus prononcée, sur la plupart de leurs profils de la planche XII, ce que nous n'avons jamais observé et qui nous paraît donc erroné.

Sur la feuille géologique Genève à 1/25'000, Lombard & Paréjas (1965) indiquent autour du Petit et du Grand Salève ainsi que sur le flanc oriental du Petit Salève, des affleurements de « Molasse grise » (O3) dans laquelle ils incluent les Poudingues de Mornex (O2p). Dans le contexte régional, ce terme de « Molasse grise du Salève » (Lombard & Paréjas, 1965 : 11) peut prêter à confusion et, à notre avis, ne doit pas être retenu.

Sur la feuille géologique Seyssel à 1/50'000, Donze & Énay (1972) ne mentionnent dans la région de Cruseilles entre le front de la Grande Montagne et la vallée des Ussets, qu'une « molasse argileuse et gréseuse » (g3-m1), attribuée indistinctement à « l'Oligocène supérieur et à l'Aquitarien ». Sur la feuille géologique Annecy-Bonneville à 1/50'000, les affleurements de « Molasse » du flanc SE du Salève de la région de Vovray-en-Bornes sont rapportés par Charollais *et al.* (1988 : 76) au Rupélien *p. p.* et au Chattien (g3). Ces mêmes auteurs notent sur leur carte à environ 500 m à l'ESE du Pont suspendu de la Caille, sur le versant oriental de la cluse des Ussets, des Poudingues de Mornex (g1M), qu'ils rattachent avec doute à l'Oligocène inférieur (Charollais *et al.*, 1988 : 15). Sur la feuille géologique Saint-Julien-en-Genevois à 1/50'000, seuls deux petits affleurements de Molasse (g3a) sont notés sur le versant NW du Salève près de l'ancienne abbaye de Pomier et sont attribués aux « Marnes et Grès bariolés », considérés comme Chattien inférieur *auct.* par Donzeau *et al.* (1997b). Enfin, sur la feuille géologique Annemasse à 1/50'000 qui couvre le Petit et le Grand Salève, Kerrien *et al.* (1998) distinguent des « Marnes et Grès bariolés » (g2) d'âge chattien au front du versant NW du Petit et du Grand Salève et une « Molasse rouge » (g1-2Mr) du Rupélien supérieur - Chattien sur le versant SE de cette montagne, les Poudingues de Mornex (gM) n'étant signalés qu'au Petit Salève.

2.14.1. Les Poudingues de Mornex

Les Poudingues de Mornex, définis au Petit Salève, correspondent à une gompholite, conglomérat composé de galets qui proviennent en majorité du démantèlement de terrains crétaqués déposés au Salève et resédimentés (Figs 45, 46) : calcaires (?) et silex de la Formation de Narlay, grès glauconieux de la Formation de la Perte-du-Rhône, calcaires de l'Urgonien blanc *auct.*, calcaires de l'Urgonien jaune *auct.*, calcaires grésoglaucieux de la Formation du Grand Essert. En plus, s'ajoute une faible proportion de galets calcaires micritiques qui renferment des encroûtements microbiens d'âge probablement oligocène. Les Poudingues de Mornex renferment des élé-



Fig. 45 : Poudingues de Mornex sur le versant SE du Grand Salève, au bord de la Voie verte entre l'ancienne carrière « Montessuit » et le hameau d'Esserts-Salève.



Fig. 46 : Poudingues de Mornex dans le lit des Ussets, à l'entrée amont de la cluse.

ments arrondis et/ou anguleux, souvent très mal classés, de tailles centimétriques, exceptionnellement métriques (Collet & Paréjas, 1934 : 172). Distribués irrégulièrement, ils forment aujourd'hui une sorte d'auréole discontinue sur le flanc SE du Petit et du Grand Salève. Leur épaisseur varie entre 0 et 25 m selon Rigassi (1957 : 27), mais elle atteindrait une trentaine de mètres en d'autres points du chaînon du Salève, comme à Bas-Mornex (Collet & Paréjas, 1934 : 172). Rappelons qu'au pied du Jura, dans la région de Crozet, un sondage (SPM11) a traversé des couches de gompholites (= Poudingues de Mornex) sur 48,6 m (Charollais *et al.*, 2007b : 117-118), dont les pendages oscillaient entre 10° et 15°.

Dans le lit des Ussets, à l'entrée amont de la cluse, les Poudingues de Mornex sont représentés par des niveaux lenticulaires de conglomérats et de brèches constitués essentiellement d'éléments de « Calcaires urgoniens »

s. l.. De toutes tailles (centimétriques à métriques), mal classés et souvent très anguleux, ces éléments confèrent un aspect un peu différent de celui des gompholites du Petit Salève (Fig. 46). Les Poudingues de Mornex résultent de l'érosion d'un relief karstique qui existait au début du Paléogène et qui, selon Martini (1962b, *in* Conrad & Ducloz, 1977 : 138), correspondait à «un karst à pitons» et même à «tourelles» (karst tropical très évolué). Le caractère sédimentologique singulier des Poudingues de Mornex dans le lit des Usse pourrît s'expliquer par la proximité des sources d'alimentation. Quant à l'inventaire paléontologique des Poudingues de Mornex au Salève, nous renvoyons le lecteur aux travaux de Favre (1867), Collet & Paréjas (1934, 1936a, b), Paréjas (1938), Paréjas & Carozzi (1953), Rigassi (1957), Paréjas & Lombard (1959), Martini (1962a, b), Crinière (2019). Charollais *et al.* (2007b : 69) ont rappelé les principaux fossiles marins et/ou terrestres découverts par nos prédécesseurs au Salève dans cette formation : une omoplate de pachyderme (à la carrière de Mornex), des pinces de crustacés (*Callianassa* sp.), des huîtres, des cérithes, des natices, des moules internes d'hélicidés (*Cepeae rugulosa*), des feuilles de palmiers, de lauracées et des gousses de légumineuses. Les paléoenvironnements (marins, lacustres, terrestres) tout comme les âges des Poudingues de Mornex sont encore discutés aujourd'hui.

La relation entre les Poudingues de Mornex et les Grès sidérolithiques sous-jacents (ainsi qu'avec la Molasse rouge *auct.* sus-jacente) a été différemment interprétée suivant les auteurs : Joukowsky & Favre (1913), Collet & Paréjas (1934, 1936a, b), Rigassi (1957), Martini (1962a), Karnay (1980). Elle a été illustrée par Grebert (1981 : 9), Charollais & Badoux (1990 : 18, fig. 8) et par Martini (1962a, *in* Mastrangelo *et al.*, 2013 : 256, fig. 3). Comme il a été mentionné plus haut, au SW de Cruseilles, près de Féchy, de récents travaux d'excavation ont découvert de nouveaux affleurements de Grès sidérolithiques en contact avec des Poudingues de Mornex sur la couverture supra-crétacée de l'anticlinal de la Caille (Fig. 43). Généralement, les Poudingues de Mornex reposent directement sur les calcaires ravinés et lapiazés de l'Urgonien blanc *auct.* et/ou de l'Urgonien jaune *auct.* ; ils s'insèrent même parfois dans les cannelures et les anfractuosités des lapiaz, comme au Petit Salève et sur la Grande Montagne au nord de Cruseilles. Ils sont figurés sur la carte géologique de ce travail par des surcharges brunes sur la couleur jaune de la Molasse *s. l.*

D'après nos observations au Petit Salève, des lentilles de Poudingues de Mornex s'intercalent à la base et au sein des grès molassiques de la base de la Molasse rouge *auct.* dans une tranchée temporaire (coord. : 286°550 E ; 5°117'480 N ; 490 m), au bord du chemin de Charvonnex (Fig. 47). Dans cet affleurement, le granoclassement inverse plaide en faveur d'un environnement torrentiel. Collet & Paréjas (1936b : 99-100) avaient noté, au Petit Salève, «une légère discordance» entre la Molasse rouge



Fig. 47 : Intercalation de Poudingues de Mornex dans la partie basale de la Molasse rouge *auct.* sur le chemin de Charvonnex, au nord du Mont Gosse.

auct. et les Poudingues de Mornex, ce qui est logique dans un tel environnement.

Nous attribuons provisoirement le même âge aux Poudingues de Mornex du Salève qu'à celui des gompholites du bassin franco-genevois fréquentes au pied du Jura. Celles-ci ont été attribuées au **Rupélien supérieur – Chattien basal** par Charollais *et al.* (2007b : 150), ce qui est en accord avec leurs travaux antérieurs (Charollais *et al.*, 1981b : 41, fig. 2 ; 1986). En effet, ils avaient daté par mammifères la base de la Molasse rouge *auct.*, qui surmonte les Grès de Bonneville à l'aval du Pont Lavillat, près de la Roche-sur-Foron (Plateau des Bornes). Rappelons que Rigassi (1957 : 27) corrélait déjà les Poudingues de Mornex avec les Grès de Bonneville. Dans la notice explicative de la feuille de l'Atlas géologique suisse 1301 Genève, Lombard (1965a : 10) signale «à la carrière des Esserts-Mornex et au NE du Petit Salève, des poches dans l'Urgonien avec des brèches de calcaire urgonien, de silex du Crétacé supérieur, de grès glauconieux à ciment vert ou rouge résiduel». Or, dans ces brèches, Paréjas & Carozzi (1953) avaient découvert à Esserts-Mornex des «algues marines» du genre *Broeckella*, qui se sont avérées être des *Microcodium* d'après Martini (1962a). Et Lombard de conclure (1965 : 11) : «il n'y aurait pas de microfossiles marins dans ces grès intrakarstiques ; leur dépôt précède celui des poudingues de Mornex». Ces grès correspondraient donc aux Grès sidérolithiques.

2.14.2. Les Calcaires inférieurs

Les Calcaires inférieurs (= «Calcaires de Grilly» *auct.*, «Calcaires d'eau douce inférieurs» *auct.*), fréquents dans le bassin franco-genevois, apparaissent très rarement sur le flanc NW du chaînon du Salève. Toutefois, Greber (1981 : 15) a signalé au pied de la chaîne des Pitons, sur

une route forestière, à proximité du lit du Crémillon, à 900 m au SSE du hameau du Chotard, entre 750 et 800 m d'altitude, une alternance «de bancs argilo-marneux ocres et rouges et de bancs de grès gris-vert» dans laquelle s'intercale un banc de calcaires d'eau douce très riche en ostracodes. D'autre part, sur le versant SE de cette même chaîne, Grebert (1981) mentionne au NE de Clarnant, à 100 m en aval du croisement de la route D15 et de la D215 (Fig. 39), un affleurement montrant «le sommet de l'Urgonien (= Urgonien blanc *auct.*) noduleux, raviné avec un hard-ground (...) surmonté par un conglomérat (= Poudingues de Mornex ?) à galets très corrodés avec des encroûtements de Cyanophycées». Parmi ces galets, Grebert (1981 : 10, figs 3, 4, 5) signale un calcaire d'eau douce à *Microcodium*, quartz corrodés et traces de racines. Ce faciès résulte très probablement du démantèlement de niveaux de calcaires d'eau douce correspondant aux Calcaires inférieurs fréquents dans le bassin franco-genevois (Charollais *et al.*, 2007b : 69). Bien que sur le plan SE du chaînon du Salève les Calcaires inférieurs n'aient jamais été signalés, nous avons découvert quelques rares petits affleurements de cette unité lithologique sur le versant oriental de l'anticlinal de la Caille (voir 2.14.3).

2.14.3. La Molasse rouge *auct.*

La Molasse rouge *auct.*, puissante série de marnes et de grès, affleure sporadiquement au Petit Salève et ceint les flancs du chaînon du Salève entre les vallées de l'Arve et des Usses. Elle correspond pour l'essentiel à ce que Charollais *et al.* (2007b : 69) ont appelé «Marnes et Grès bariolés» dans le bassin franco-genevois (Charollais *et al.*, 1982). Dans le forage de Thônex, son épaisseur atteint 954,60 m (Wernli & Jenny, *in* Jenny *et al.*, 1995 : 379), alors que sur le versant SE du Salève, dans le forage Salève 2, elle a été traversée sur 1852 m sans en découvrir la base (Rigassi, 1961). Par analogie avec les «Marnes et Grès bariolés» du bassin franco-genevois, cette formation est attribuée à la **partie moyenne du Chattien**, comme l'avaient déjà proposé Charollais *et al.* (1981b) dans leurs travaux sur la Molasse rouge *auct.* de la région de la Roche-sur-Foron.

A 600 m à l'est des Ponts de la Caille, la Molasse rouge *auct.*, représentée par un grès feldspathique micacé à ciment calcaréo-argileux à patine gris brunâtre, affleure dans un affluent de la rive droite des Usses à la cote 580 m. Plus bas, à 560 m, elle renferme un banc calcaire micritique décimétrique typique des «Calcaires inférieurs». Au-dessous et jusqu'à la jonction avec les Usses à l'altitude 545 m, des grès très riches en quartz détritiques miment certains faciès des Grès sidérolithiques. Toutefois, la présence d'un ciment carbonaté, la stratification en bancs décimétriques et l'existence par endroits de chenaux confirment leur appartenance à la Molasse rouge *auct.* : ils pourraient provenir du remaniement des

Grès sidérolithiques, très développés dans cette portion du Salève. Dans le lit d'un ruisseau sans nom à sa confluence avec les Usses, sur rive droite, les Grès sidérolithiques sont surmontés par un banc de calcaire d'eau douce, lui-même situé à la base de la Molasse rouge *auct.* Pour Joukowsky & Favre (1913 : 349), «il n'est pas douteux que le relief du Salève ait été recouvert d'une épaisseur considérable de Molasse». Cette opinion a été partagée par de nombreux géologues qui adhéraient à ce point de vue, comme en témoigne la «coupe de la série tertiaire Genève – Bornes» de Rigassi (1961, *in* Charollais & Lombard, 1966 : 70, fig. 6). Elle est confirmée par les résultats de l'étude du pouvoir réflecteur de la vitrinite mesuré sur des fragments de charbon provenant de cuttings de la base de la Molasse rouge *auct.*, prélevés dans le forage de Thônex (Schegg, 1993 ; Schegg, *in* Jenny *et al.*, 1995 : 383). Selon Schegg (1993), il faut imaginer une érosion post-oligocène de 2000 m de dépôts molassiques dans le bassin franco-genevois, pour expliquer les valeurs du pouvoir réflecteur (0,48 à 0,71 % Rr) rencontrées dans le forage de Thônex. Or, le pouvoir réflecteur de trois échantillons de débris charbonneux provenant de la Formation du Goldberg prélevés au Grand Salève s'échelonnait entre 0,25 et 0,40 % Rr d'après Kübler *et al.* (1979 : 359, tabl. 4). Ces valeurs relativement basses pourraient éventuellement être imputables à une surcharge lithostatique plus faible au Salève que dans le bassin franco-genevois. Cette hypothèse s'expliquerait par l'existence d'un «pré-Salève» en gestation aux temps «molassiques».

2.14.4. Molasse grise à gypse *auct.*

La Molasse grise à gypse *auct.*, dénommée «Grès et Marnes gris à gypse» dans le bassin franco-genevois et datée du Chattien sommital - Aquitaniens inférieur par Charollais *et al.* (2007b : 152-153), a été reconnue au front NW du chaînon du Salève, près du pied des Rochers d'Archamps, et dans certains ravins recoupant la zone de décrochements orientée NW-SE comprise entre Cruseilles et la cluse des Usses. Seules quelques analyses ont été effectuées et ne permettent pas d'apporter plus de précisions dans une zone géographique végétalisée, où les rares affleurements anté-quatérnaires n'apparaissent que dans les fonds de torrents.

L'échantillon Ap 639 prélevé au lieu-dit Le Beulet (N46°06.436 E006°08.363) a fourni des fragments de gastéropodes et de vertébrés, des dents de poissons (Cyprinidés), des ostracodes lisses très abondants (*Hemicyprideis dacica*) et ornements plus rares (*Metacypris danubialis*), d'après P.-O. Mojon (communication écrite, 2017). Plus au nord, l'échantillon Ap 640 recueilli dans des couches verticales, près du Mont Fort (N46°06.826 E006°08.519), contenait, en plus de planorbidés et de cyprinidés, des ostracodes lisses et ornements rares et cassés, parmi lesquels *Hemicyprideis*

dacica, *Ilyocypris* cf. *essertinensis* et des characées (cf. *Chara notata*; cf. *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani*; cf. *Stephanochara* gr. *ungeri*). Cette association caractérise les « Grès et Marnes gris à gypse ».

2.14.5. Molasse aquitaniennne auct.

D'après Ruchat (1958), la Molasse aquitaniennne *auct.* n'affleurerait que dans le Ruisseau de la Saint-Martin, ce que nous ne pouvons confirmer dans l'état actuel de nos connaissances. En revanche, cette formation a été traversée avec certitude lors du percement du tunnel autoroutier du Mont de Sion. Charollais *et al.* (2007b: 94-97) en ont décrit et publié la lithologie et le contenu paléontologique à partir des carottes mises aimablement à leur disposition par la Société ADELAC.

3. DESCRIPTION STRUCTURALE DU SALÈVE

Le Salève représente le pli le plus interne de la ceinture de chevauchement du Jura. Il subdivise le Bassin molassique d'avant-pays en deux parties : le Plateau des Bornes au SE et le Bassin franco-genevois au NW (Fig. 1). Il correspond à une structure anticlinale faillée chevauchante, séparant le massif des Bornes au SE de la Haute-Chaîne du Jura au NW. Sur le plan topographique et géologique, le chaînon du Salève s'étend entre Etrembières et Lovagny sur 35 km. Ce travail ne porte que sur le tronçon de 21 km compris entre les vallées de l'Arve et des Usses.

3.1. Historique

A la suite des observations géologiques sur le Salève par de nombreux géologues du XIX^e siècle dont Marcou (1847), Mortillet (1854), Thury (1862), Lory (1857), Ebray (1877), Schardt (1891-1892), l'un d'entre eux (Maillard, 1889: 201) écrivait que « l'étude de cette montagne peut maintenant être considérée comme terminée (...), les horizons étant très faciles à reconnaître et la structure étant des plus simples ». Cet avis ne semble pas avoir été partagé quelques années plus tard par de nombreux géologues dont Joukowsky & Favre (1913) ainsi que par la plupart de leurs successeurs, tels Paréjas (1938), Rigassi (1957), Schroeder (1958), Ruchat (1958, 1959, 1978, 1989, 1997), Michel & Ruchat (1959), Caire (1960-1963), Poldini (1963), Michel *et al.* (1964), Lombard (1965a), Amstutz (1972), Amberger & Ruchat (1978), Amberger (1982), Amberger *et al.* (1988), Roure *et al.* (1990), Deville (1991), Signer & Gorin (1995), Charollais *et al.* (1998), Mastrangelo *et al.* (2013, 2018), Clerc & Moscariello (2020). En réalité, les différents levés géologiques du Salève au XX^e siècle cités et commentés par Amberger *et al.* (1988: 14-16 et 23-31)

démontrent une connaissance relativement superficielle de cette montagne. Pourtant, l'accessibilité, quoique parfois difficile, de cette montagne proche de Genève en facilite l'étude, comme en témoignent tous les sentiers, pas toujours bien entretenus, mentionnés dans des guides tel celui de Golay (1928). Rappelons la description géologique (stratigraphique et structurale) d'itinéraires dans plusieurs guides géologiques dus à Favre (1934: 320-326), Lombard (1967: 54-57), Charollais & Badoux (1990: 15-30). Ces derniers ont présenté deux itinéraires, l'un en voiture, l'autre à pied, au Petit et au Grand Salève, qui sont balisés par 10 panneaux d'interprétation (Charollais & Metzger, 1990) et entretenus par le Syndicat mixte du Salève.

Dans leur monographie, que nous considérons comme une synthèse de référence, Joukowsky & Favre (1913: 358) admettent que le Salève correspond à un « pli en genou », dont la charnière est cassée par une faille longitudinale atteignant un peu plus de 4 km de longueur au Grand Salève (Fig. 2). Auparavant, Maillard (1891: 9) et Schardt (1891-1892: 153, pl. 6) avaient signalé deux importants décrochements (le Coin et la Thuile) entre la vallée de l'Arve et l'important faisceau de failles décrochantes de Cruseilles. Joukowsky & Favre (1913: 358), puis Favre (1934: 321) reconnaissent entre les vallées de l'Arve et des Usses trois décrochements sénestres qui découpaient l'anticlinal du Salève en quatre tronçons.

Plus tard, la carte géologique relevée par Ruchat (1959) sur un fond topographique à 1/20'000, apporte de nombreux éléments structuraux nouveaux. Grâce à ses propres observations de terrain et à l'interprétation de quelques anciennes lignes sismiques, Ruchat (1959, *in* Amberger *et al.*, 1988: 24, fig. 4) dessine à environ 500 à 700 m du front NW du Salève, un plan de chevauchement continu dans la Molasse *s. l.* entre Etrembières et Saint-Blaise. Ce plan de chevauchement se dédouble, selon lui, à la hauteur du compartiment des Pitons. Cet accident expliquerait la présence d'une tête anticlinale masquée par les dépôts quaternaires au front du Grand Salève, comme le montre le profil à travers le bassin franco-genevois esquissé par Rigassi (1957, pl. V) et précisé par Amberger (1980, inédit) dans un rapport pour le Service cantonal de géologie, publié en 1982 (pp. 24-25). Il est regrettable que ce concept structural, pourtant bien argumenté et basé également sur l'interprétation des forages Humilly-1 et Humilly-2, n'ait pas pu être retenu par les auteurs de plusieurs travaux postérieurs à la carte de Ruchat (1959). Enfin, citons les cartes de Lombard & Paréjas (feuille Genève, 1965), Kerrien *et al.* (feuille Annemasse, 1998) et les publications de Gorin *et al.* (1993: 701, fig. 6), Signer & Gorin (1995), Paolacci (communication écrite, 2012).

Bien que dans le cadre du projet ECORS (1988) la connaissance sur la structure profonde du Salève n'ait guère progressé, certaines communications portant sur l'interprétation de profils géophysiques passant par le Salève (Roure *et al.*, 1990) ont toutefois apporté quelques

éléments nouveaux sur la structure profonde de cette montagne. Ce fut le cas pour les deux extraits du profil ALP2 qui traverse le Jura méridional, le bassin franco-genevois, le Salève et le Plateau des Bornes jusqu'au front des chaînes subalpines (Damotte *et al.*, 1990: 72-73, figs 7, 8; profil hors-texte entre le Massif central et la Plaine du Pô). Si la qualité des films sismiques n'est pas optimale, elle permet toutefois de soupçonner des structures complexes au front NW du Salève dans la région de Cruseilles. En revanche, à notre avis, la figure 6 de l'article de Guellec *et al.* (1990: 171) n'autorise pas ses auteurs à proposer une interprétation telle que celle de la «balanced cross section» (Guellec *et al.*, 1990: 172, pl. I), d'autant plus qu'elle ne correspond pas à nos observations de terrain. Il en est de même des profils trop schématiques de Mugnier *et al.* (1990: 210, 213; figs 5, 8), repris plus récemment par Affolter & Gratier (2004) et Affolter *et al.* (2008: 293, fig. 2.2. a et b) et basés sur une bibliographie sommaire.

Il ressort de ce bref historique que les études structurales sur le Salève ont surtout porté sur son versant NW. Grâce à de nouveaux levés géologiques à 1/10'000, Mastrangelo *et al.* (2013) ont mis en évidence sur ce versant la présence d'un faisceau de failles longitudinales continu entre Etrembières et le Coin, orienté NE – SW (Fig. 3a, b). Il s'agit là d'un élément nouveau par rapport aux anciennes cartes géologiques de Joukowsky & Favre (1913), de Ruchat (1959), de Lombard (1965) et de Kerrien *et al.* (1998). Cette interprétation a été adoptée, quoique fortement simplifiée, par les auteurs de la carte tectonique de la Suisse à 1/500'000 (2005), sans que les sources soient mentionnées. De même, la découverte de failles longitudinales parallèles à l'axe du pli et de kinks sur le versant SE (= flanc arrière) de l'anticlinal du Salève (Mastrangelo *et al.*, 2013; Mastrangelo & Charollais, 2018) permet de mieux comprendre la structure de ce pli jurassien.

Par souci de ne présenter que des données factuelles sur la carte géologique à 1/25'000 (Fig. 3a-e) et sur les profils 1 à 21 (Figs 48, 49 et 50a-g), les failles (F1, F2a, F2b, F3, F4) identifiées et visibles sur le terrain (ainsi que les failles décrochantes) sont représentées par un trait rouge plein. En revanche, les failles argumentées, mais masquées par la couverture végétale et/ou les dépôts quaternaires, sont signalées par un tireté rouge. Toutefois, le plan de chevauchement majeur «F0» au front du versant NW du chaînon du Salève, détecté par la géophysique, mais non visible sur le terrain, est mentionné intentionnellement par un figuré différent sur les cartes à 1/25'000 (Fig. 3a-e) et sur l'esquisse structurale (Fig. 48).

3.2. Petit Salève

3.2.1. Plongement axial

Le plongement axial du Petit Salève, d'une dizaine de degrés vers le NE, est certainement le caractère structural le plus spectaculaire de cet anticlinal. En effet, les calcaires de l'Urgonien jaune *auct.* et de la base de l'Urgonien blanc *auct.* qui affleurent sur sa ligne de crête culminant à 899 m au Camp des Allobroges, se retrouvent au bord de l'Arve à 400 m d'altitude (Fig. 51). En outre, le Petit Salève semble présenter une légère virgation de quelques degrés vers le NE par rapport à l'orientation de l'axe de l'anticlinal du Grand Salève.

Selon Gorin *et al.* (1993), le plongement axial de l'anticlinal du Petit Salève se poursuivrait encore plus au NE au-delà de la vallée de l'Arve, qui pourrait correspondre à un décrochement sénestre. Cet anticlinal s'enfoncerait sous près de 1000 m de dépôts paléogènes-néogènes (Molasse *s. l.*) et quaternaires. L'hypothétique «faille de la vallée de l'Arve» serait peut-être à mettre en relation avec la source d'eaux sulfureuses près d'Etrembières, aujourd'hui invisible suite aux aménagements urbains (Mastrangelo *et al.*, 2013: 259). Là où ces eaux sourdaient, elles avaient été analysées en 1778 par de Saussure (1779-1796), puis par Tingry en 1813 (*in* Carozzi, 1990: 58-59). D'après Plan (1909), le débit de cette source, connue du temps des Gaulois et exploitée par les Romains, était trop faible pour être commercialisée comme l'avait espéré Gosse, qui avait érigé à son emplacement la «Buvette des Eaux minérales».

3.2.2. Versant NW

Sur les cartes géologiques de Joukowsky & Favre (1913), de Lombard & Paréjas (1965) et de Kerrien *et al.* (1998), le versant NW du Petit Salève a été cartographié différemment suivant ces auteurs.

La faille F1

Près du château d'Etrembières au NE du Petit Salève, Mastrangelo (*in* Mastrangelo *et al.*, 2013: 259) a découvert au pied de son versant NW, deux affleurements de Marnes et Grès bariolés (Molasse rouge *auct.*) dont l'un d'eux semble en position subverticale (Fig. 50a, profil 1). Dans le contexte régional, il est logique d'admettre la présence d'une faille longitudinale (faille F1) entre cet affleurement de Molasse rouge *auct.* et l'Urgonien blanc *auct.* Cette faille F1 est visible dans le secteur occidental de la carrière (Fig. 52), entaillée dans l'Urgonien blanc *auct.* qui constitue la crête de l'anticlinal du Petit Salève. Le sentier de randonnée reliant la station de pompage des Eaux d'Etrembières à celui des Voûtes permet d'accéder facilement aux couches subverticales du flanc NW de l'anticlinal du Petit Salève. Aux environs de 420 m d'altitude, au pied des cascades du ruisseau d'Aiguebelle et

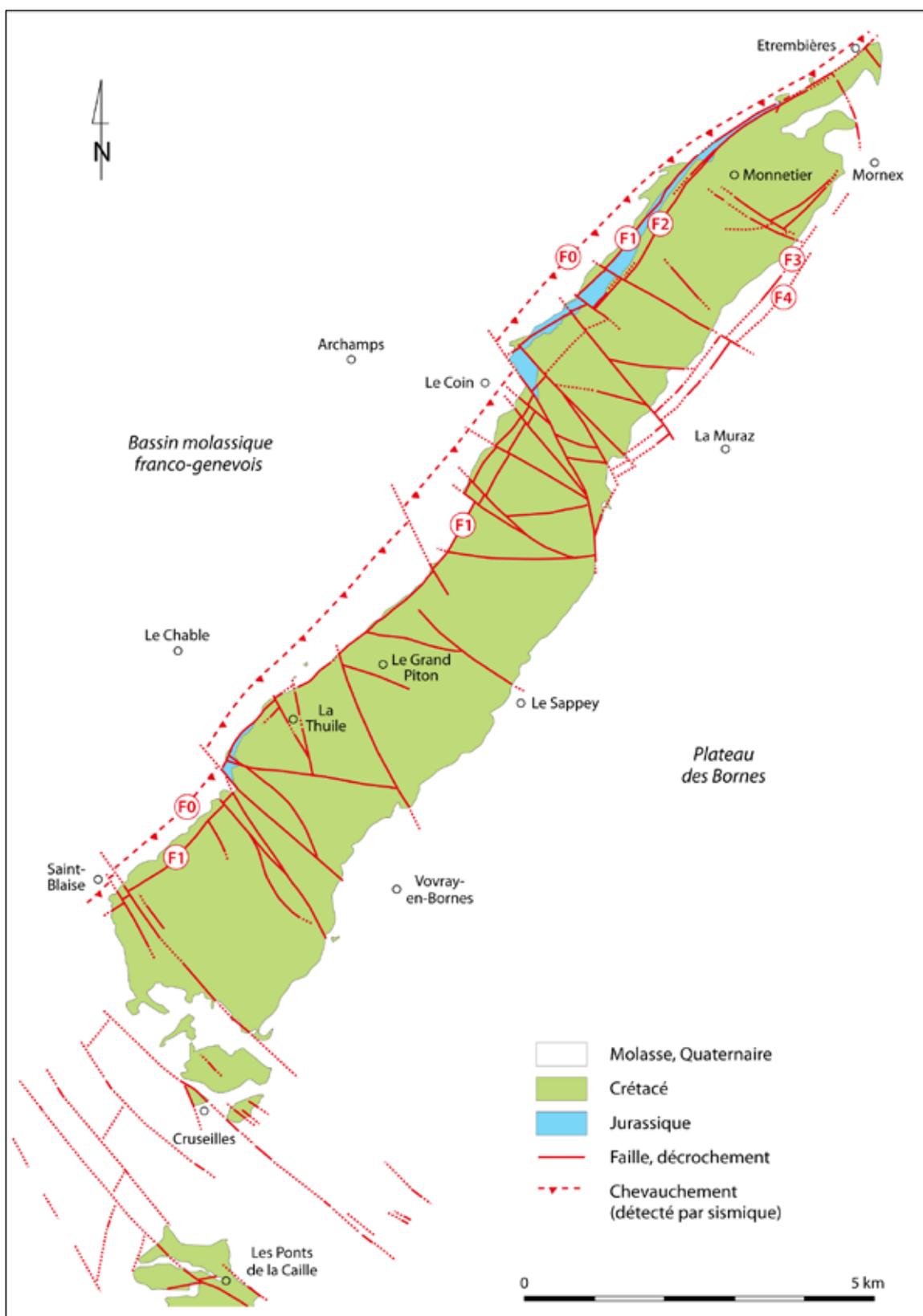


Fig. 48: Carte structurale simplifiée du chaînon du Salève entre les vallées de l'Arve (Etrembières) et des Usses (les Ponts de la Caille).

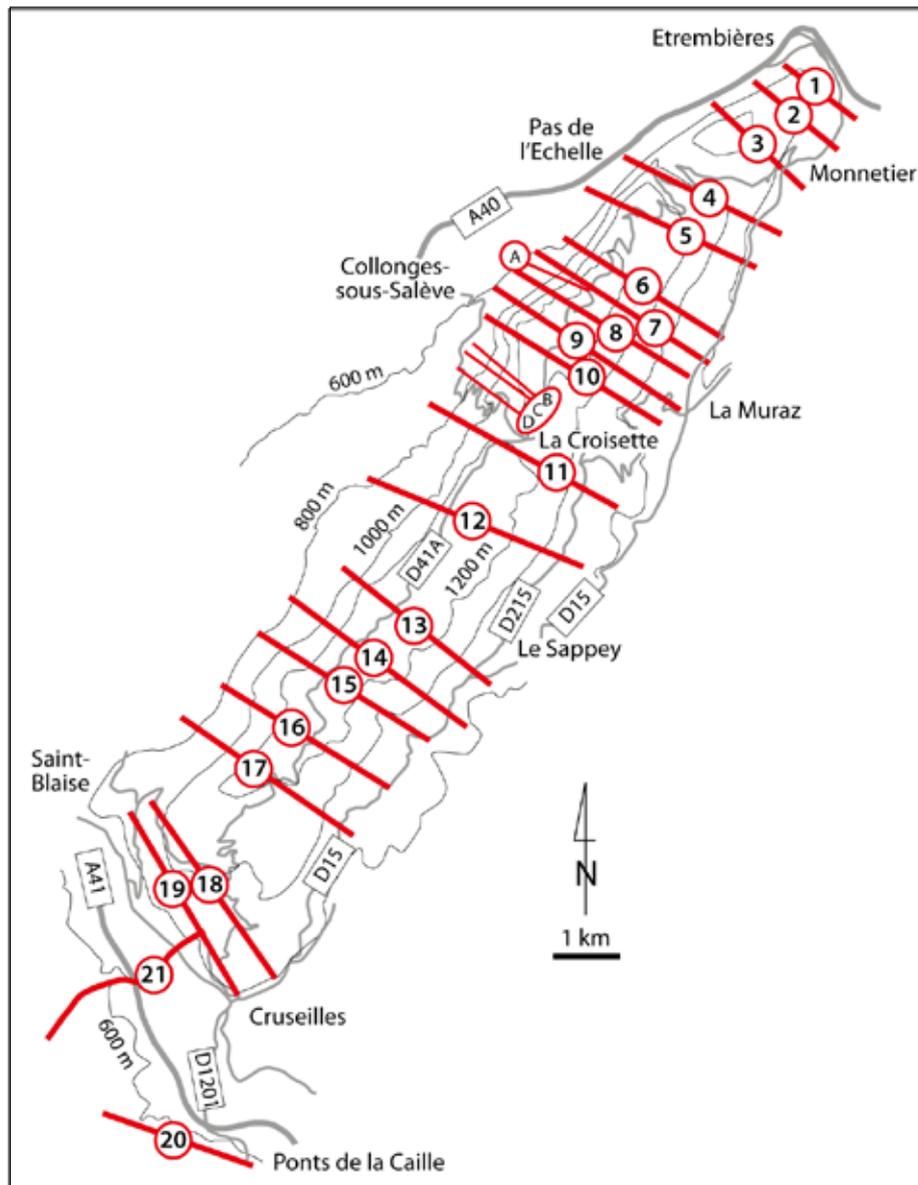
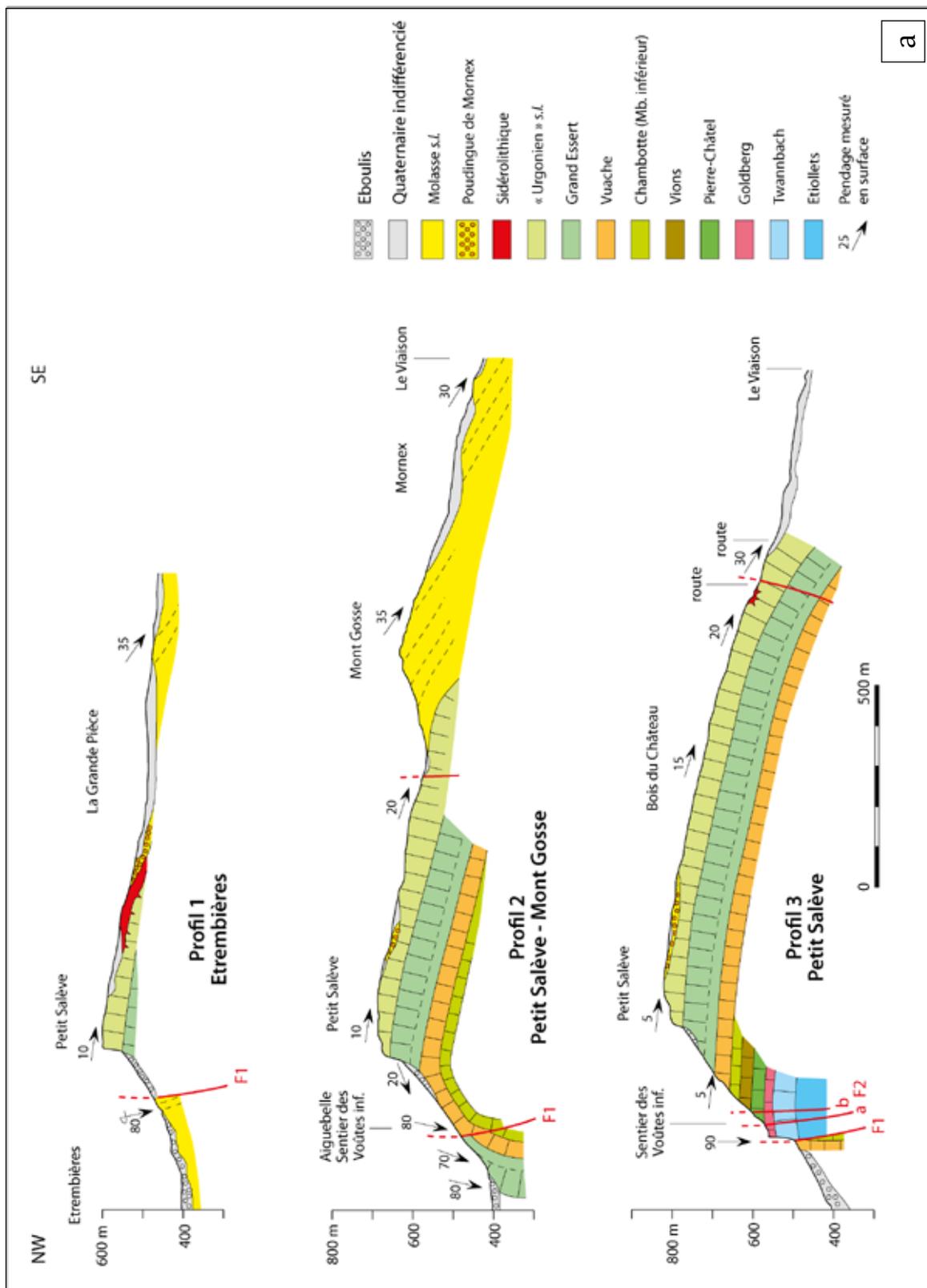
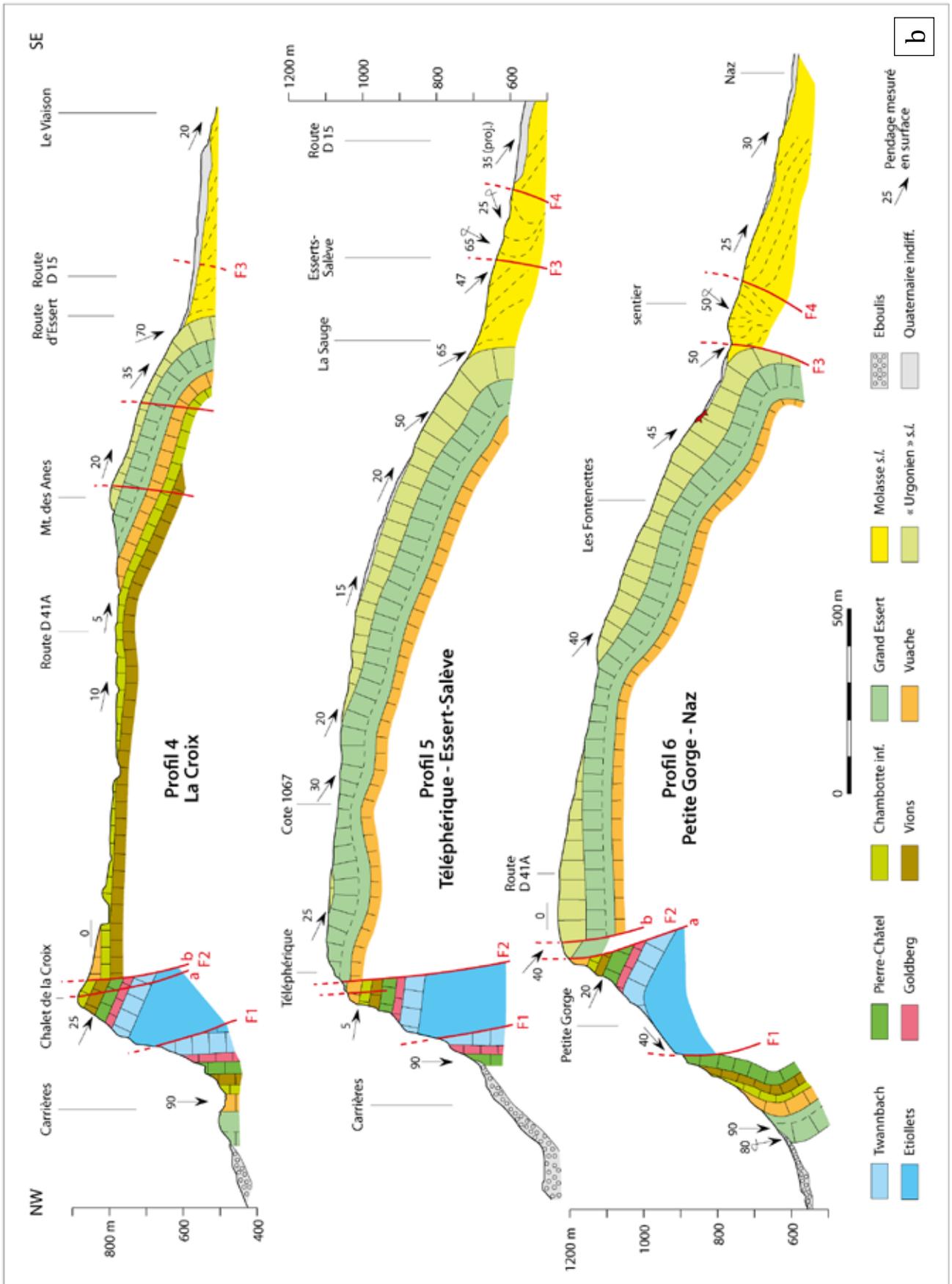
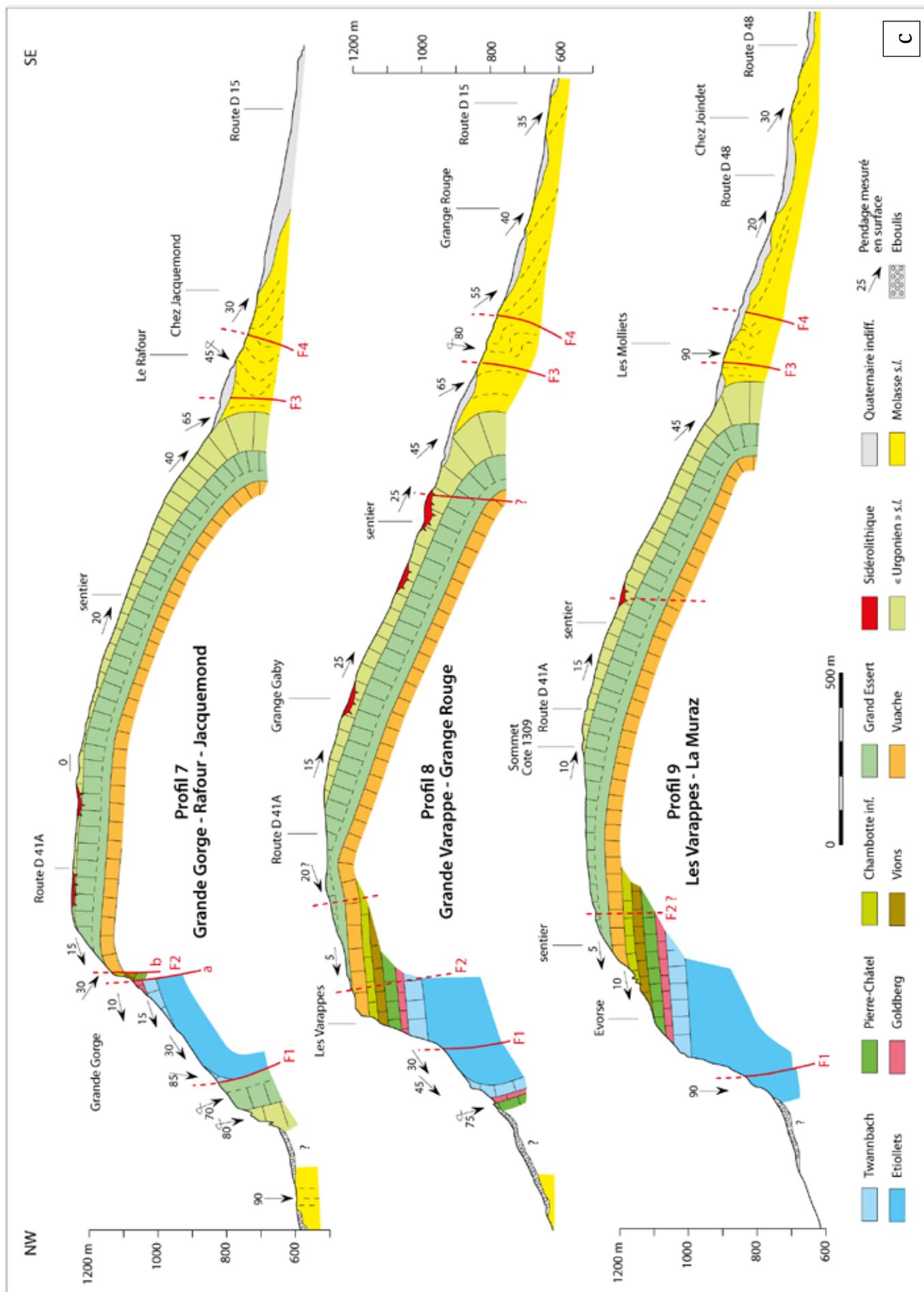


Fig. 49 : Position des profils 1 à 20 (Fig. 50a-g) et A à D (Fig. 71) entre les vallées de l'Arve (Etrembières) et des Ussets (les Ponts de la Caille).

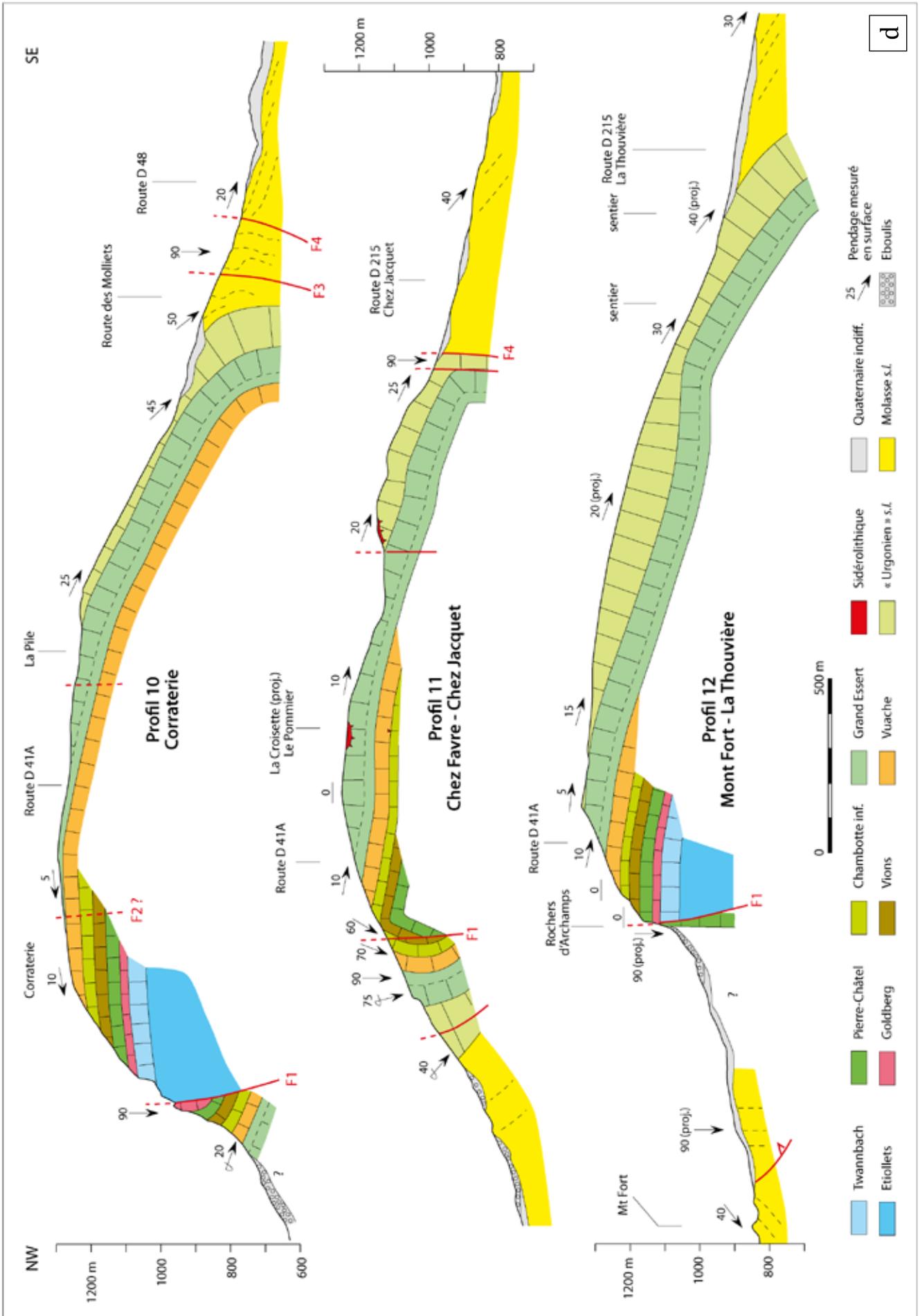
- Fig. 50a-g : Profils successifs à travers le chaînon du Salève.
- a : Profils 1 à 3, Etrembières - Petit Salève;
 - b : Profils 4 à 6, la Croix - Petite Gorge / Naz;
 - c : Profils 7 à 9, Grande Gorge / Rafour / Jacquemoud - les Varappes / La Muraz;
 - d : Profils 10 à 12, Corratierie - Mont Fort / la Thouvière;
 - e : Profils 13 à 15, Grand Piton / le Sapay - la Thuile / la Grange;
 - f : Profils 16 à 18, Pomier / Vovray - Saint-Blaise / les Lirons;
 - g : Profils 19 à 21, Saint-Blaise / les Coudriers - Ruisseau de la Saint-Martin. ►

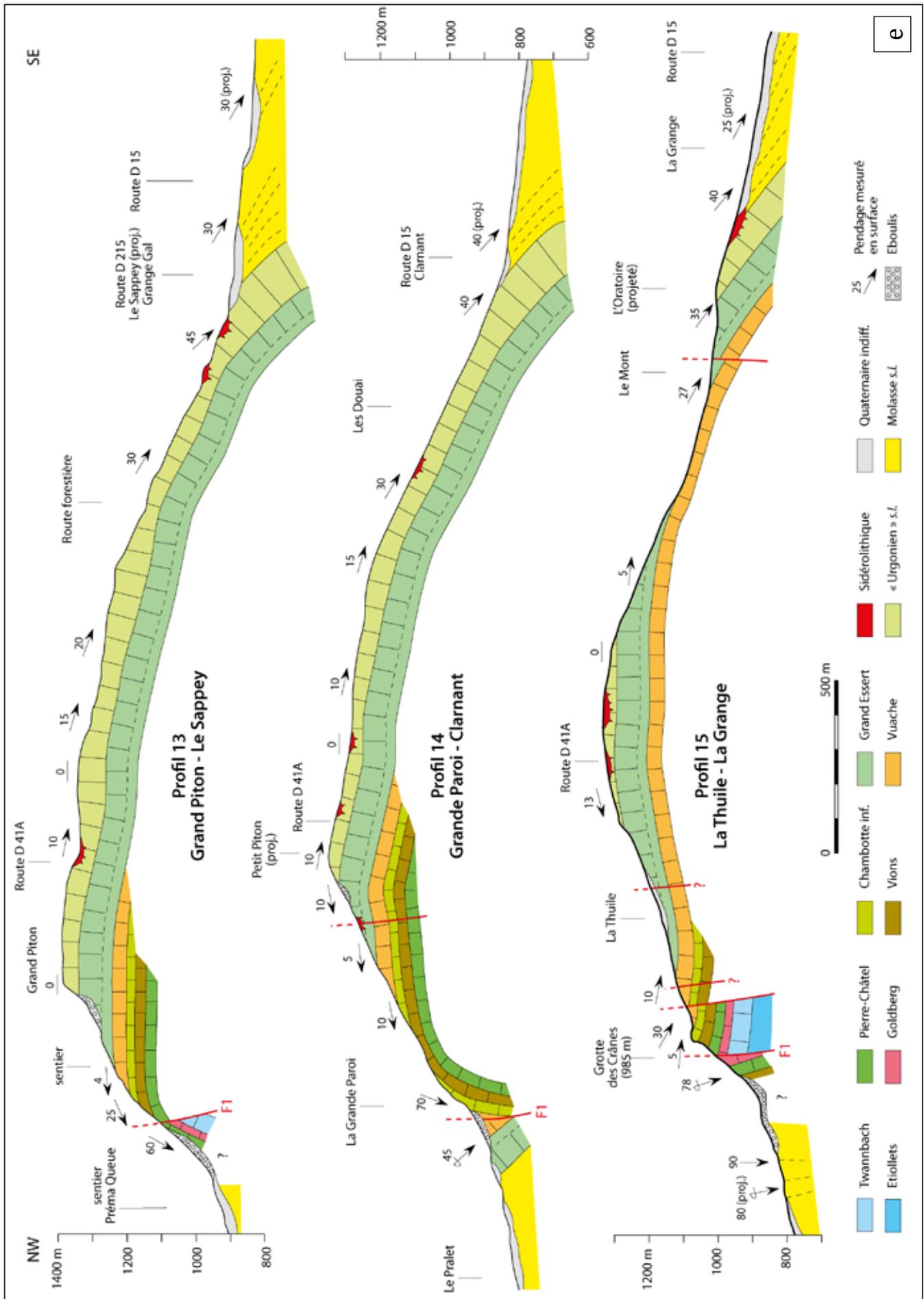


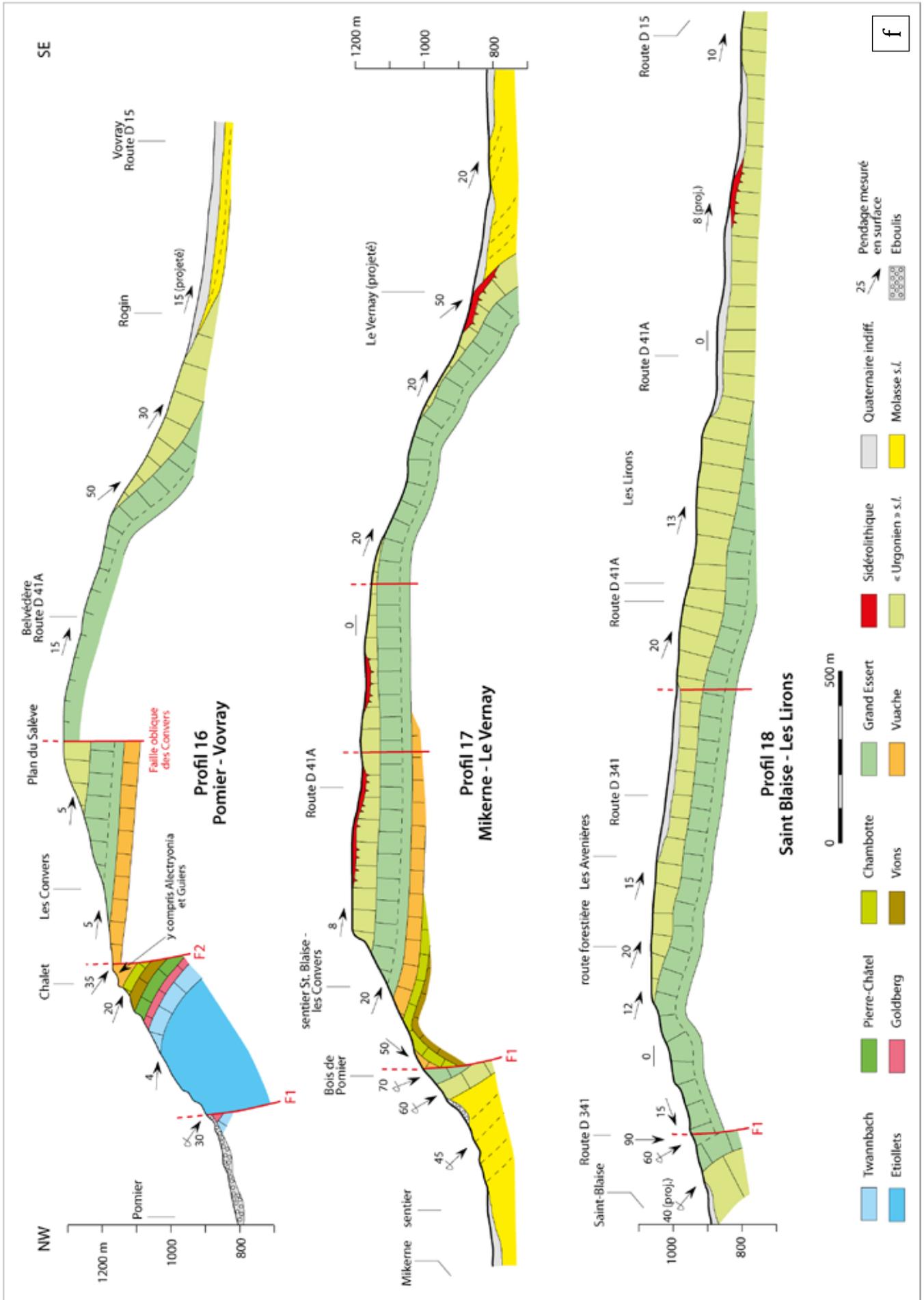




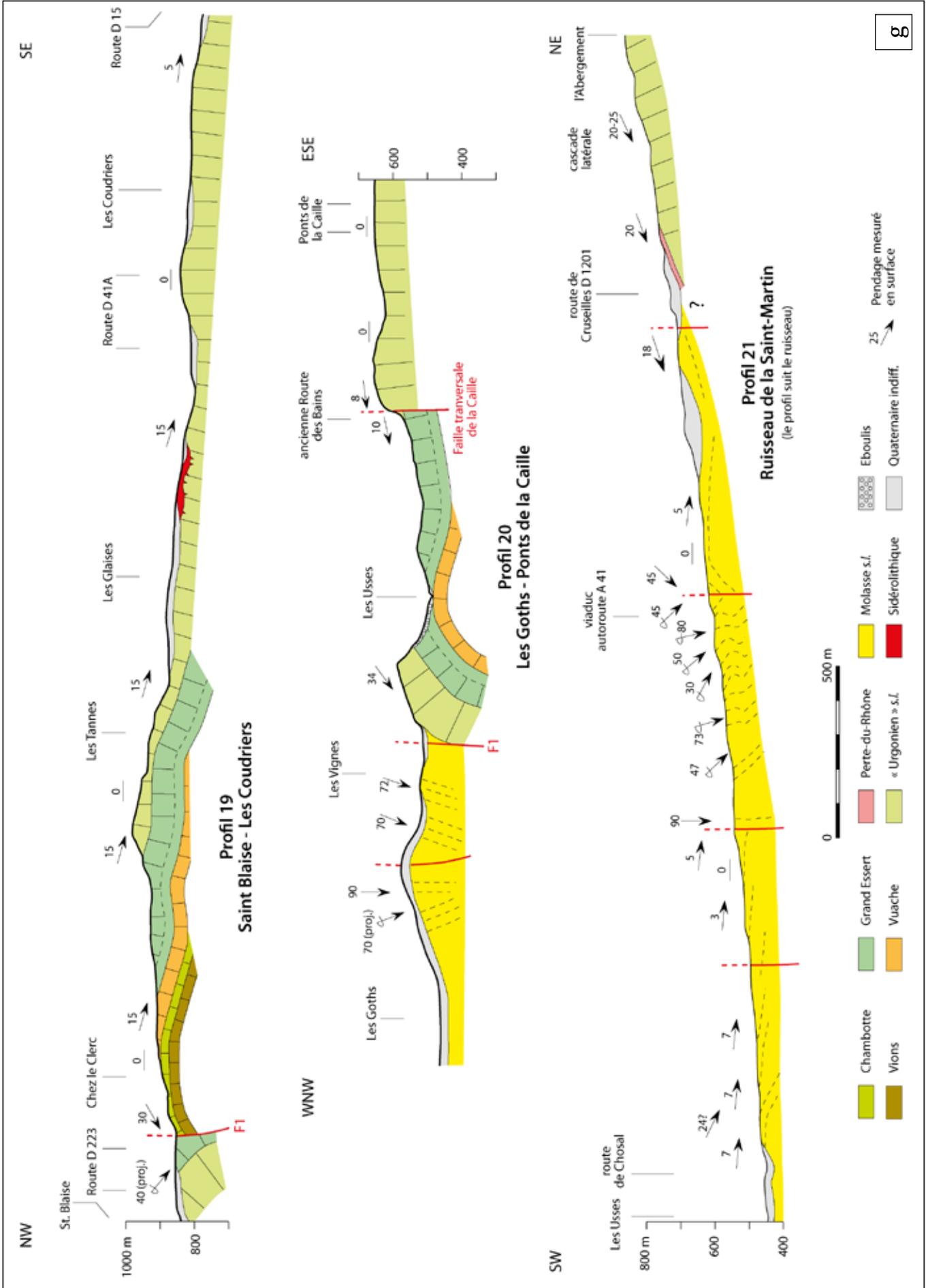
C







f



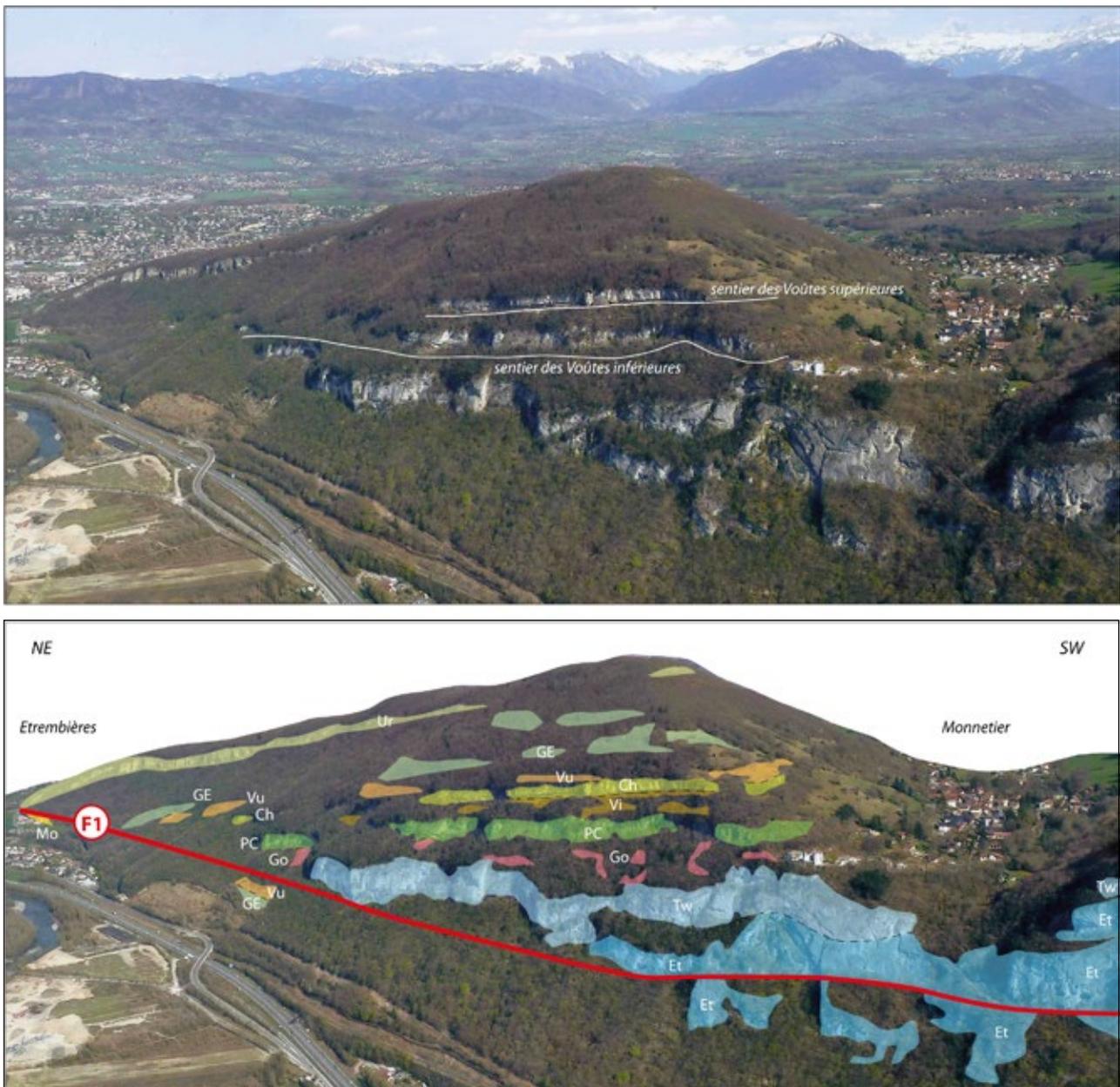


Fig. 51 : En haut, photo aérienne du versant NW du Petit Salève et du vallon de Monnetier montrant le plongement axial du Petit Salève vers le NE. En bas, photo interprétée. Les barres calcaires des formations des Etiollets (Et), du Twannbach (Tw), de Pierre-Châtel (Pc), de la partie supérieure de Vions (Vi), de la partie basale du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte (Ch), et de la partie inférieure des « Calcaires urgoniens » (Ur) contrastent avec les zones plus marno-gréseuses végétalisées de la Formation du Goldberg (Go), de la partie inférieure des formations de Vions (Vi) et du Grand Essert (GE). Mo : Molasse.

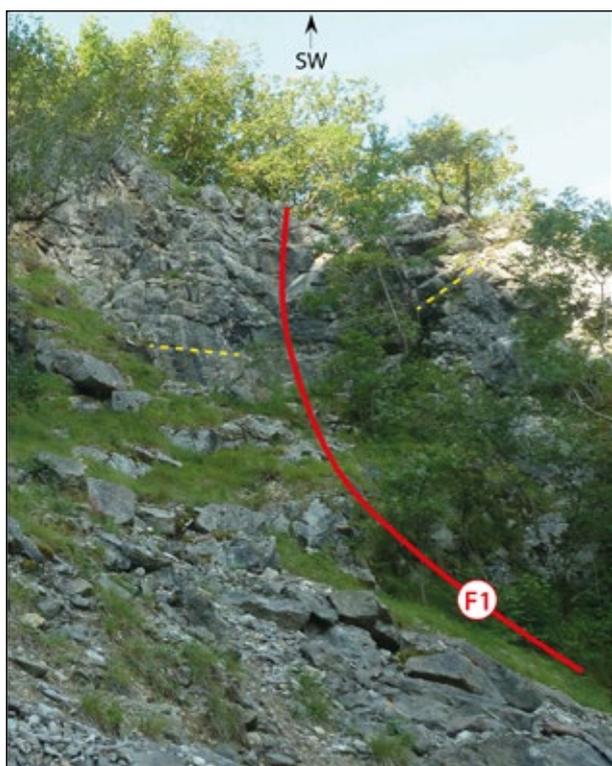


Fig. 52: Faille longitudinale F1 orientée NE-SW dans l'Urgonien blanc *auct.* de l'ancienne carrière située à l'extrémité NE du Petit Salève.

un peu en retrait sur rive droite, les vestiges d'anciennes exploitations de travertins déjà signalées par Favre (1867, I: § 242) sont encore visibles aujourd'hui. En contrebas du sentier qui côtoie d'anciennes constructions, affleurent des calcaires sombres finement quartzeux et glauconieux caractéristiques du Membre d'Hauterive (Formation du Grand Essert) et non pas de la Formation du Goldberg, comme c'est indiqué sur la carte de Lombard & Paréjas (1965).

En remontant le sentier parallèle au ruisseau des Eaux-Belles, apparaît la résurgence d'Aiguebelle (478 m) qui sourd dans les marno-calcaires de la partie inférieure de la Formation du Grand Essert, avec des pentages 70° NW. Puis, un petit chemin en provenance d'un réservoir longe à 490 m des calcaires roux bioclastiques peu grésio-glauconieux de la Formation du Vuache avec un pendage 80° NW, qui appartient au flanc NW redressé de l'anticlinal du Petit Salève. Ils sont bordés par la faille longitudinale F1, qui les sépare des marno-calcaires (Fig. 53, profil 2 de la Fig. 50a). Cette faille ne figure ni sur l'ancienne photo interprétée de Joukowsky & Favre (1913, pl. VII), ni sur les cartes de leurs successeurs.

A environ 500 m plus au SW du ruisseau des Eaux-Belles, une ancienne carrière exploitée lors de la construction de l'autoroute A40 a mis à jour des couches subverticales, qui nous ont fourni des ammonites (*Lyticoceras nodosoplicatum*) et des échinides (*Toxaster retusus*) de l'Hauterivien inférieur. Ces affleurements correspondent à l'extension latérale en direction du SW de la Formation du Grand Essert susmentionnée le long du ruisseau des Eaux-Belles. Au sommet de la carrière affleuraient au moment de son exploitation quelques bancs de calcaires roux (Formation du Vuache), également subverticaux à peu renversés.

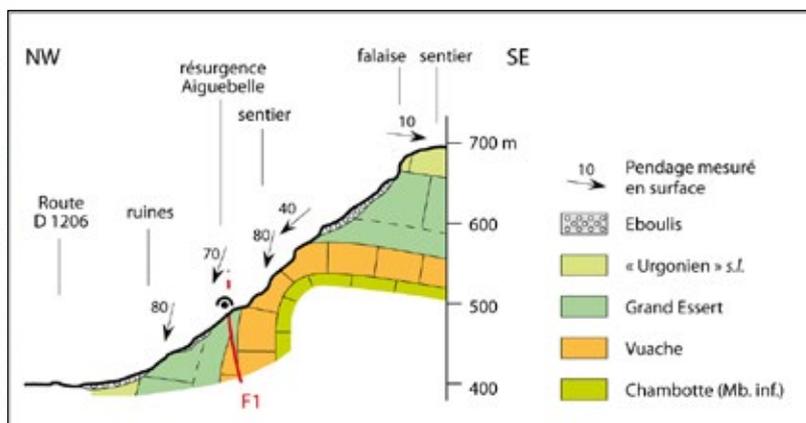


Fig. 53: Au-dessus de la résurgence d'Aiguebelle (Petit Salève), la faille longitudinale F1 met en contact la Formation du Vuache avec la Formation du Grand Essert, d'où sourdent les eaux d'Aiguebelle.



Fig. 54: Sous le château de Monnetier, la faille longitudinale F1 met en contact les couches subhorizontales de la Formation du Twannbach avec les couches plongeant vers le NW de la Formation des Etiollets.



Fig. 55: A la limite des communes d'Etrembières et de Monnetier-Mornex, la faille longitudinale F1 met en contact les couches de la Formation du Twannbach (à faible plongement vers le NW) du flanc normal de l'anticlinal du Petit Salève avec celles, subverticales à renversées, de la Formation du Vuache (flanc inverse de l'anticlinal).

Au-delà de la résurgence d'Aiguebelle en direction des Voûtes, le sentier est tracé dans la Formation du Vuache qui le domine. En-dessous du sentier, le flanc normal de l'anticlinal est représenté successivement, de haut en bas, par les terrains du Membre inférieur de la Chambotte, des formations de Vions, de Pierre-Châtel, du Goldberg (autrefois exploitée en carrière) et du Twannbach, le tout formant des barres rocheuses ou des vires arborisées caractérisant la partie inférieure de la façade du Petit Salève. Ces formations s'abaissent vers le NE, en raison du plongement axial. Elles disparaissent obliquement les unes après les autres du SW au NE derrière la faille F1, qui longe le pied des falaises. Ainsi, à l'aplomb du château de Monnetier (ou de l'Hermitage), la faille longitudinale F1 (Fig. 54) met en contact la Formation du Twannbach subhorizontale (flanc normal) avec celle des Etiollets subverticale (flanc redressé). Plus au SW, à la limite des communes d'Etrembières et de Monnetier-Mornex, la faille longitudinale F1 met en contact la Formation du Vuache avec celle du Twannbach (Fig. 55). La carte de Joukowsky & Favre (1913) ainsi que celles de leurs successeurs ne reflètent pas la structure géologique du Petit Salève du fait qu'ils n'avaient pas reconnu l'importance de la faille longitudinale F1, pourtant trait majeur du versant NW du Salève.

Les failles F2

Les failles longitudinales F2a et F2b sont repérables au sentier des Voûtes inférieures, quelques 300 m au NE du château de Monnetier. La faille F2a est à l'origine du Trou (ou Gouffre) du Diable situé à une vingtaine de mètres en contrebas du sentier, à l'altitude de 580 m (Figs 56, 57). Il s'agit d'une véritable crevasse, dont seuls les premiers 65 m étaient accessibles avant qu'elle ne soit obstruée lors d'un éboulement en 1954.

Plus au NE, à la hauteur du sentier des Voûtes inférieures, une zone affaissée et disloquée (Fig. 58) est sans doute due au passage de la faille F2b (Fig. 50a, profil 3). En effet, alors que de part et d'autre de cette zone les plongements avoisinent 10°SE, les bancs calcaires de la Formation de Pierre-Châtel s'inclinent à 30°SE. Cette dislocation correspond probablement à la « faille longitudinale a de la paroi du Petit Salève » décrite par Joukowsky & Favre (1913 : 361 ; pl. XII, profil 2).

Au-delà de la zone disloquée, le sentier des Voûtes inférieures, dont le surplomb est formé par des bancs calcaires de la Formation de Pierre-Châtel, se poursuit vers le SW et repose sur les terrains plus altérables de la Formation du Goldberg, sur laquelle est implanté le



Fig. 56: En contrebas du sentier des Voûtes inférieures, profonde crevasse (= Gouffre ou Trou du Diable) orientée NE-SW, correspondant au passage de la faille F2a dans la Formation du Goldberg. Un éboulement survenu en 1954 en interdit désormais l'accès visible comme le montre cette ancienne photo de journal (Collection G. Lepère).

château de Monnetier. A la hauteur de celui-ci, on rejoint la faille notée par Lombard & Paréjas (1965). Les deux failles F2a et F2b se prolongent vers le SW en direction du vallon de Monnetier. Leurs traces sont visibles en amont du tunnel de l'ancienne voie ferrée.

Du château de Monnetier jusqu'au sommet du Petit Salève (899 m), se succèdent régulièrement toutes les formations comprises entre la Formation du Goldberg et l'Urgonien blanc *auct.* (Fig. 51). Les bancs calcaires blanchâtres subhorizontaux de la Formation de Pierre-Châtel, d'une épaisseur avoisinant une trentaine de mètres, affleurent juste au-dessus du château. Au-dessus pointent quelques bancs de calcaires plus ou moins gréseux très bioturbés de marno-calcaires à patine rougeâtre à jaunâtre, caractéristiques de la Formation de Vions, mieux

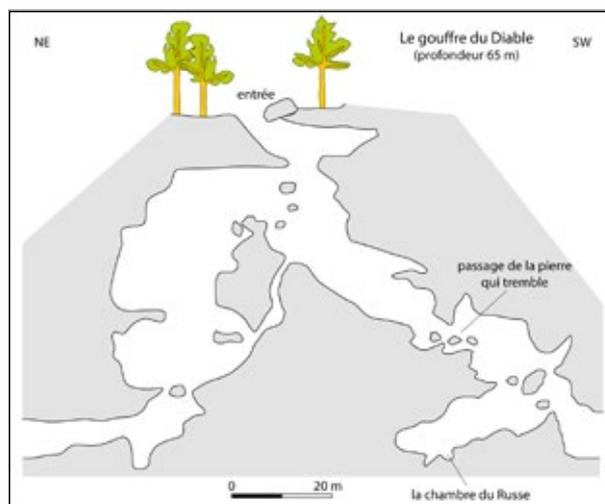


Fig. 57: Coupe du Gouffre (ou Trou) du Diable d'après Amoudruz & Roth (*in* Pittard, 1979), modifié.



Fig. 58: Secteur affaissé (zone disloquée) dans les couches subhorizontales de la Formation de Pierre-Châtel, sur le sentier des Voûtes inférieures, à 500 m au NE du château de Monnetier.

représentée en falaise le long du sentier en cul-de-sac des Voûtes supérieures. Des bancs calcaires du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte forment un surplomb. Plus au SE, ces calcaires furent exploités dans la carrière du Platet.

Plus haut, apparaissent quelques bancs de calcaires bioclastiques roux (Formation du Vuache), surmontés par des affleurements sporadiques de roches typiques des Membres d'Hauterive (à 820 m) et de Neuchâtel (à 845 m), pénétrées irrégulièrement par les Grès sidérolithiques. Enfin, au-dessous du Camp des Allobroges, une petite falaise de calcaires oolithiques blanchâtres à jaunâtres («oolithe caviar») caractéristiques de l'Urgonien jaune *auct.* est couronnée par les premiers bancs de calcaires bioclastiques blancs de l'Urgonien blanc *auct.*, sur lesquels les Allobroges avaient installé un oppidum.

3.2.3. Versant SE

Le versant SE de l'anticlinal du Petit Salève est constitué par une carapace calcaire (Urgonien jaune *auct.* et Urgonien blanc *auct.*) partiellement ravinée et recouverte par les Grès sidérolithiques, les Poudingues de Mornex et, plus en aval, par la Molasse rouge *auct.* La couverture végétale ne laisse apparaître que peu d'éléments structuraux majeurs, sauf dans le secteur compris entre Mornex et le vallon de Monnetier.



Fig. 59: Réseau de failles longitudinales dans les bancs calcaires de l'Urgonien blanc *auct.* le long de la D41A, entre Mornex et le réservoir à l'E de Monnetier.

Mastrangelo *et al.* (2013 : 259) ont mis en évidence sur le versant SE du Salève un réseau de failles orienté NE-SW. Or, tous les profils existants jusqu'ici montraient une parfaite continuité géométrique entre les couches crétaées du flanc SE du Petit Salève et celles du Plateau des Bornes, comme l'avaient dessiné Joukowsky & Favre (1913, pl. XII) et ses successeurs. Ce n'est pas le cas puisque Mastrangelo *et al.* (2013 : 259) ont démontré que le flanc SE du Petit Salève était affecté par des plans de failles parallèles à l'axe du pli et visibles dans les calcaires de l'Urgonien blanc *auct.* (Fig. 59), le long de la D41A reliant Mornex à Monnetier, entre 600 et 620 m d'altitude. Ce réseau de failles longitudinales se prolonge au-delà du réservoir situé dans le coude de la route D41 à 630 m d'altitude, en dessous de l'entrée dans le vallon de Monnetier. Il se poursuit dans l'axe du Mont des Anes, de part et d'autre de l'ancien Hôtel de Bellevue et se retrouve dans l'orientation des galeries du gouffre de Bellevue.

3.3. Vallon de Monnetier

3.3.1. Historique

Depuis de Saussure (1779-1796), l'origine du vallon de Monnetier (Fig. 60) a été débattue par de nombreux géologues sans qu'aucune théorie n'ait été jusqu'ici adoptée définitivement par l'ensemble de la communauté scientifique. La compréhension de la genèse du vallon de Monnetier s'inscrit dans celle de la genèse des vallées de l'Arve et du Rhône, ce qu'avaient déjà pressenti nos éminents prédécesseurs, comme J. A. de Luc (1818). Comme l'ont rappelé Joukowsky & Favre (1913 : 381) et plus récemment Carozzi (1990 : 11-13, 156-158), ce vallon de Monnetier a fait l'objet d'un grand nombre de publications et controverses depuis le XVIII^e siècle. Joukowsky & Favre (1913 : 359 ; pl. X, fig. 1), se basant sur leurs observations de terrain, avaient conclu que «le Petit et le Grand Salève (...) forment une seule unité au point de vue géologique, car le vallon de Monnetier qui les sépare est le résultat d'actions purement érosives». Après avoir relevé en détail la carte géologique de cette région à 1/10'000, nous souscrivons totalement à leur conclusion, qui rejoint celle de plusieurs auteurs dont Paréjas (1938 : 43) qui écrira de façon un peu péremptoire que «l'origine fluviale de la dépression [de Monnetier] est indéniable».

Sur le versant NE du vallon de Monnetier, autrefois partiellement couvert de vignes, le «lambeau morainique» signalé par Joukowsky & Favre (1913 : 354) et cité notamment par Jayet (1966), Achard & Jayet (1967), Petrus (1974), Karnay (1980), Petrus & Decrouez (1988) et Deville (1991 : 23) n'est actuellement plus décelable. Ce «cordon morainique» aurait correspondu «à un arrêt d'une branche latérale du glacier de l'Arve (...)» lors du «Petit stade de Monnetier» (Jayet, 1966) ou «stade



Fig. 60: Vue aérienne du vallon de Monnetier avec failles transversales (à très faibles rejets) et longitudinales; la faille F3 est accompagnée par un kink dans l'Urgonien blanc *auct.*

de Monnetier» (Achard & Jayet, 1967). A ce propos, rappelons que lors d'une excursion de la Société géologique de France au Salève, Favre avait signalé dans le vallon de Monnetier les restes d'un «manteau glaciaire qui recouvre des roches fréquemment polies et striées» (Didelot & Favre, 1874-1875 : 755). Pour plus de détails, nous renvoyons le lecteur à l'historique exhaustif de Deville (1991 : 16-25). Seuls subsistent des blocs erratiques majoritairement granitiques et gneissiques, à l'exception «d'un très gros bloc calcaire appelé la Pierre à Corbeaux» à 761 m (Petrus, 1974).

Plus récemment, Deville (1991 : 16-25), après avoir rappelé les diverses interprétations de la genèse du vallon de Monnetier, concluait (p. 25) que «l'hypothèse de l'origine tectono-glaciaire du vallon de Monnetier» lui semblait «plausible». Il se basait notamment sur la présence de «plusieurs fractures transversales, légèrement obliques par rapport à la structure du Salève, orientées N80°W (ou 100°)» dont l'une d'elles «est marquée par un filon de calcite d'une puissance de plus d'un mètre par endroits». En réalité, il ne s'agit pas d'un seul filon de calcite d'épaisseur métrique, mais de plusieurs filons beaucoup moins épais dont l'orientation est oblique par

rapport à celle du vallon de Monnetier. En revanche, sur le flanc SW du vallon, dans le talus de la D41 reliant Monnetier à la station supérieure du téléphérique, aux altitudes 820 et 850 m, des stries horizontales dirigées dans l'axe du vallon affectent quelques bancs calcaires du Membre du Guiers et du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte.

Deville (1991 : 21) s'appuyait sur la carte de Lombard & Paréjas (1965) pour «confirmer» son hypothèse «tectono-glaciaire». Or, leur carte géologique ne montre aucune faille dans le vallon de Monnetier. Sur le dessin de Deville (1991 : 19, fig. 18) les failles passent dans des zones boisées et ne sont donc pas visibles. Les deux coupes géologiques du vallon de Monnetier présentées par Deville (1991 : 21, figs 20a et b) ne reflètent pas nos propres observations sur le terrain. De plus, elles ne sont pas en accord avec les conclusions des études hydrogéologiques de Savoy & Coppo (2008, 2012) et de Savoy (2013).

3.3.2. Flanc NE du vallon de Monnetier

Plusieurs carrières aujourd'hui abandonnées sont encore visibles dans le vallon de Monnetier, dont celle du Platet dans le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte (au NNW du vallon), celle de la Cabuse dans la Formation de Vions (sur le chemin reliant Monnetier au Platet) et celle de la Ripette dans la Formation de Vions et dans le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte (près des Blanchets).

3.3.3. Flanc SW du vallon de Monnetier : la « Grande carrière »

Les célèbres carrières de Monnetier (ou « Grande carrière »), illustrées par Joukowsky & Favre (1913, pl. X, fig. 1), ont fait l'objet de plusieurs études et ont fourni de très nombreux fossiles dont le fameux *Heterodiceras luci* récolté en 1771 par de Luc (Zaninetti *et al.*, 1988 : 44). La vue complète (Fig. 22) du flanc SW du vallon de Monnetier permet de corréliser les affleurements découverts par ces carrières et ceux des talus de la D41 entre Monnetier et le Chalet de la Croix.

Bien qu'elles soient séparées par des lacunes d'observation de plusieurs mètres, Joukowsky & Favre (1913 : 331, fig. 9) avaient déjà établi une coupe synthétique des formations berriasiennes *p. p.* D'après Zaninetti *et al.* (1988 : 49), ces trois exploitations entaillaient, de haut en bas : le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte (carrière supérieure), la partie supérieure de la Formation de Vions (carrière moyenne), les parties basale de la Formation de Vions et supérieure de la Formation de Pierre-Châtel (carrière inférieure). Citons encore une ancienne carrière dans la Formation de Vions dans le prolongement SE de la « Grande Carrière », au-dessus du cimetière de Monnetier-Mornex.

A relever que la partie inférieure de la Formation de Pierre-Châtel exploitée au XVII^e siècle et où G.-A. de Luc (et non J.-A. de Luc) avait recueilli *Heterodiceras luci* en 1771, n'était plus visible (recouverte de remblais) à l'époque où Joukowsky & Favre (1913) ont écrit leur monographie sur le Salève et ont fait la photo de leur planche X. Nous l'appelons « carrière basale » (ou « carrière 0 ») pour éviter toute confusion avec la nomenclature de Joukowsky & Favre (1913). Comme l'indiquent ces auteurs (pp. 329-330, fig. 8), les trois formations exploitées dans les carrières de Monnetier affleurent dans de meilleures conditions à la Grande Varappe, mais sont difficilement accessibles (Fig. 31). A Monnetier, « les bancs situés entre les différentes carrières ne peuvent pas très aisément être raccordés avec les autres » (Joukowsky & Favre, 1913 : 329) ; c'est encore le cas aujourd'hui.

Citons encore dans le prolongement SE de la « Grande carrière », une ancienne exploitation dans la Formation de Vions entre les sections inférieure et supérieure de la route D41.

3.3.4. Le gouffre de Bellevue et le bassin des Eaux-Belles

Au SE du vallon de Monnetier, à mi-chemin entre le cimetière et l'ancien Hôtel Bellevue, un gouffre (Figs 61, 62) découvert en 1888 (Pittard, 1979 : 62) à la suite d'une crue exceptionnelle, qui fit refouler de l'eau dans un champ avoisinant, a déjà fait l'objet de nombreuses publications, dont la plupart sont mentionnées par Collin (2012). D'après cet auteur « en mars 1953, Haegi & Christinat réalisent un traçage au sel qui montre que le gouffre de Bellevue communique avec la source des Eaux-Belles ». Cette découverte constitue un solide argument pour les partisans de l'interprétation de l'origine fluvio-glaciaire du vallon de Monnetier et non pas tectonique. En effet, si une faille était à l'origine du vallon, les eaux du gouffre de Bellevue suivraient cette fracture et s'écouleraient dans la région du Pas de l'Echelle ou sur le versant SE du Petit Salève. En outre, les relevés spéléologiques récents indiquent que le réseau de galeries s'étend dans l'axe du pli du Salève.

Le fond du gouffre de Bellevue, d'au moins 160 m de profondeur (Collin, 2012), atteint les bancs calcaires de la base du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte, voire éventuellement du sommet de la Formation de Vions (Fig. 61).

3.4. Le Grand Salève entre le vallon de Monnetier et le décrochement du Coin

Joukowsky & Favre (1913, pl. VII) ont illustré la géologie de la face NW du Grand Salève à partir d'une photo prise depuis Grange Collomb (Carouge, canton de Genève) où figurent les imposantes parois du Grand Salève entre le vallon de Monnetier et le Coin. Ces illustrations sont complétées dans leur monographie par des photos et des dessins (pl. X, figs 2, 3 ; pl. XI, figs 1, 2) ainsi que par les profils 3 à 10 (pl. XII), commentés (pp. 363-366). Dans cette partie du Grand Salève, ces auteurs avaient déjà reconnu 5 failles longitudinales : e, g, b, b', h et avaient dessiné des plans de failles verticaux à subverticaux, sauf pour la faille e. En effet, entre leurs profils 5 à 8, ils avaient représenté le plan de la faille e avec un plongement de 60° à 20° vers le SE, ce qui confère un caractère nettement chevauchant à l'anticlinal du Grand Salève. Ruchat (*in* Amberger *et al.*, 1988, fig. 5, p. 27) avait repris ce concept dans ses profils 2 et 3.

Les failles longitudinales et transversales (soulignées par d'importants filons de calcite) du versant NW du Grand Salève (Figs 63, 64) ont facilité une importante érosion karstique pendant plusieurs millions d'années, dès la fin du Crétacé. C'est ce qui explique la présence de nombreuses grottes, telles celles du Seillon, des Sablons et de l'Ours. Comme l'a fait remarquer Sartori (communication écrite, 2022), « les failles longitudinales du versant NW seraient des paléofailles qui ont été réactivées lors de la déformation alpine. Leur présence et leur orienta-

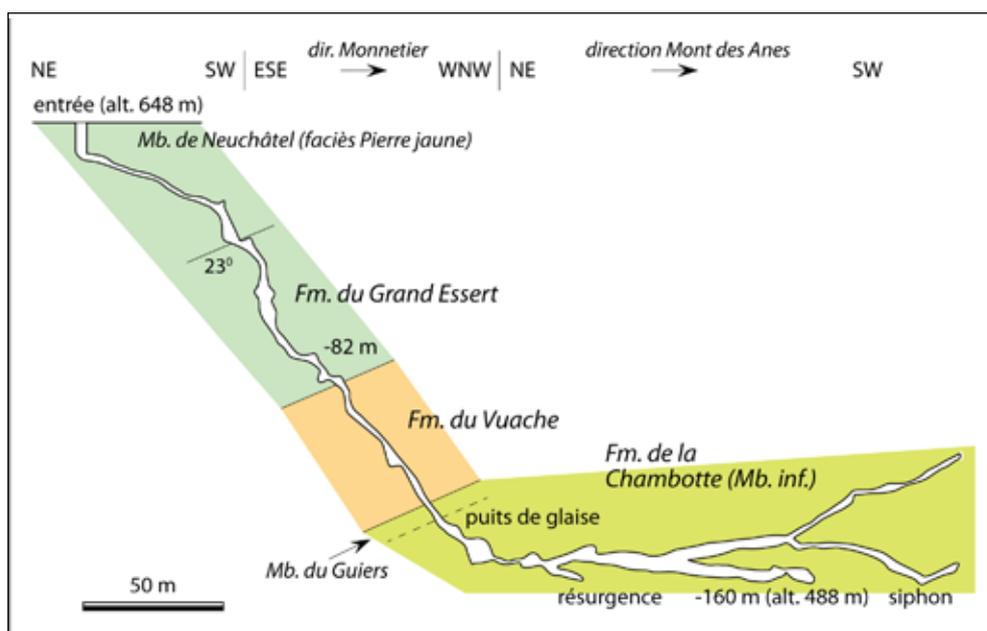


Fig. 61 : Gouffre de Bellevue. Coupe topographique d'après Collin (2012), peu modifiée; interprétation stratigraphique.



Fig. 62 : Collecteur souterrain du Gouffre de Bellevue. Galerie en joint de strate à la base du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte (photo L. Savoy).

tion auraient peut-être conditionné la position du pli frontal de l'anticlinal. Le rejet particulier qu'elles montrent (extrusion de l'étroit compartiment situé entre les failles F1 et F2) résulterait de l'intense compression subie par ces structures subverticales préexistantes passivement impliquées dans les déformations du front du pli».

Entre le vallon de Monnetier et la Grande Gorge, le plongement axial de l'anticlinal du Grand Salève qui atteignait 10° vers le NE au Pas de l'Echelle, ne dépasse pas 1 à 2° près de la Grande Gorge (Figs 63, 64). Les profils 4 à 6 (Fig. 50b) de cette partie du Grand Salève, tout comme ceux de Joukowsky & Favre (1913, profils 3 à 10, pl. XII), ne peuvent pas mettre en évidence cette particu-

larité structurale du fait de leur orientation NE-SW. La culmination axiale du pli correspond approximativement au sommet de la montagne (Borne 1309 m). A partir de ce point, le plongement axial s'inverse en direction du SW. Comme le montre la carte géologique (Fig. 3), il est possible de suivre l'évolution des failles F1, F2a, et F2b identifiées au Petit Salève et présentes sur le versant NW du Grand Salève (Fig. 50b, c; profils 4 à 7). Le prolongement de ces failles au Grand Salève et plus au SW jusqu'au décrochement de Cruseilles n'apparaît pas clairement ni sur la carte de Ruchat (1959), ni sur celle de Lombard & Paréjas (1965). Du fait de leur orientation NW-SE, les failles transversales (décrochements à faibles rejets) ne sont pas représentées, mais seront décrites dans les paragraphes ci-dessous consacrés à la Petite et à la Grande Gorge.

3.4.1. Versant NW du Grand Salève

Le chevauchement F0

Pour Ruchat (1959, in Amberger *et al.*, 1988: 27-28; fig. 6a), les couches du flanc inverse de l'anticlinal du Grand Salève sont nettement renversées avec plongements vers le SE. Elles se raccorderaient sous les terrains quaternaires (groise) à celles du bassin franco-genevois grâce au plan de chevauchement F0, ou plus exactement au faisceau de failles chevauchantes détecté par la sismique. Ce dernier borde le versant NW du chaînon du Salève, bien au-delà du décrochement du Coin, comme le montre la carte géologique (Fig. 3a-c).

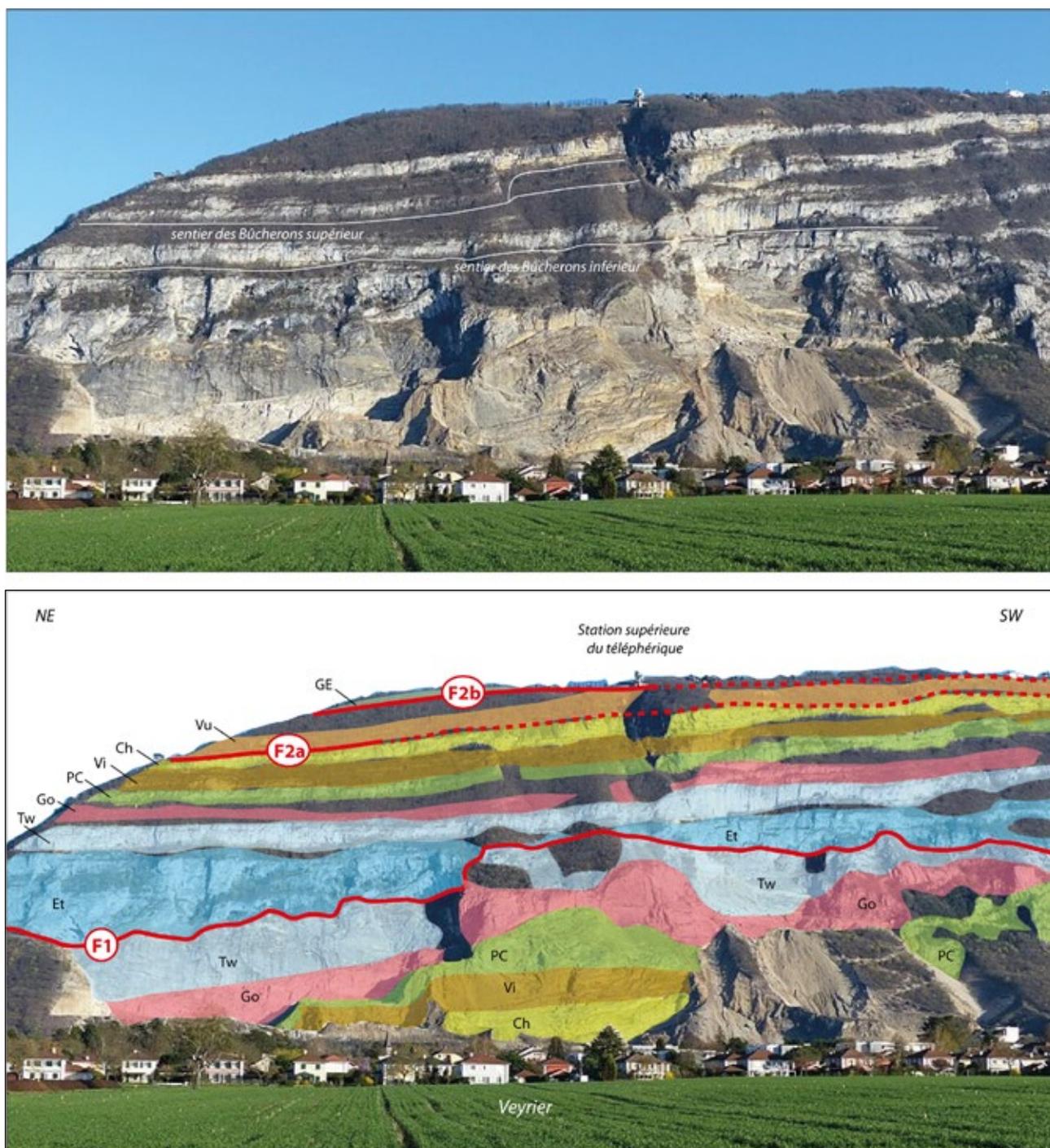


Fig. 63 : En haut, vue sur la face NW du Grand Salève entre le vallon de Monnetier (à gauche) et la Petite Gorge (à droite) ; au premier plan, carrières Chavaz Père et Fils. En bas, interprétation géologique.

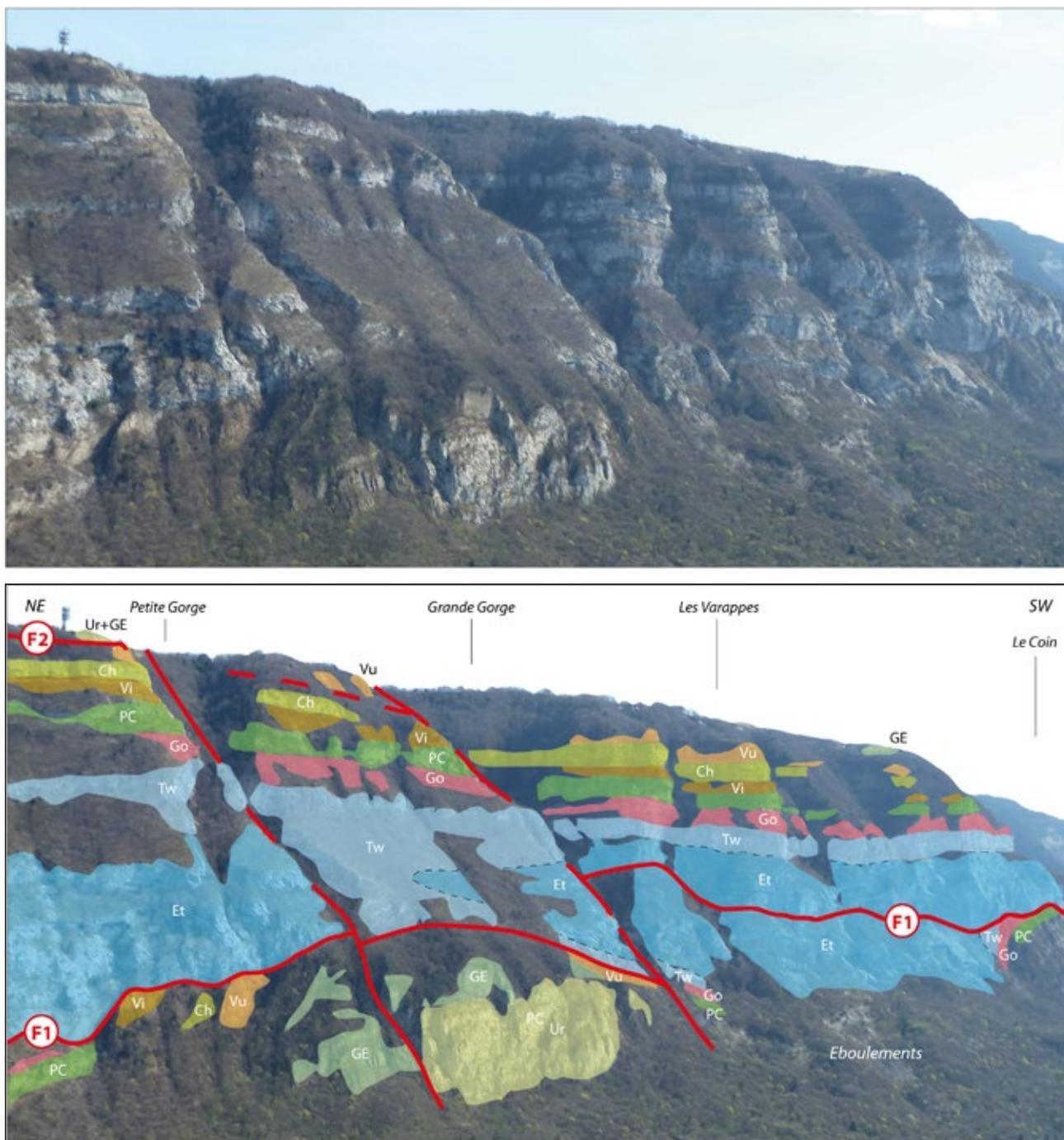


Fig. 64: En haut, vue sur la face NW du Grand Salève entre la Petite Gorge et le décrochement du Coin. En bas, interprétation géologique.

La faille F1

Dans leurs profils 4 à 8, Joukowsky & Favre (1913, pl. XII) ont dessiné, au pied de la montagne (au NW du plan de la faille ϵ), les couches du flanc inverse de l'anticlinal du Grand Salève comme étant subverticales. Nous confirmons le bien-fondé de leurs observations, facilitées aujourd'hui par l'ouverture des carrières Chavaz Père et Fils (Fig. 50b, c, profils 4 à 7; Figs 65, 66).

L'excavation des carrières s'étend actuellement sur plus de 60 hectares. Les engins d'exploitation ont décapé tous les éboulis et les dépôts quaternaires locaux (groise) et ont mis à nu les terrains mésozoïques. A mi-hauteur de la carrière, le plan de la faille longitudinale F1, ici vertical, met en contact les bancs calcaires et marno-calcaires de la Formation du Goldberg (flanc inverse) avec les calcaires périrécifaux de la Formation des Etiollets (flanc normal). Les couches subverticales des formations d'âges berriaso-valanginien et hauterivien affleurent au fond de l'excavation; Kaufmann (2001) en a fait une description détaillée. La faille longitudinale F1 est également bien visible depuis le tunnel ferroviaire (Figs 65, 66) dans le secteur NE des carrières, où elle met en contact les calcaires périrécifaux de la Formation des Etiollets (flanc normal) avec les calcaires sublithographiques de la Formation du Twannbach (flanc inverse). Lors d'une excursion commune, Sartori (communication écrite,

2020) a observé que «dans le compartiment NW de la faille F1, plusieurs rétrochevauchements plongeant de 30° vers le NW, de persistance décamétrique et de rejet plurimétrique, sont visibles dans la carrière. Ces petits rétrochevauchements peuvent accommoder le raccourcissement dans le flanc avant du pli».

Entre les carrières Chavaz Père et Fils et la Petite Gorge, la faille longitudinale F1, appelée e par Joukowsky & Favre (1913, pl. XI, figs 1 et 2; pl. XII, profils 3 à 5), visible au pied du ravin de la Petite Gorge, met en contact les terrains de la Formation du Grand Essert avec ceux de la Formation du Twannbach. Plus au SW, elle évolue en un véritable plan de chevauchement ou «pli-faille», comme l'ont dénommé nos prédécesseurs et comme le révèlent leurs deux photos prises depuis la Tour aux Milans. Effectivement, depuis le bord SW des carrières Chavaz Père et Fils, les bancs de la Formation du Twannbach de la tête anticlinale du pli du Grand Salève chevauchent les couches subverticales à renversées des formations berriaso-valanginiennes.

Le ravin de la Petite Gorge serait dû à une faille transversale orientée NW-SE, visible dans le ravin au-dessus de 800 m d'altitude, d'après la carte de Lombard & Paréjas (1965). Cette interprétation ne correspond pas totalement à celle qui figure sur la carte et les profils de Joukowsky et Favre (pl. XII, profil 5), qui n'avaient reconnu à la

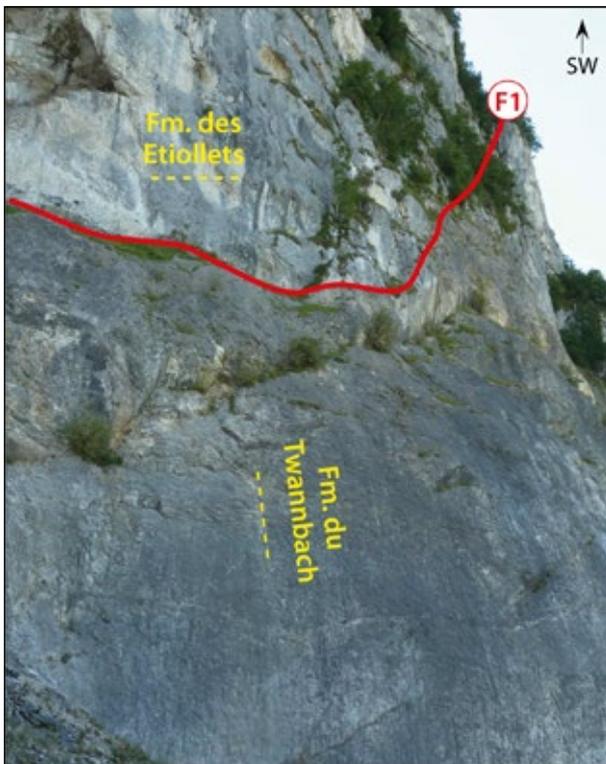


Fig. 65: A l'extrémité NE des carrières Chavaz Père et Fils, vue en direction du SW sur la faille longitudinale F1 qui met en contact les couches sub-horizontales de la Formation des Etiollets avec les bancs subverticaux de la Formation du Twannbach.

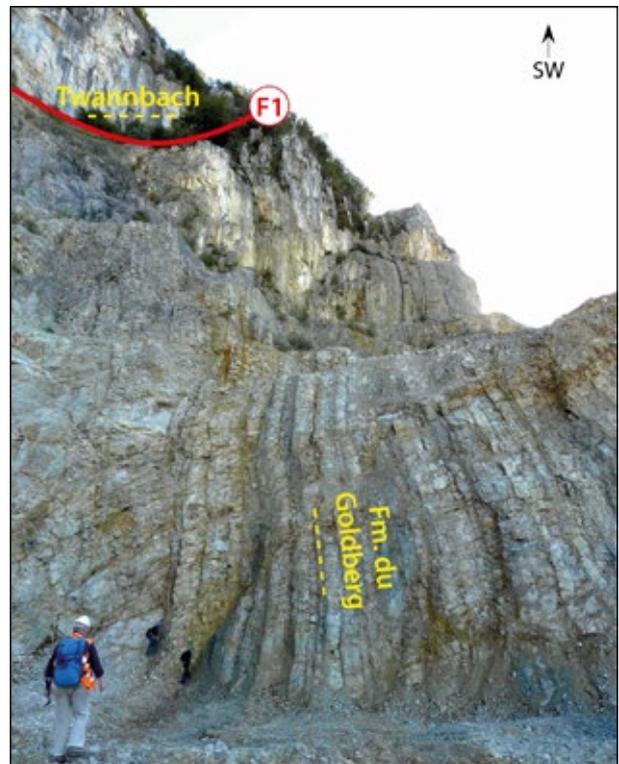


Fig. 66: Depuis le haut des carrières Chavaz Père et Fils, vue en direction du SW, sur les couches verticales de la Formation du Goldberg en contact tectonique avec la Formation des Etiollets, grâce à la faille F1.

Petite Gorge que les failles longitudinales e (= F1, ce travail) et b (= F2a + F2b, ce travail), comme le montre le profil 6 (Fig. 50 b).

Le ravin de la Grande Gorge, situé à 800 m au SW de celui de la Petite Gorge (Fig. 50c, profil 7), serait dû en partie à une «petite faille transversale» d'après Joukowsky & Favre (1913 : 365-366). Dans leur monographie, leur commentaire assez sommaire n'occupe que quelques lignes. C'est compréhensible vu la difficulté d'accès : parois, vires glissantes, chutes de pierres, etc. Sur leur carte géologique, le tracé des failles laisse dubitatif, bien que leurs observations restent précieuses et mériteraient une interprétation plus poussée. Ainsi, ces auteurs parlent de «fissures» dont l'une d'elles est remplie par un filon de calcite de 3,50 m d'épaisseur et «dont les stries, plongeant de 3 à 10° vers le SE, indiquent un mouvement de décrochement presque horizontal», postérieur au remplissage de la fracture.

Pour Lombard & Paréjas (1965), le canyon de la Grande Gorge correspondrait à un important décrochement sénestre. Cette interprétation séduisante n'a pas pu être confirmée par nos observations de terrain. Bien que traversée par un sentier de randonnée, cette gorge, située près de la culmination axiale du Grand Salève, se révèle morphologiquement et structurellement plus complexe que l'on pourrait le penser. Charollais & Deville (*in* Charollais & Badoux, 1990 : 40-42) ont rédigé une description géologique détaillée des terrains recoupés par le sentier de la Grande Gorge, sans en aborder les problèmes structuraux. Le profil 7 (Fig. 50c) et la carte géologique (Fig. 3a) complètent ce descriptif.

Le flanc normal de l'anticlinal du Grand Salève est séparé de son flanc subvertical par le plan de faille F1 masqué sous la groise (Fig. 50c). Au pied de la Grande Gorge, au-dessus de la Saisiaz, affleurent successivement (flanc subvertical de l'anticlinal) : la Molasse rouge *auct.* (entre 615 et 680 m), l'Urgonien blanc *auct.* recouvert par les Grès sidérolithiques (entre 680 et 750 m), la Formation du Grand Essert (entre 750 et 840 m) et la Formation du Vuache (entre 840 et 850 m). A 850 m d'altitude, la faille F1 met en contact les calcaires roux de la Formation du Vuache du flanc subvertical avec les calcaires micritiques de la Formation du Twannbach du flanc normal.

Entre la Grande Gorge et le décrochement du Coin, Joukowsky & Favre (1913, pl. XII, profils 7 à 10) n'ont reconnu que deux failles : la faille longitudinale principale du Salève, qu'ils ont nommée «faille-flexure du Saut-Gonet», et une seule faille transversale («faille de la grotte de la Mule»), alors que Lombard & Paréjas (1965) ont reporté 4 failles transversales sur leur carte géologique. Pour Joukowsky & Favre (1913 : 366) les «fissures transversales» sont des «accidents de fort peu d'importance», avis que nous partageons. En revanche, pour leurs successeurs, elles correspondraient à des cassures qui seraient à l'origine des ravins du Sarrot, de la Varappe et du Palavet et se prolongeraient jusque sur le sommet du Grand Salève.

La «faille-flexure du Saut-Gonet» naît sur la rive gauche de la Grande Gorge et «s'éteint brusquement au-dessus du Coin» (Joukowsky & Favre, 1913 : 364), décalée vers le SE par le décrochement du Coin (Fig. 67). Remarquablement dessinée sur leur panorama de la planche VII, nous l'avons identifiée à la jumelle, mais nous ne l'avons pas suivie sur le terrain. Ces auteurs notaient que cette «faille-flexure» (= F1, ce travail) mettait en contact les couches horizontales de «sa lèvres surélevée» avec des couches verticales de «sa partie affaissée». En outre, ils relevaient l'absence de toute trace de tête anticlinale et la présence d'une brèche à ciment rouge et/ou d'un grès siliceux à faciès «sidérolithique» dans le plan de la faille-flexure.



Fig. 67 : A l'extrémité NW du miroir du décrochement du Coin, la faille longitudinale F1 met en contact les couches subverticales à renversées de la Formation du Goldberg avec les bancs calcaires subhorizontaux de la Formation des Etiollets.

Les failles F2a et F2b

Les failles longitudinales F2a et F2b (= failles b et b' de Joukowsky & Favre, 1913 ; pl. XII, profils 4 à 6) traversent le vallon de Monnetier près du Pas de l'Echelle et se prolongent sur la bordure sommitale du versant NW du Grand Salève au-delà de la Grande Gorge, jusqu'au décrochement du Coin (Fig. 50a-c ; profils 3 à 8). Au Chalet de la Croix (888 m), au virage en épingle à cheveux de la D41 (Fig. 50b, profil 4), la faille F2b, qui

passé à une vingtaine de mètres au SE du Chalet, met en contact les bancs de calcaires blancs à faible pendage vers le NE (Membre inférieur de la Formation de la Chambotte) avec les calcaires roux de la Formation du Vuache. Le compartiment NW est monté par rapport à celui du SE. Visible au NW du chalet, le plan de la faille F2b parallèle à celui de la F2a comporte des stries qui prouvent le basculement des couches du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte vers le SE.

La faille F2b de la Petite Gorge, reconnue depuis le XIX^e siècle (Lory, 1857 : 235 ; Favre, 1867, I, § 244-245), a fait l'objet d'une longue et minutieuse description par Joukowsky & Favre (1913 : 361-363). Au sommet de la Petite Gorge (Fig. 68), le compartiment NW s'est soulevé par rapport au compartiment SE, comme l'indique le rebroussement des lèvres de part et d'autre du plan de faille rempli par des « brèches de dislocation » et des grès quartzeux rougeâtres du Sidérolithique (Joukowsky & Favre, 1913 : 362 ; pl. X, fig. 2). Cette fracture particulièrement spectaculaire correspond au prolongement de la faille F2b mise en évidence au Petit Salève (Fig. 50b, profil 6). Elle a été illustrée et commentée par Charollais & Deville (*in* Charollais & Badoux, 1990 : 21, fig. 10). Sur le panneau de la station 9 de l'itinéraire pédestre



Fig. 68 : Vue sur la faille longitudinale F2b de la Petite Gorge avec rebroussement des lèvres dû à la montée du compartiment situé au NW (à gauche) par rapport à celui au SE (à droite). Comparer avec la photo de Joukowsky & Favre (1913, pl. X, fig. 2).

géologique du Grand Salève, la genèse de cette faille est expliquée par plusieurs schémas.

A propos de la faille de la Petite Gorge, Joukowsky & Favre (1913 : 363) écrivent que le compartiment NW soulevé « par rapport au reste de la chaîne » provoque « une situation instable ». Et d'ajouter que « la trace presque disparue d'une faille parallèle à celle de la Petite Gorge, qui par éboulement de sa lèvre NW aurait donné naissance à l'escarpement actuel du Grand Salève ». Il s'agit de la trace du plan de la faille F2a, dont le compartiment NW s'est éboulé.

Le cirque de la Petite Gorge comporte trois failles longitudinales F1, F2a, F2b (Fig. 50b, profil 6) et une faille transversale qui se poursuit jusqu'au sommet de la Petite Gorge. Comme l'indiquent les vues ombrées du modèle d'altitude RGE ALTI, elle se prolonge à travers le Grand Salève jusqu'au-dessus de Luche Lapies (au NW de Naz) où elle semble recouper les failles longitudinales F3 et F4 du versant SE du Grand Salève.

Les failles F2a et F2b de la Grande Gorge, (Fig. 50c, profil 7) correspondent aux failles longitudinales b et b' de Joukowsky & Favre (1913, pl. XII, profil 6). Après avoir franchi la faille F1 à 850 m d'altitude, le sentier de la Grande Gorge traverse la tête anticlinale du Grand Salève. A 1060 m, au carrefour des sentiers de la Grande Gorge et du Solitaire, il recoupe la faille F2a qui met en contact les bancs de la Formation du Goldberg avec les terrains de la Formation de Vions au lieu-dit Creux des Feux. A noter que nous n'avons pas trouvé la trace de cette faille F2a sur le versant SW de la Grande Gorge.

Au-dessus, se succèdent à faibles pendages le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte et le Membre du Guiers (entre 1100 et 1140 m), la Formation du Vuache traversée par la faille F2b, la Formation du Grand Essert et une petite falaise en Urgonien jaune *auct.* surmontée par l'Urgonien blanc *auct.* au sommet du versant SE de la Grande Gorge à 1200 m d'altitude.

A l'altitude de 1200 m, le flanc SW de la Grande Gorge est constitué de niveaux marno-calcaires humides caractéristiques de la Formation du Grand Essert. Cette disposition résulte de mouvements verticaux. Sur les cartes géologiques de Joukowsky & Favre (1913) et de Kerrien *et al.* (1998), cette faille repérée au sommet de la Grande Gorge se poursuivrait en direction de Grange Gaby, dès la sortie du sentier de randonnée et recouperait la route D41A, à 1280 m. Lombard & Paréjas (1965) dessinent cette zone faillée au sud de Grange Passey, dans les bois des Fontenettes jusque vers 850 m d'altitude. L'absence de dolines orientées NW-SE dans les pâturages du sommet du Grand Salève ne sont pas en faveur de cette interprétation.

Depuis le sommet du versant SW de la Grande Gorge, le plan de la faille F2b orienté NE-SW, masqué par la végétation, se prolonge jusqu'à la Grotte d'Orjobet en passant par le Trou de la Tine, dont la face NW correspond très probablement au miroir de faille d'un ancien compartiment effondré (Fig. 69).

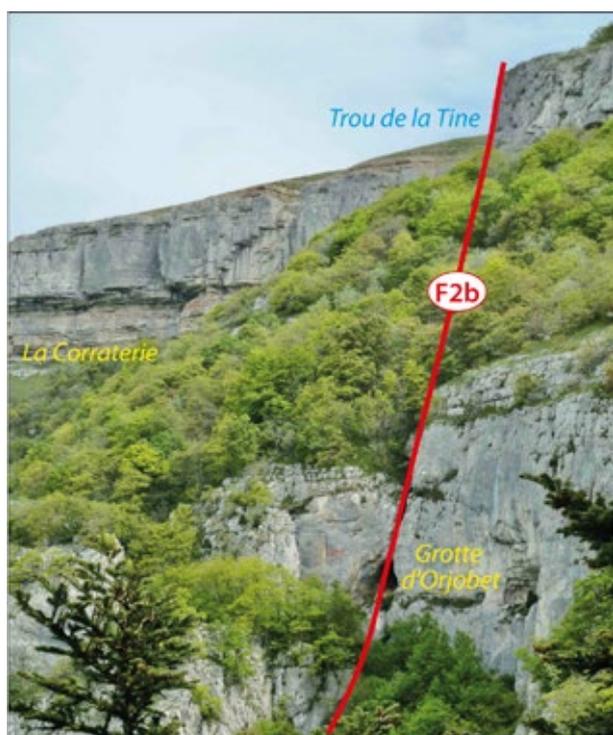


Fig. 69: Vue sur la faille F2b entre la Grotte d'Orjobet et le Trou de la Tine, dont la face NW correspond à un ancien plan de faille. Sur la photo, l'ouverture inférieure de la Grotte d'Orjobet est bien visible, ce qui n'est pas le cas pour l'orifice inférieur du Trou de la Tine.

Depuis le sommet du Grand Salève (1309 m), la vue s'étend sur les Alpes sur 250 km de largeur. La toponymie du relief alpin reportée par Lombard (1965b) et commenté par Charollais & Badoux (1990 : 25-26), figure sur trois panneaux (station 8 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève) implantés sur l'Urgonien blanc *auct.* A 200 m au NW du sommet et en contrebas de la D41A, une touffe de résineux masque les Rochers de Faverges (station 10 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève), butte constituée de Grès sidérolithiques, ici particulièrement purs et résistants à l'altération météorique.

3.4.2. Versant SE du Grand Salève

La faille de Grange Passey

Au SW de la Fontaine du Renard, Joukowsky & Favre (1913, pl. XII, profil 3) mentionnent sur leur carte géologique une faille longitudinale (δ) d'une longueur de près d'1 km, légèrement oblique à la direction de l'axe anticlinal du Grand Salève. Cette faille longitudinale dite de Grange Passey (ou Passet), située près du sommet du versant SE du Grand Salève, présenterait un très faible rejet d'une vingtaine de mètres. Ruchat (1959), Lombard

& Paréjas (1965) puis Kerrien *et al.* (1998) ne l'ont pas figurée sur leur carte. Nous sommes en accord avec leur interprétation.

Les failles F3 et F4 entre Esserts-Salève et Chez le Tournier

A 750 m au NNE d'Esserts-Salève, l'ancienne carrière (Montessuit) dans l'Urgonien blanc *auct.* recèle un pli en genou (kink ; Fig. 70) près du contact des bancs calcaires avec ceux de la Molasse rouge *auct.* fortement perturbés. Ce kink se retrouve le long de la route communale de la Croix Verte en direction d'Esserts-Salève, révélant la présence de la faille F3 (Fig. 50 b, profil 4) qui n'avait été décelée ni par Joukowsky & Favre (1913, pl. XII, profils 2 et 3), ni par leurs successeurs.

Dans le secteur de la Sauge, au-dessus d'Esserts-Salève et de Chez Drevoux, des bancs de Molasse rouge *auct.* subverticaux à renversés sont encadrés par les failles longitudinales F3 et F4 (Fig. 50b, profil 5). Comme la Molasse rouge *auct.* repose en concordance sur les bancs d'Urgonien blanc *auct.*, il est logique d'admettre la présence de kinks dans l'Urgonien blanc *auct.* sous-jacent, masqués par les éboulis et la couverture morainique. Par endroit, un petit vallon longitudinal orienté NE-SW marque le passage de la faille F3.

En amont de Naz, de Chez Jacquemoud et de Grange Rouge, à des altitudes variant de 700 à 800 m, le versant SE de l'anticlinal du Grand Salève présente la même configuration structurale que plus au NE (Fig. 50b, c ;



Fig. 70: Kink dans les calcaires de l'Urgonien blanc *auct.*, au bord SE de l'ancienne carrière Montessuit au NNE d'Esserts-Salève.

profils 6 à 8). Même si les kinks ne sont pas toujours bien visibles, leur présence est attestée par les déformations des bancs de Molasse rouge *auct.* qui reposent en concordance sur ceux de l'Urgonien blanc *auct.*

Aux Molliets, à l'altitude de 882 m (Fig. 50c, profil 9), au NE d'un bâtiment, affleurent des bancs verticaux de Molasse rouge *auct.* situés dans le prolongement de ceux des secteurs précédemment décrits. Ils correspondent à l'extension des failles F3 et F4 vers le SW.

En amont du virage à la cote 774 m de la route D48, entre La Muraz et Chez le Tournier (Fig. 50d, profil 10), la faille F4 est responsable d'un petit vallon bordé de bancs verticaux de Molasse rouge *auct.* Cette faille est décalée d'environ 250 m vers l'aval par un décrochement sénestre qui se poursuit jusqu'aux Varappes et se dédouble en direction de la Pile.

Au lieu-dit La Joie, un kink bien visible affecte les bancs calcaires de l'Urgonien blanc *auct.* (Fig. 50d, profil 11), en retrait des maisons. En amont de Chez le Tournier, un kink dans les bancs calcaires de l'Urgonien blanc *auct.* est visible sur une bonne centaine de mètres dans la forêt, avant d'être recoupé par la faille principale du décrochement du Coin. Les dépôts morainiques sur le versant SE de la chaîne des Pitons empêchent d'observer la présence éventuelle de kinks plus au SW.

3.4.3. Considérations sur l'aspect structural du versant oriental du Petit et du Grand Salève

Ces nouvelles observations relevées sur le versant SE du Petit et du Grand Salève entre Mornex et Chez le Tournier ont permis de découvrir des structures géologiques longitudinales, failles F3, F4 et kinks, jusqu'alors jamais signalées (Fig. 50b-d, profils 4-11). Pourtant, avant ces découvertes, Joukowsky & Favre (1913 : 359 ; pl. XII, profil 5) avaient déjà signalé au nord de la Mure, vers chez Cocu, «des couches du Barrémien atteignant presque la verticale et où celles de la Molasse sont même renversées», mais leur profil (pl. XII, profil 5) et leur carte géologique traduisaient mal leurs observations et leur interprétation ; de ce fait, leurs successeurs ne les avaient pas retenues. En revanche, Rigassi (1961, *in* Charollais & Lombard, 1966 : 70, fig. 6) avait déjà soupçonné ce type d'accident, mais sans pouvoir l'argumenter.

Les nouveaux traits structuraux découverts lors du relevé de la carte géologique du Salève s'accordent avec le concept d'anticlinal en genou. Cette configuration structurale pourrait notamment expliquer le sens des écoulements des Eaux-Belles dans l'axe du pli du Salève, via le gouffre de Bellevue, depuis le sommet du Grand Salève jusqu'à la résurgence d'Aiguebelle.

Les observations relevées entre Etrembières et le décrochement du Coin démontrent que le Petit et le Grand Salève correspondent à une structure de type «pli de pro-

pagation de rampe» qui développe typiquement un flanc avant («forelimb») subvertical à déversé. Le chevauchement s'est propagé jusqu'en surface («chevauchement frontal»). Les lignes sismiques existantes, quoique de faible qualité, confirment la structure générale du Salève. Le trait structural observé dans le flanc SE pourrait résulter de plusieurs causes, comme un rétrochevauchement, un changement de pendage du plan de chevauchement principal ou un serrage du pli dans une deuxième phase de déformation, et ne serait que secondaire. D'après Sartori (communication écrite, 2022), la seule analyse sur le terrain ne suffit pas à démontrer que cette portion du Salève corresponde à une structure en «pop up», comme l'avaient proposé Mastrangelo *et al.* (2013 : 262) et Mastrangelo & Charollais (2018 : 49, 50, figs 13, 14).

3.5. Le décrochement du Coin et son réseau de failles

Le miroir du décrochement sénestre du Coin est certainement un des plus spectaculaires des décrochements jurassiens. Selon Joukowsky & Favre (1913 : 366-367), cet accident orienté NW-SE comme la faille du Vuache, «a eu pour effet de pousser de 600 à 700 m vers le NW le tronçon du Grand et du Petit Salève par rapport à celui des Pitons» avec un rejet vertical du compartiment NE d'environ 80 m. Depuis la parution de la monographie de Joukowsky & Favre richement illustrée (1913, pls VII, VIII, IX ; figs 10-11), ce décrochement a déjà été cité dans maintes publications, sans qu'une étude structurale détaillée lui soit consacrée. L'amplitude du rejet horizontal du Grand Salève vers le NW par rapport au compartiment des Pitons semble atteindre 700 m entre les points cotés 696 m et 1283 m.

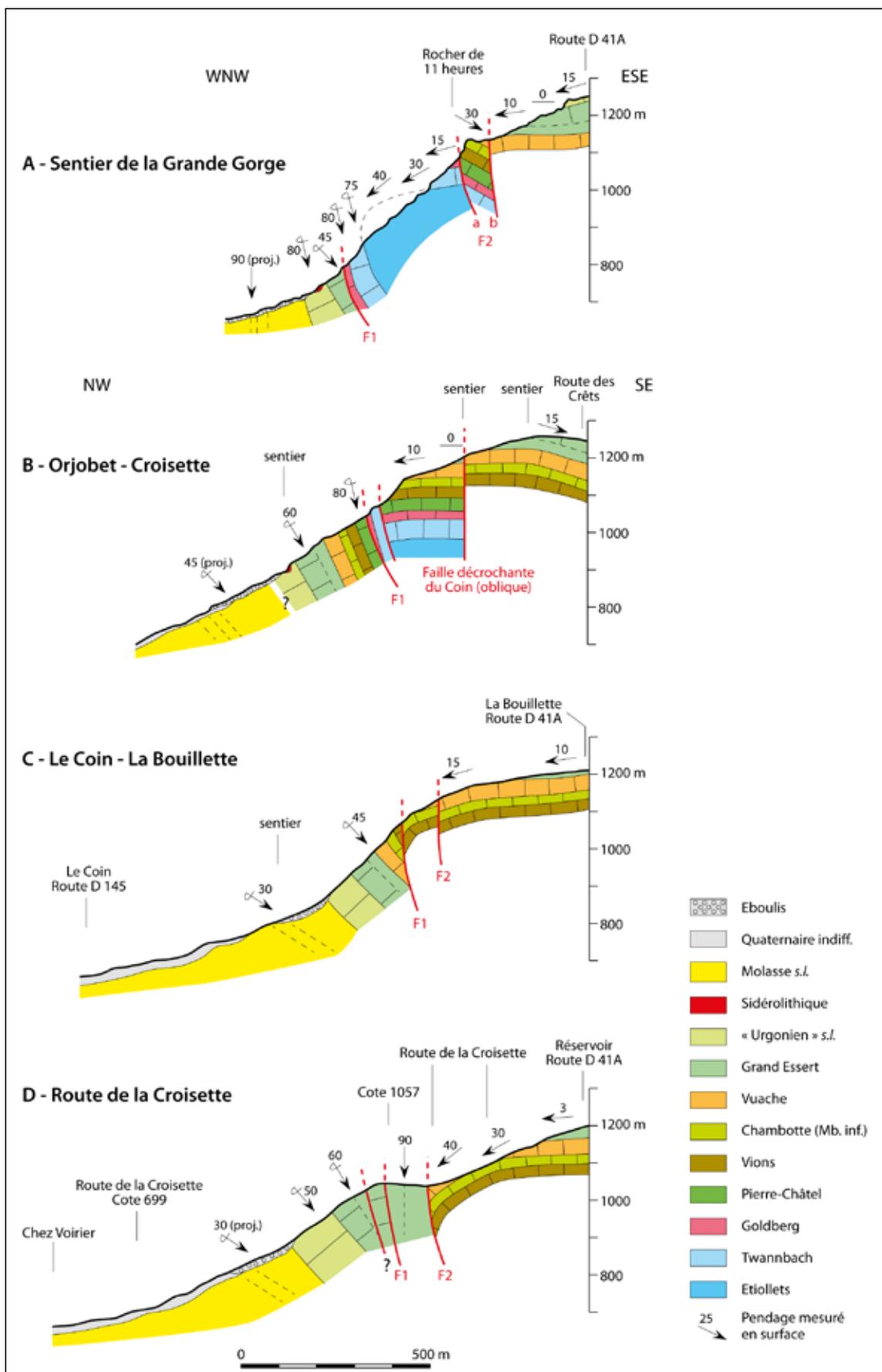
La cartographie du secteur compris entre la route D45 menant à la Croisette et le plan de décrochement du Coin (Fig. 3b) diffère fortement de celle de Joukowsky & Favre (1913) et de Ruchat (1959). En effet, le décrochement du Coin ne correspond pas à une fracture unique, comme pourraient le laisser supposer les anciennes cartes. En réalité, il s'agit d'un réseau de failles orientées NW-SE et de failles longitudinales, qui affectent le secteur compris entre le plan principal du décrochement du Coin et la route D45.

3.5.1. Versant NW du Grand Salève

Le plan du décrochement du Coin traversé par le sentier d'Orjobet à 1050 m

Depuis le parking du Coin (panneau de la station 1 du sentier pédestre géologique du Grand Salève ; altitude 960 m), la vue permet de découvrir non seulement le plan du décrochement, mais aussi la faille longitudinale F1 du Grand Salève (Figs 5 et 50d, profil 10 ; Fig. 71,

Fig. 71 : Profils à la Grande Gorge (A), à l'extrémité SW du Grand Salève (B) et à l'extrémité NE de la chaîne des Pitons (C, D). Localisation des profils sur la Fig. 49. ►



profils A, B) aboutissant à l'W de la paroi des Etiollets, au-dessus du lieu-dit Les Sources. Un réseau de diaclases parallèles à la faille F1 confère aux couches des formations du Coin et des Etiollets une apparence subverticale, alors qu'en réalité elles sont subhorizontales. Cette faille met en contact le flanc normal de l'anticlinal du Grand Salève, à très faible pendage vers le SE, avec le flanc inverse composé de toutes les formations comprises entre la Formation du Goldberg et la Molasse rouge *auct.* Celui-ci passe de vertical à renversé, à fort pendage également vers le SE (Fig. 67). Le flanc normal, bien que difficilement accessible, a fait l'objet de nombreuses études surtout stratigraphiques depuis la monographie de Joukowsky & Favre (1913), comme en témoignent les bibliographies des travaux de Deville (1985, 1988, 1990, 1991, 1992), Strasser (1988), Hillgärtner (1999), Énay & Boullier (2000).

Le sentier d'Orjobet est tracé sur le flanc vertical à renversé de l'anticlinal de la chaîne des Pitons entre 700 et 1050 m. A cette altitude, il traverse le plan du décrochement souligné par des stries et un épais filon de calcite (panneau de la station 2 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève). Il se poursuit sur le flanc normal

de l'anticlinal du Grand Salève jusqu'au sommet de la montagne, via la Grotte d'Orjobet (panneau de la station 3 de l'Itinéraire pédestre géologique du Grand Salève). Favre (1934: 323-326) avait déjà rédigé la description géologique de ce sentier entre le Coin et le col de la Croisette, en plus de quelques variantes. Charollais & Deville (*in* Charollais & Badoux, 1990: 30-40; figs 17, 18) ont apporté des informations complémentaires, qui figurent en partie sur les panneaux des stations 2 et 3.

Les failles longitudinales

La faille F1, décrite ci-dessus depuis la station 1 du sentier géologique, est décalée de plusieurs centaines de mètres vers le SE par le décrochement sénestre du Coin. Elle se prolonge au SW en direction du pied des Rochers d'Archamps.

La faille F2b est à l'origine de la Grotte d'Orjobet (station 3 de l'Itinéraire pédestre géologique), du nom d'un paysan propriétaire de cette partie de la montagne, François Orjobet (Fig. 72). Elle est la plus célèbre du Salève du fait qu'elle a été découverte par H.-B. de Saussure en 1779. Cette faille se poursuit au NE et son plan est à l'origine de la face NW du Trou de la Tine (Figs 29, 69), excavation

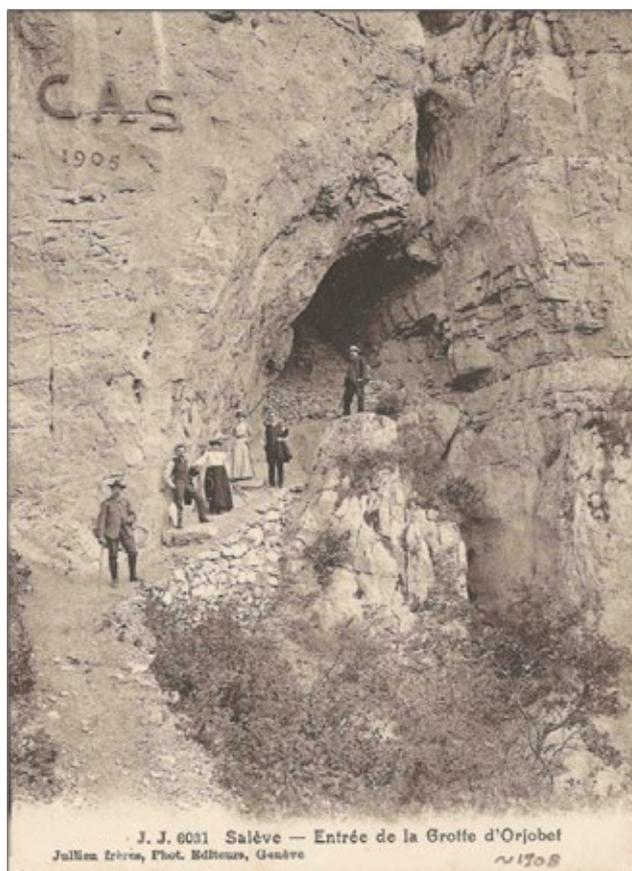


Fig. 72: La Grotte d'Orjobet au début du XX^e siècle (à gauche) et aujourd'hui (à droite). Les bancs calcaires à la base de la grotte appartiennent à la Formation du Twannbach, tandis que son sommet découvre différents faciès (brèches multicolores, polygones de dessiccation, etc.) de la Formation du Goldberg. D'origine tectonique, mais modelée par les eaux météoriques, la genèse de cette grotte est expliquée sur le panneau de la station 3 de l'Itinéraire pédestre géologique.

d'origine karstique, bien visible depuis la plaine franco-genevoise. Cette face NW, entaillée dans les calcaires du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte, correspond à un miroir de faille, dont la genèse est expliquée sur le panneau de la station 6 de l'itinéraire pédestre géologique (Charollais & Deville, *in* Charollais & Badoux, 1990: 39, fig. 23). La faille F2b, également décalée au SE, traverse le secteur compris entre le sentier d'Orjobet et la route D45. Elle se traduit dans la topographie par de longues tranchées correspondant à des fractures ouvertes, aux altitudes 1000 et 1050 m. La fracturation du versant NW du Grand Salève a facilité une importante érosion karstique, d'où la présence de nombreuses grottes.

Les failles transversales

La faille de la Gorge de la Mule à l'origine du profond ravin de la Mule, a fait l'objet d'une analyse détaillée par Joukowsky & Favre (1913: 365-366). Outre la découverte de dépôt de calcite pouvant atteindre 1,50 m d'épaisseur, ces auteurs ont démontré (p. 366) que cette faille avait été formée en deux temps: d'abord un mouvement vertical suivi du remplissage du plan de faille par de la calcite, puis «un mouvement de décrochement attesté par les plans de glissement qui coupent la calcite». La faille de la Gorge de la Mule se prolonge au SE et serait à l'origine du ravin de la Combe jusqu'au-dessus du hameau de la Joie.

3.5.2. Versant SE du Grand Salève

Sur la transversale de Chez le Tournier, Joukowsky & Favre (1913) ont prolongé le décrochement sénestre du Coin sur le versant SE du Grand Salève, au SW de Chez le Tournier. Sur leur carte géologique, ces auteurs ont dessiné un contact «tectonique» entre le Barrémien (= Urgonien blanc *auct.*) et l'Hauterivien (= Formation du Grand Essert). En réalité, comme le montre notre carte géologique, la structure de ce secteur est plus complexe (Fig. 3b). En effet, en bordure de la route D45 dans le virage en épingle à cheveux de Chez le Tournier, les affleurements de calcaires blancs à rudistes d'âge barrémien inférieur sont très proches de ceux d'âge bédoulien inférieur. La zone couverte par la végétation séparant sur quelques mètres ces deux unités, pour autant qu'elle ne cache pas un contact stratigraphique, masque le prolongement de la faille longitudinale F3, orientée NE-SW. C'est l'option qui avait déjà été choisie par Mastrangelo *et al.* (2013).

Sur la carte tectonique de la Suisse (2005), le décrochement du Coin a été prolongé sur le Plateau des Bornes jusque près de Charvonnex. Selon ses auteurs, il recouperait, en le décalant, un plan de chevauchement détecté par la géophysique entre Annemasse et Groisy. Cette interprétation confirmerait son antériorité par rapport au décrochement du Coin, ce qui serait conforme aux observations de terrain relevées sur le versant NW du Grand Salève.

La «discordance angulaire» entre la Molasse rouge *auct.* et l'Urgonien blanc *auct.* sur le versant SE du Grand Salève d'après Joukowsky & Favre (1913)

Joukowsky & Favre (1913, pl. XII) ont dessiné (particulièrement sur leurs profils 3, 8 et 9), les couches de la Molasse rouge *auct.* en discordance avec celles du «Barrémien» *auct.*, ce que nous n'avons jamais observé sur le terrain. La seule «légère discordance» signalée par ces auteurs (p. 349) «au Chêne près de Vovray-en-Bornes» nous paraît douteuse, car sur leur carte géologique ils n'ont figuré aucun affleurement montrant le contact entre ces deux formations. Cette discordance n'apparaît pas sur leurs profils 4 à 7 entre 600 et 700 m d'altitude; en revanche, elle apparaît vers 300 m de profondeur (profil 5, par exemple). Il s'agit très probablement d'une erreur de dessin et non pas d'une observation argumentée.

3.6. La chaîne des Pitons entre le décrochement du Coin et le secteur de la Thuile

Joukowsky & Favre (1913, pl. XII, profils 11 à 15) ont présenté 5 profils qui illustrent leur conception de la structure de la portion du chaînon du Salève comprise entre les décrochements du Coin et de Pomier. Ils ont complété les figures par des panoramas interprétés, l'un pris depuis le Fort Sainte-Catherine (pl. VIII) à Songy, au SW de Saint-Julien-en-Genevois, l'autre depuis les fermes du Beulet, à l'est de Beaumont (pl. IX), et par de très brefs commentaires (pp. 368-370). Les profils 11 à 15 dans ce travail (Fig. 50d, e) et A à C (Fig. 71) présentent d'importantes différences avec ceux de nos prédécesseurs tant sur le versant NW que sur le versant SE.

3.6.1. Versant NW de la chaîne des Pitons

Secteur compris entre le décrochement du Coin et la Grotte d'Archamps

Bien que fortement boisé, le secteur compris entre le décrochement du Coin et la Grotte d'Archamps correspond au prolongement vers le SW de l'anticlinal du Grand Salève. La route D45 ouverte en 1931 a découvert toute une série d'affleurements masqués par les dépôts quaternaires et par la végétation à l'époque où Joukowsky & Favre (1913) ont dessiné leur carte géologique et rédigé leur mémoire. De ce fait, la carte géologique présentée dans ce travail reflète mieux la géologie de ce secteur, notamment concernant le «synclinal de la Bouillette». A l'extrémité NE de la chaîne des Pitons, la route D45 entre le Coin et la Croisette recoupe les deux flancs de l'anticlinal de la chaîne des Pitons (Fig. 73), comme l'ont décrit et illustré Charollais & Deville (*in* Charollais & Badoux, 1990: 27-29, figs 12-14). Depuis le parking du Coin en direction de la Croisette, entre 780 m et jusqu'aux environs de 1000 m, le talus de la D45 découvre les ter-

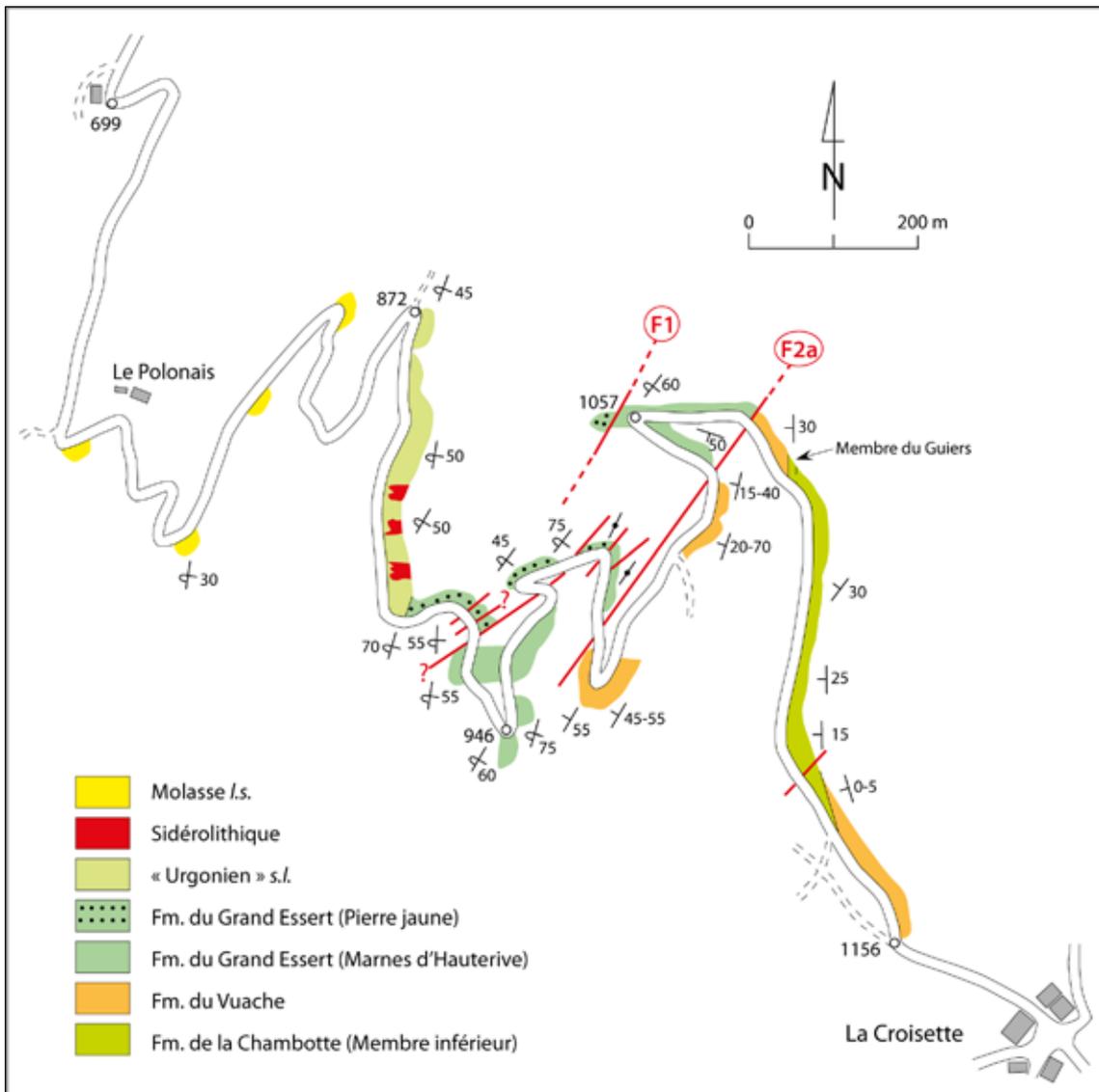


Fig. 73 : Affleurements et accidents structuraux le long de la route D45 entre le parking du Coin et le col de la Croisette, d'après Charollais & Badoux (1990), modifié.

rains du flanc renversé de l'anticlinal qui appartient successivement, de bas en haut topographiquement, à la Molasse rouge *auct.*, puis aux différents terrains compris entre l'Urgonien blanc *auct.* (calcaires karstifiés avec poches de Grès sidérolithiques) et la Formation du Grand Essert. Entre 920 m et 1000 m d'altitude, tout un réseau de failles longitudinales correspondant à celui de la faille longitudinale F1 affecte les terrains de la Formation du Grand Essert et les sépare d'une série de bancs de calcaires roux (Formation du Vuache) plongeant plus ou moins fortement vers le NW. Ils marquent le front du flanc normal de l'anticlinal des Pitons *s. l.*. Au-delà de 1000 m et jusque vers 1156 m, n'affleurent en bordure de route que les bancs du flanc normal de l'anticlinal à faible plongement vers le SE; ainsi se succèdent les terrains caractéristiques de la Formation du Vuache, du Membre

du Guiers et du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte.

Dans le virage 1057 de la D45, en épingle à cheveux, un mauvais sentier emprunte un fossé de direction SW-NE, qui correspond à une faille ouverte, qui fait partie du réseau des failles longitudinales F1, souvent accompagné par des kinks (Figs 74, 75). Ce sentier permet d'accéder à une zone escarpée, très végétalisée, masquant le front faillé de l'extrémité NE de l'anticlinal de la chaîne des Pitons. Les profils A, B et C (Fig. 71) illustrent ce secteur compris entre 1050 m et 1200 m et sommairement interprété par Joukowsky & Favre (1913, pls VII et VIII). Le «synclinal de la Bouillette», décrit et illustré par Joukowsky & Favre (1913: 368; pl. XII, profils 12 et 13), s'étendrait depuis les chalets de la Bouillette (au NE) jusqu'à la Grotte d'Archamps (au SW). Aujourd'hui, les



Fig. 74: A la hauteur du virage 1057, entre la route D45 (reliant le Coin à la Croisette) et le sentier d'Orjobet, fossé ou crevasse (entaille) dans le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte, correspondant au passage de la faille longitudinale F1, orientée NE-SW.

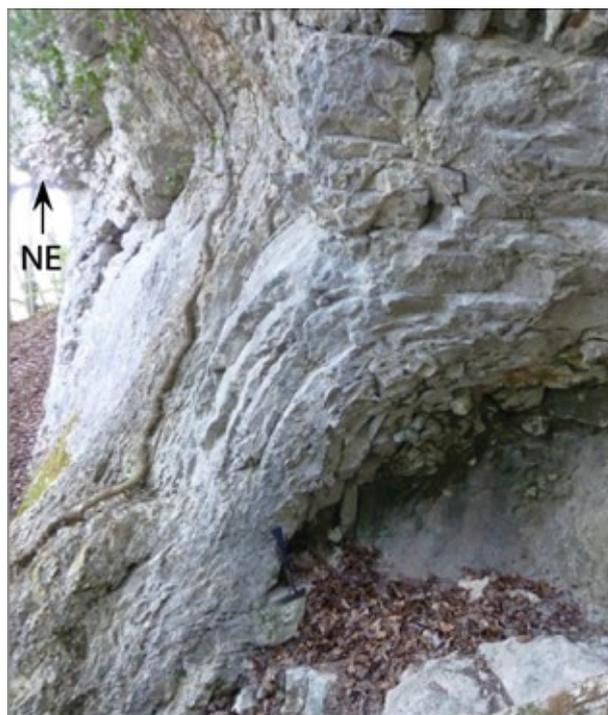


Fig. 75: Kink dans les calcaires de la Formation du Vuache, au front du versant NW de l'anticlinal du Grand Salève, entre la route D45 (reliant le Coin à la Croisette) et le sentier d'Orjobet.

affleurements reportés sur leur carte géologique sont masqués par la forêt. Aux difficultés d'observations sur le terrain s'ajoutent des modifications de toponymie, qui nuisent à la compréhension du texte de nos prédécesseurs. En effet, Joukowsky & Favre (1913 : 368-369, figs 13, 14) ont dessiné et commenté des profils de part et d'autre du «châble de Genevard». Ce nom ne figure plus sur les cartes topographiques actuelles; il s'agit probablement du ravin reliant Vovray à la Croisette emprunté autrefois par les habitants («chemin du facteur») et correspondant à la limite des communes de Collonges-sous-Salève et d'Archamps. Après avoir parcouru ce secteur, l'existence du synclinal dit de la Bouillette nous a paru douteuse. En effet, sur notre carte géologique, nous avons reconnu les formations de Vions, de la Chambotte (Membre inférieur) et du Vuache, qui apparaissent en boutonnière entre 1150 et 900 m (Figs 3b et 71, profil B). Comme le montrent la carte géologique et le profil B de ce travail, le ravin longeant la limite de communes et situé au SW de la D45 découvre un anticlinal et non pas un synclinal. Il s'agit donc d'une figure d'érosion, ce qui est en accord avec le contexte géologique fourni par les affleurements de la route D45 (au NE) et de la Grotte d'Archamps (au SW).

La Grotte d'Archamps, située à 1100 m d'altitude (Pittard, 1979), visible à la jumelle depuis la route D18

entre Archamps et le Châble, est liée à l'importante faille longitudinale F1, qui parcourt tout le versant NW du Salève depuis le décrochement du Coin et qui se dirige vers le SW en direction de Pomier (Fig. 76).

Au-dessus de son entrée, à l'intersection de la faille longitudinale F1 et d'une faille décrochante orientée NW-SE, la tête anticlinale du flanc normal de la chaîne des Pitons est marquée par un kink spectaculaire (Fig. 77) dans les bancs calcaires de la Formation de Pierre-Châtel.

Secteur compris entre la Grotte d'Archamps et le promontoire de la Thuile

Joukowsky & Favre (1913, pl. XII, profils 11 à 15) avaient dessiné 5 profils qui illustraient leur conception de la structure de la portion du Salève comprise entre le décrochement du Coin et le Grand Piton, point culminant du chaînon (1379 m). Ils l'avaient complétée par des panoramas interprétés, l'un pris depuis le Fort Sainte-Catherine (pl. VIII) à Songy, au SW de Saint-Julien-en-Genevois, l'autre depuis les fermes du Beulet, à l'est de Beaumont (pl. IX), et par de très brefs commentaires (pp. 368-370). Pour nos prédécesseurs, la chaîne des Pitons correspondait à un simple pli en genou, dont la charnière ne comportait aucune fracture. La cartographie géologique du versant NW de la chaîne des Pitons effectuée par Joukowsky & Favre (1913) a été reprise telle quelle sur la feuille Annemasse (à 1/50'000) par Kerrien *et al.* (1998),



Fig. 76: A l'extrémité SW des Rochers d'Archamps, tranchée naturelle dans les calcaires à la limite des formations de Pierre-Châtel et de Vions, due au passage de la faille longitudinale F1.



Fig. 77: Kink dans les calcaires de la Formation de Pierre-Châtel, au-dessus de l'entrée de la Grotte d'Archamps (à la base des Rochers d'Archamps).

du fait que ces derniers n'avaient pas eu connaissance du travail de Ruchat (1959). Le relevé géologique de ce secteur nous a conduits à l'interpréter assez différemment.

Du point de vue géologique, le versant NW du secteur compris entre la Grotte d'Archamps et le promontoire de la Thuile (Figs 78, 79) peut se subdiviser en trois zones d'intérêt particulier; de bas en haut :

- les contreforts de la chaîne des Pitons où affleurent les dépôts molassiques du versant SE du Bassin molassique franco-genevois;
- les parois des Rochers d'Archamps, de Sur la grande Roche et de la Grande Paroi représentant essentiellement le flanc normal subvertical et faillé de l'anticlinal de la chaîne des Pitons;
- le plateau sommital de la chaîne des Pitons dominé par le Grand Piton (1379 m).

Au pied des Rochers d'Archamps, près des ruines du Mont Fort, la faille longitudinale F1 dans la Molasse rouge *auct.*, orientée NE-SW (Fig. 50d, profil 12) ne figure pas sur la carte de Joukowsky & Favre (1913), ni sur la carte et le profil 5 de Ruchat (1959, *in* Amberger *et al.*, 1988 : 28; fig. 6a). Cet auteur avait reconnu une première faille longitudinale au pied du versant NW de la chaîne des Pitons et une deuxième faille longitudinale au sein de la Molasse rouge *auct.* Ces accidents lui avaient suggéré l'existence d'une tête anticlinale dans les séries mésozoïques sous un plan de chevauchement principal,



Fig. 78: Falaise de la Grande Paroi bordée à son pied (au sommet de l'éboulis) par la faille longitudinale F1. Constituée par les calcaires du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte, cette falaise représente le front de l'anticlinal de la chaîne des Pitons.

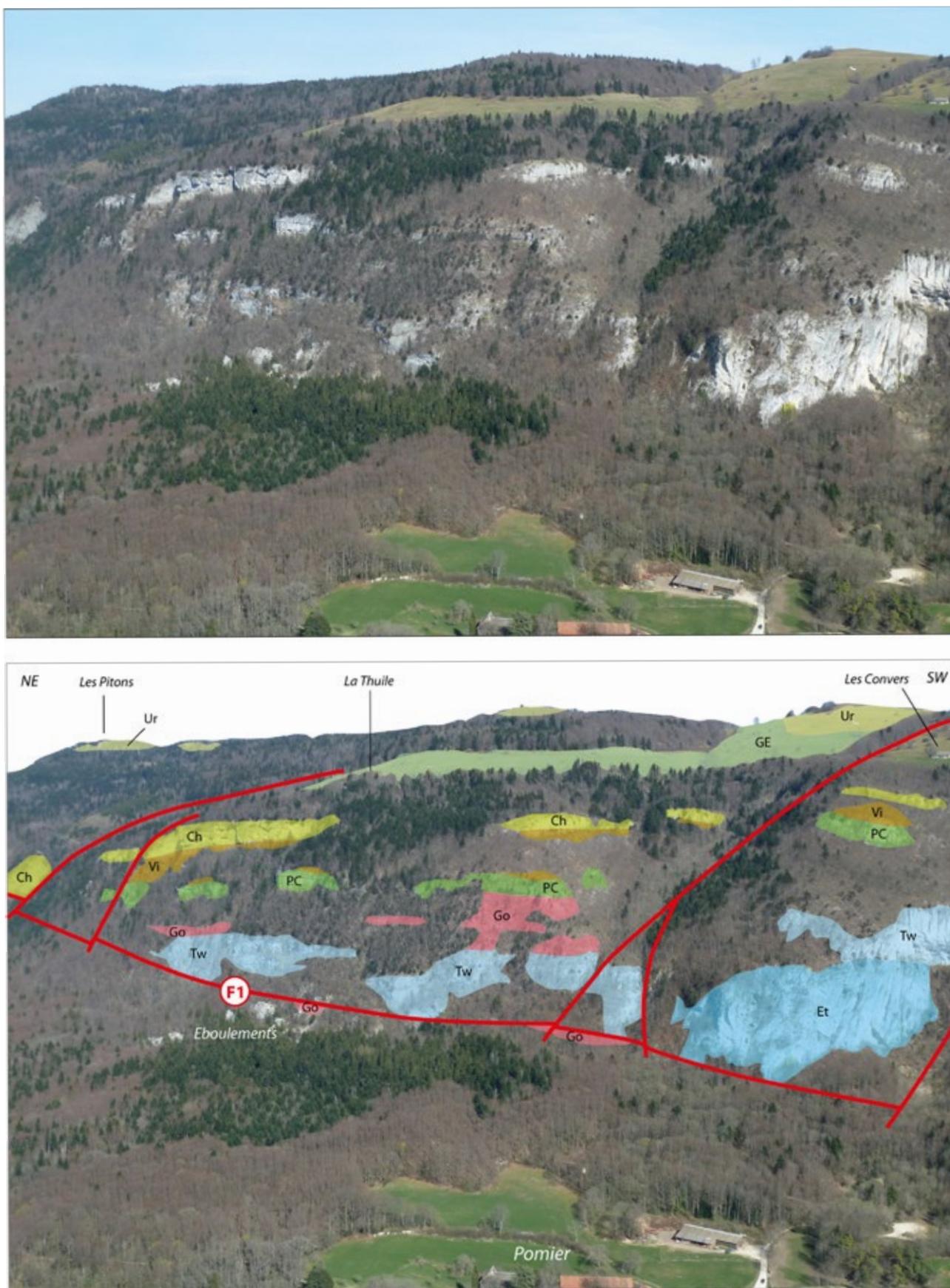


Fig. 79 : En haut, vue aérienne de la chaîne des Pitons entre le Grand Piton et les chalets des Convers. En bas, interprétation géologique.

comme l'ont dessiné plus tard Amberger *et al.* (1988 : 24, fig. 4) dans le profil du Grand Salève.

D'après Ruchat (1959 : 21-22), près de la ferme du Beulet, «la Molasse grise *auct.* très redressée, plonge de 82° à l'ouest. Or, en s'approchant du Salève, vers le NE, la Molasse rouge *auct.* renversée plonge de 40° vers l'est. Il passe donc entre cette Molasse rouge *auct.* et la Molasse grise *auct.* du Beulet un accident dont la nature correspond à celle d'un chevauchement». Plus loin, Ruchat en déduit : «A l'ouest du Beulet, il se dédoublerait sous la forme d'une lame chevauchante dont on peut suivre l'évolution dans un bel affleurement de Molasse grise *auct.* au point : 894,04 / 130,68 (...). La Molasse rouge *auct.* visible de part et d'autre de la route Blecheins-Archamps et plongeant à l'est, appartient au flanc oriental de l'anticlinal de Culong». L'existence de cet anticlinal, mis en évidence par Rigassi (1957, pl. IV) dans la Molasse rouge *auct.* de la partie orientale du bassin franco-genevois, a été confirmée par Michel *et al.* (1964 : 60) dans leur rapport géologique pour la PREPA. L'ensemble des Rochers d'Archamps, de Sur la grande Roche et de la Grande Paroi se présente comme une barre rocheuse constituée de bancs de roches typiques des formations de Pierre-Châtel et de Vions ainsi que du Membre inférieur de la Formation de la Chambotte. Les chutes de pierre permanentes caractérisent ces parois inhospitalières, qui sont jalonnées à leur pied par d'énormes blocs partiellement couverts par la végétation. Joukowsky & Favre (1913, pl. XII, profil 15) interprètent les parois de cet ensemble comme le front d'un anticlinal légèrement déversé, dont la charnière anticlinale n'est pas cassée. Sur leurs profils 14 et 15, il manque la faille longitudinale F1, identifiée dans ce travail. De même, Ruchat (1959) ne l'avait pas notée ni sur sa carte, ni sur ses profils. En réalité, les deux flancs de l'anticlinal des Pitons sont séparés par la faille longitudinale F1 (Fig. 50d, profil 12).

Sur le plateau sommital de la chaîne des Pitons dominé par le Grand Piton (1379 m), la Tour Bastian a été érigée vers 1820 sur les calcaires karstifiés de l'Urgonien blanc *auct.* Au-dessous, se succèdent presque toutes les formations infra-crétacées, comme le montrent notre carte géologique et le profil 13 (Fig. 50e) de ce travail. Les pentes raides et boisées dissuadent toutefois d'en faire une étude détaillée.

Plusieurs décrochements affecteraient la chaîne des Pitons entre Plan du Salève et les pâturages de la Brande d'après Joukowsky & Favre (1913 : 371, fig. 15), ce qui n'est que partiellement en accord avec nos observations. En revanche, nous avons mis en évidence deux importantes failles, voire plus précisément deux réseaux de failles orientés NW-SE. L'un sépare la paroi de Sur la Grande Roche de celle de la Grande Paroi, l'autre passe entre cette dernière et le promontoire de la Thuile. Ces deux failles obliques par rapport à l'axe de la chaîne des Pitons se connectent à une autre faille importante, d'orientation E-W, reliant le sentier des Petites Croix au-dessus de Pomier et l'Oratoire du Ruisseau des Prés sur

le versant SE du chaînon des Pitons. Elles délimitent un triangle au sud du Plan du Salève. Elles sont à l'origine de décrochements de faible rejet, en circonscrivant deux principaux secteurs triangulaires décalés vers le NW (Fig. 3c).

3.6.2. Versant SE de la chaîne des Pitons

Le versant SE de la chaîne des Pitons compris entre la Croisette et le Grand Piton est essentiellement constitué de calcaires de l'Urgonien jaune *auct.* et, plus largement, de l'Urgonien blanc *auct.*, sauf dans la dépression du Creux du Loup où apparaît la Formation du Grand Essert. Le Grand et le Petit Piton sont séparés par une fracture masquée par la couverture végétale (Fig. 3c). Elle serait à l'origine de la source temporaire qui sourd au nord du Grand Piton. De ce sommet jusqu'à Clarnant, le profil 15 de Joukowsky & Favre (1913, pl. XII) est tout à fait en accord avec nos observations. Toutefois, près de l'embranchement des routes D15 et D215, à proximité de l'ancienne douane, la Molasse rouge *auct.* ne présente pas de discordance visible avec le substratum crétacé, comme nos prédécesseurs l'avaient dessinée sur leur profil (Fig. 50e, profil 14). D'ailleurs, elle n'apparaît pas non plus sur leur dessin du flanc NW de l'anticlinal (voir leur profil 15, pl. XII).

Les trois profils de ce travail (Fig. 50d, profils 11, 12; Fig. 50e, profil 13) montrent d'importantes différences avec ceux de nos prédécesseurs. Le versant SE du chaînon entre le Grand et le Petit Piton n'est affecté que par des décrochements d'assez faibles rejets, comme le montre notre carte géologique (Fig. 3c). Malgré des recherches minutieuses sur le terrain, il n'a pas été possible de repérer d'éventuelles traces des failles longitudinales F3 et F4 ni dans l'Urgonien blanc *auct.*, ni dans la Molasse rouge *auct.*

3.7. Le secteur de la Thuile et le décrochement de Pomier

Le secteur de la Thuile et du décrochement de Pomier s'est révélé très complexe du point de vue structural. Comme le montre le panorama géologique de Joukowsky & Favre (1913, pl. VIII), son versant NW, peu accessible en raison du relief escarpé et des chutes de pierres, est entaillé par des ravins boisés plus propices aux chamois qu'aux géologues ! Nos prédécesseurs n'ont consacré que deux pages à la description de cette région et l'ont illustrée par 4 profils (pl. XII, profils 16 à 19). Pour eux, la charnière de l'anticlinal en genou de la chaîne des Pitons ne comporterait pas de fracture, sauf en bas de la paroi sous la Thuile (faille m).

3.7.1. Versant NW

Entre la Chapelle Notre-Dame de l'Espérance et la Thuile, de part et d'autre du sentier, les plongements relevés illustrent bien le décrochement. Celui-ci est à l'origine du contact entre les dalles calcaires verticales (Membre inférieur de la Formation de la Chambotte) de la Grande Paroi et les bancs subhorizontaux (Formation du Twannbach au Membre inférieur de la Formation de la Chambotte) du promontoire de la Thuile avancé vers le NW (Fig. 79). La faille longitudinale F1 (Fig. 80) longe le pied de tout ce secteur (Fig. 50e, profil 15). La Formation du Goldberg (en position renversée) affleure sporadiquement au pied du promontoire de la Thuile. A noter la présence de magnifiques kinks à la base de ces falaises dans les formations du Twannbach et du Goldberg (Fig. 81).

La faille longitudinale F1 au sentier des Petites Croix

Le sentier dit des Petites Croix reliant l'ancienne Chartreuse de Pomier (780 m) au chalet des Convers (1200 m) permet d'observer le prolongement de la grande faille longitudinale F1 orientée NE-SW, déjà signalée près de la Grotte d'Archamps (Fig. 50f, profil 16). Elle sépare les flancs inverse et normal très fracturés de l'anticlinal du promontoire de la Thuile. Le flanc NW

de cet anticlinal est visible au pied de la montagne, le long du sentier entre 890 m et 935 m, où affleurent des couches subverticales de la Formation du Goldberg. Bien que masquée par les éboulis et la végétation, la faille longitudinale F1 (absente sur le profil 17 de Joukowsky & Favre 1913, pl. XII) est repérable à 935 m, car au-dessus apparaissent les couches subhorizontales de la Formation du Twannbach, appartenant au flanc normal de l'anticlinal. A 970 m, elles forment un replat sur lequel est érigée la statue de St. Bruno (Fig. 11).

Entre 970 m et 1070 m, le sentier traverse plusieurs failles parallèles au grand plan de décrochement de Pomier. Le chemin repose sur les couches des formations du Goldberg et/ou de Pierre-Châtel. A noter qu'à 1070 m, la Formation de Pierre-Châtel recèle un chenal rempli de calcaires bioclastiques grossiers à structures obliques, qui rappellent ceux de la carrière inférieure du vallon de Monnetier. Au-dessus de cet affleurement jusqu'à 1135 m, se succèdent de bas en haut la Formation de Vions et le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte, dont les couches ne plongent que de quelques degrés vers le SE. A 1145 m, le replat près du Chalet à Puce correspond aux faciès calcaréo-marneux du Membre du Guiers, à l'origine d'une source pérenne (Fig. 50f, profil 16). Plus haut à 1165 m, les calcaires



Fig. 80: Devant la grotte des Crânes, dans le secteur NE du promontoire de la Thuile, la faille F1 met en contact les couches subhorizontales de la Formation de Pierre-Châtel (à gauche) avec les couches redressées de la Formation du Goldberg (à droite).



Fig. 81: Au pied du promontoire de la Thuile, kink dans les bancs calcaires de la Formation du Twannbach. Ces bancs disjoints forment des conduits naturels que peuvent emprunter les eaux météoriques souterraines.

roux de la Formation du Vuache sont surmontés à la lisière de la forêt par les niveaux à *Alectryonia rectangularis*. Puis, jusqu'au chalet des Convers (1200 m), le Membre d'Hauterive (Formation du Grand Essert) recouvert de pâturages recèle de nombreuses scories provenant des anciennes exploitations de fer dans les Grès sidérolithiques ravinant les niveaux marneux (Perret *et al.*, 2018 : 72, fig. 1).

Le décrochement de Pomier et son réseau de failles

L'ancienne Chartreuse de Pomier est dominée par la paroi correspondant au miroir du décrochement sénestre de Pomier. Joukowsky & Favre (1913, pls VIII et IX) l'ont illustré sur un panorama interprété et par une photo prise depuis les environs de Saint-Blaise. Cet important décrochement sénestre a permis d'une part l'avancement vers le NW d'un promontoire rocheux de 1,5 km de large, sur lequel sont installés les chalets de la Thuile et des Convers, et d'autre part, un léger soulèvement de ce secteur par rapport à celui de la Grande Paroi. Pour nos prédécesseurs (Joukowsky & Favre, 1913 : 370), le décrochement de Pomier est «en tous points semblable à celui du Coin» puisqu'ils comparent même le petit synclinal au NW de la Thuile (pl. VIII, profil 16) au «synclinal de la Bouillette» (pl. VIII, profil 11), évoqué plus haut (voir 3.6.1.) et dont nous avons contesté l'existence. A l'instar du décrochement du Coin, le sentier dit des Convers, reliant directement l'ancienne Chartreuse au chalet des Convers, longe à l'altitude 990 m, un «énorme dépôt de calcite en gros cristaux qui atteint plusieurs mètres d'épaisseur» (Joukowsky & Favre, 1913 : 371). C'est également le départ de la Via ferrata Jacques Revaclier.

Secteur de la Pointe du Plan

Le sommet de l'anticlinal dans la région de la Pointe du Plan (Plan du Salève : 1348 m) a été particulièrement bien étudié par Joukowsky & Favre (1913 : 370-371, fig. 15 ; pl. VIII, figs 17 et 18), qui en donnent une description et une coupe. Ils démontrent que la Pointe du Plan est un horst limité par des failles orientées, l'une E-W, l'autre NW-SE, bien marquées dans la morphologie et jalonnées par quelques emposieux (Fig. 50f, profil 16). Au-delà du décrochement de Pomier, au SW de la Pointe du Plan et jusque dans la région de Cruseilles, l'anticlinal de la chaîne des Pitons devient de plus en plus large. Sa largeur maximale atteint 3 km entre Saint-Blaise et le lac des Dronières, d'après Joukowsky & Favre (1913, pl. VIII, profil 20). En outre, ces auteurs mentionnent (p. 371, fig. 15) plusieurs décrochements entre le Plan du Salève et les pâturages de la Brande. La carte géologique de ce travail diffère de celle de nos prédécesseurs (Fig. 3c).

3.7.2. Versant SE

Alors que les auteurs de la carte tectonique de la Suisse à 1/500'000 (2005) ont prolongé le décrochement du Coin loin au SE au sein du Plateau des Bornes, ils ont limité celui de Pomier à la chaîne des Pitons. Pourtant, le filon de calcite d'ordre décimétrique susmentionné (mélangé à des Grès sidérolithiques rougeâtres) semble traverser tout l'anticlinal, comme nous l'avons observé dans les torrents au-dessus du hameau du Vernay (Fig. 50f, profil 17). Ceci pourrait laisser supposer que le décrochement de Pomier se prolonge beaucoup plus loin au SE sur le Plateau des Bornes.

3.8. Secteur compris entre les décrochements de Pomier et de Cruseilles

La portion du chaînon du Salève *s. l.* comprise entre le décrochement de Pomier et la zone décrochante de Cruseilles, appelée «la Grande» et «la Petite Montagne», et relevée par Joukowsky & Favre (1913), a fait l'objet d'une nouvelle cartographie à 1/10'000 par Hottinger (1990). Comme le montre le profil 20 de Joukowsky & Favre (pl. VIII), c'est dans cette région que l'anticlinal du Salève *s. l.* atteint sa plus grande largeur. Son sommet très aplati présente une légère inflexion et son axe accuse un fort plongement axial vers le SW, du même ordre de grandeur que celui observé au Petit Salève, mais en sens contraire.

3.8.1. Versant NW

Les 6 profils orientés NW-SE dessinés par Hottinger (1990) diffèrent assez fondamentalement de ceux conçus par Joukowsky & Favre (1913, pl. VIII : profils 19 à 22). Pour ces derniers, à l'époque de la rédaction de leur monographie sur le Salève, l'anticlinal de la Grande Montagne correspondait à un anticlinal en genou, dont la charnière ne comportait pas de fracture. Mais quelques années plus tard, Joukowsky & Favre (1924 : 466) écrivaient qu'en allant de Saint-Blaise «vers Lachenaz, les premiers affleurements que l'on constate sont ceux du Barrémien renversé, plongeant de 60° vers le SE». Cette observation est donc en désaccord avec leur profil 20 (pl. XII) dessiné 11 ans plus tôt dans leur monographie sur le Salève.

En automne 1980, à la faveur du curage d'un fossé, B. Clavel et J. C. ont relevé dans le talus de la route D341, au NNW de Lachenaz, une coupe dans le Membre d'Hauterive (Formation du Grand Essert) et récolté des ammonites caractéristiques de plusieurs zones d'ammonites de l'Hauterivien inférieur, qui démontraient un écaillage du flanc renversé de l'anticlinal de la Grande Montagne (Fig. 82). Cette observation complétait les données de Hottinger (1990).



Fig. 82: Dans le talus de la D341 entre Saint-Blaise et Lachenaz, la charnière anticlinale dans la Formation du Grand Essert est bordée sur son flanc NW subvertical par la faille longitudinale F1.

A la suite de tous ces travaux, il faut en conclure que le versant NW de l'anticlinal de la Grande Montagne correspond à un pli-faille dont le flanc renversé, écaillé, est séparé de son flanc normal par un réseau de failles longitudinales orienté NE-SW (Fig. 50f, profils 17, 18). Le sentier partant près d'une croix (au bord de la route D341) en direction du Bois de Pomier recoupe également plusieurs écaillés dans la Formation du Grand Essert du flanc renversé du pli-faille de la Grande Montagne.

3.8.2. Versant SE

Le secteur compris entre Cruseilles et les Ussets n'offre que peu de données structurales visibles sur le terrain (Fig. 3c). Des traces de failles orientées NW-SE sont repérables à l'E de Cruseilles sur la butte de calcaires de l'Urgonien blanc *auct.* dominant la route D15. Au-delà, les bancs de Molasse rouge *auct.* plongent faiblement vers le SE jusqu'aux Ussets.

Joukowsky & Favre (1913 : 373, pl. XII, profils 20 et 21) décrivent et illustrent un décrochement « passant par le hameau de l'Abergement », bien marqué dans la morphologie par une dépression. Ils notent que dans la région des Avenièrès, ce décrochement qu'ils appellent « de l'Abergement », a provoqué « un rejet vertical approximatif de 200 m », en plus d'un déplacement horizontal.

A notre avis, l'appellation « décrochement de l'Abergement » proposée par nos prédécesseurs n'est pas très

heureuse ; en réalité, il faudrait plutôt parler de « décrochement sénestre de Saint-Blaise » (Fig. 50f, profil 18). Celui-ci consiste en un réseau de trois failles orientées NW-SE, parallèles à la zone décrochante de Cruseilles. La première faille traversant le hameau des Avenièrès est bien repérable grâce à un miroir portant des stries visibles dans une ancienne carrière en retrait d'une petite route forestière reliant la route D341 à la D41A, à l'W du château des Avenièrès. Une deuxième faille à proximité de Lachenaz correspond à un décrochement mineur au NE de Chez le Clerc. Une troisième faille passant par ce hameau se profile en direction de l'Abergement. Le rejet cumulé de ces trois failles décrochantes sénestres, qui décale la faille F1 vers le SE, atteint une centaine de mètres.

Au SE de Deyrier, aux abords de la D23, quatre failles orientées NW-SE se profilent sur quelques dizaines de mètres et font partie du réseau de failles décrochantes de Saint-Blaise.

3.9. La zone décrochante de Cruseilles

3.9.1. Rejet de la zone décrochante de Cruseilles

L'ensemble structural de la Grande et de la Petite Montagne (y compris le décrochement de Saint-Blaise) est séparé de la cluse de la Caille par un réseau de failles décrochantes orientées NW-SE, d'une largeur d'environ 4 km. Or, Joukowsky & Favre (1913) n'avaient noté sur leur carte géologique dans la région de Cruseilles et des Petits Bois qu'une seule faille à la frontière de la Molasse *s. l.* et de l'Urgonien blanc *auct.* Au sud de Cruseilles, la carapace calcaire karstifiée de cette unité lithologique, recouverte ponctuellement par les Grès sidérolithiques, s'enfonce sous les dépôts molassiques, ce qui résulte d'un fort plongement axial de l'anticlinal vers le SW. D'après la carte géologique de Joukowsky & Favre (1913), le tracé du décrochement de Cruseilles passe aux environs de Bougy, se poursuit au pied du château de Cruseilles et longe la route D1201 jusqu'à l'ouest de Malbuisson. Cette interprétation n'a pas été reprise en 1969 sur la 3^e édition de la feuille Annecy à 1/80'000, sur laquelle la zone décrochante de Cruseilles n'est pas mentionnée. En revanche, sur la feuille Seyssel, Donze & Énay (1972) ont reconnu deux failles qui encadrent la butte sur laquelle est implanté le château de Cruseilles, ce qui est partiellement en accord avec la carte géologique de ce travail.

Dans leur monographie sur le Salève, Joukowsky & Favre (1913 : 373) signalent « entre Troinex et Ronzier, une puissante série molassique verticale ou même renversée » et que « entre Féchy et Chez Jouvenet, cette même Molasse renversée (...) représente le flanc NW, vertical ou même renversé de l'anticlinal du Salève, momentanément affaissé et recouvert de Tertiaire ». Si ces couches verticales à renversées correspondaient réellement à la charnière anticlinale du pli chevauchant du chaînon du

Salève *s. l.*, il faudrait admettre que le réseau de failles décrochantes sénestres de Cruseilles ait provoqué un déplacement latéral de ce chaînon d'environ 4 km vers le SE et non pas «d'environ 1 km» comme l'ont écrit Joukowsky & Favre (1913 : 374). Quant au rejet vertical de ces accidents, il est difficile de l'évaluer précisément.

3.9.2. La Molasse sensu lato dans la zone décrochante de Cruseilles

Dans la région comprise entre Cruseilles et les Usses, la Molasse *s. l.* est généralement recouverte par les dépôts morainiques. Les seuls affleurements plus ou moins continus apparaissent dans le lit du Ruisseau de la Saint-Martin entre la Ferme pédagogique de Chosal (aux abords des Usses) et la route D1201. D'après nos relevés, entre 450 m et 540 m, le Ruisseau de la Saint-Martin coule sur des bancs de Molasse *s. l.* en position normale et à faible pendage vers l'est. Au-dessus, entre 540 m et 630 m, il traverse une zone accidentée limitée par deux décrochements. A l'intérieur de cette zone perturbée, les couches renversées présentent des plongements compris entre 60° et 80° vers le SE. Puis, au-dessus de 630 m, le pendage des couches vers le SE devient plus faible. (Fig. 3e; Fig. 50g, profil 21).

Au sud de Cruseilles et au SE du Ruisseau de la Saint-Martin, le viaduc de la A41 enjambe le Nant de Pesse-Vieille, dans le lit duquel les bancs de Molasse *s. l.*

présentent des pendages renversés (30°SE) peu avant sa jonction avec les Usses (en amont de Chosal), ainsi qu'en aval de la route D227 (60°NNE à vertical) reliant Ronzier à Féchy. Un des décrochements (repéré au sud de Mézières) correspond à celui reconnu dans le lit du Ruisseau de la Saint-Martin (Fig. 3e).

3.9.3. Conclusions

L'interprétation de toutes les observations relevées dans la zone décrochante de Cruseilles révèle sa complexité structurale. Le réseau de failles décrochantes orienté NW-SE, d'une largeur d'au moins 4 km, détermine une structure en touches de piano (Fig. 48).

Bien que les dépôts morainiques et la couverture végétale masquent le substratum molassique, il est possible d'esquisser une carte structurale de cette zone grâce à une exploitation minutieuse des rares affleurements (Fig. 3e).

3.10. La cluse des Usses et l'anticlinal de la Caille

3.10.1. La cluse des Usses

Comme le montrent toutes les cartes géologiques et les esquisses tectoniques de nos prédécesseurs, l'axe de l'anticlinal de la Caille est oblique par rapport à celui du chaînon du Salève entre Etrembières et Cruseilles.



Fig. 83: Depuis l'ancien pont suspendu de la Caille, vue sur la cluse des Usses et sur la faille des Bains de la Caille, qui coupe obliquement l'anticlinal.

Comme l'écrivaient Joukowsky & Favre (1913 : 375) : «Les Ussees n'ont pas choisi le plan même du décrochement pour entailler l'anticlinal; la cluse que ce cours d'eau a creusée est, en effet, parallèle à la dislocation, mais à une très petite distance d'elle». Cette cluse n'est donc pas liée directement au passage d'une faille.

Comme l'ont indiqué Énay & Donze (1972) sur la feuille Seyssel, une faille décrochante sénestre (Fig. 83), appelée «faille des Bains» par Pellaton (1954), traverse obliquement la cluse. La direction NW-SE correspond à celle du faisceau de failles décrochantes de Cruseilles. Cette faille des Bains de la Caille traverse l'ancienne route, actuellement impraticable, sur le versant sud de la cluse, où les bancs horizontaux de l'Urgonien blanc *auct.* sont cisailés verticalement par des failles qui comportent des stries encore visibles (Figs 84, 85). Cette faille repérable sur plus de 4 km de long est beaucoup plus importante que ne l'avaient pressenti nos prédécesseurs. En effet, elle part de la route D1201, pénètre dans la cluse des Ussees (sur rive gauche) par l'ancienne route d'accès aux Bains de la Caille, ressort sur rive droite aux Collius, se prolonge près de Féchy, et part en direction de Mézier après avoir franchi le Ruisseau de la Saint-Martin.

Le compartiment situé au SW de la faille des Bains de la Caille semble surélevé de 20 à 30 m par rapport à celui situé au NE, ce qui indiquerait que le plongement axial de l'anticlinal Cruseilles-Caille butte contre cette faille, à moins que la faille n'ait pas un rejet complètement horizontal (Fig. 83).



Fig. 84 : Sur rive gauche des Ussees, stries dans l'Urgonien blanc *auct.* sur les plans de la faille des Bains de la Caille, en bordure de l'ancienne route en lacets conduisant aux Bains depuis le pilier sud de l'ancien pont suspendu; affleurement à proximité du virage en épinglé à cheveux à 590 m.



Fig. 85 : A quelques pas de la position de la Fig. 84, diaclases verticales dans l'Urgonien blanc *auct.* horizontal, dues au passage de la faille des Bains de la Caille. Le secteur sur la droite de la photo en est affecté sur une trentaine de mètres. Vue en direction du SE.

A l'entrée amont de la cluse de la Caille, une faille NW-SE sépare l'Urgonien blanc *auct.* de la Molasse *s. l.*, qui comprend à sa base des Poudingues de Mornex affleurant dans le lit des Ussets, décrits précédemment (2.14.1.)

3.10.2. Versant occidental de l'anticlinal de la Caille

Le chemin qui s'enfonce dans l'étroite cluse creusée par les Ussets permet d'accéder aux calcaires gréso-glauconieux parfois en bancs noduleux, michoïdes (Fig. 38) et aux marno-calcaires quartzeux à *Toxaster retusus* et *Exogyra couloni* de la Formation du Grand Essert (Hauterivien inférieur). Donc, contrairement à ce qu'indique la carte géologique de Joukowsky & Favre (1913), les Ussets ne recourent pas le «Valanginien» *auct.* (= Formation du Vuache), mais la Formation du Grand Essert. Le sommet de la cluse est couronné par les bancs subhorizontaux calcaires de l'Urgonien blanc *auct.* Près des anciennes installations des Bains de la Caille érigées dès 1447, se dégage une forte odeur de H₂S provenant d'une source thermominérale encore active (Nissile, 1989).

Sur rive droite des Ussets, à 700 m au sud des Goths, des couches verticales de Molasse rouge *auct.* affleurent dans le talus au nord du chemin conduisant aux Bains de la Caille. Elles représentent le front de l'anticlinal chevauchant de la Caille, également visible sur rive gauche des Ussets, où des bancs de calcaires verticaux à renversés de l'Urgonien blanc *auct.*, recouverts partiellement par des tufs, apparaissent sporadiquement dans le fond d'un petit torrent sans nom.

4. ÉBOULEMENTS ET SISMICITÉ

Entre l'Arve et les Ussets, une grande partie du versant NW du Salève dominant le bassin franco-genevois est instable (Fig. 30) : chutes de pierres, éboulements, glissements de terrain, coulées de boue, etc. Dans ses commentaires, Favre (1843) déjà, comme plusieurs de ses prédécesseurs, notait avec beaucoup de perspicacité la présence de fissures dans le sol qui, lorsqu'elles sont gorgées d'eaux, sont à l'origine d'éboulements. Elles peuvent être «dans le plan des couches de la montagne et sont évidemment produites par les eaux qui filtrent au travers des roches et par les gelées» (Favre, 1843 : 92). La cartographie du versant abrupt du Petit Salève, du Grand Salève et de la chaîne des Pitons a été l'occasion pour nous d'observer d'énormes fissures orientées NE-SW, souvent parallèles à des failles longitudinales dont certaines étaient inconnues jusqu'ici. Ces fractures se traduisent parfois dans la morphologie par des ravins assez profonds, qui correspondent à des plans de failles (Figs 74, 76).

Dans leur chapitre traitant des relations entre les formes

topographiques actuelles et la tectonique, Joukowsky & Favre (1913 : 380) concluaient déjà à leur époque que «les parois des rochers doivent leur origine à des failles, par décollement et enlèvement des terrains d'une des lèvres», ce qui implicitement sous-entendait la présence de fissures dans le terrain. Leur évolution au cours des prochaines décennies nécessiterait un appareillage permettant de surveiller l'instabilité de certains secteurs du Salève, comme il en existe, par exemple, le long du miroir de la faille du Vuache, à la Balme de Sillingy. Dans cette optique, il paraît opportun de rappeler brièvement certains éboulements préhistoriques et plus récents, mentionnés dans la littérature et/ou dans la presse. La liste est loin d'être exhaustive.

4.1. Eboulements préhistoriques

Eboulement de Veyrier. L'exploitation des carrières Chavaz Père et Fils, qui a occasionné la mise à jour des couches verticales à renversées des formations berriaso-valanginiennes et hauteriviennes, ont malheureusement causé la destruction de sites bien connus jusqu'ici pour leurs vestiges préhistoriques (Gosse, 1873 ; Jayet, 1936, 1937 ; Jayet & Sauter, 1954 ; Chaix, 1988 ; Gally, 1988). D'après Stahl Gretschi (2006, 2009, 2018), à Veyrier, «l'éboulement d'une partie de l'abrupte paroi nord-ouest du Salève, il y a plus de 15'000 ans a engendré un enchevêtrement d'énormes blocs calcaires. Les espaces vides laissés entre eux formaient des abris spacieux qui ont été occupés au Paléolithique supérieur». Reynaud & Chaix (1981), qui avaient daté un fragment de saule (*Salix* sp.) d'un niveau stratigraphique antérieur à l'éboulement, avaient obtenu la date radiocarbone de 13'000 ± 100 BP. Finalement, Stahl Gretschi (2018 : 64) date ces vestiges des abris dans l'éboulement de Veyrier de «la fin du vaste ensemble culturel du Paléolithique supérieur récent et plus précisément le Magdalénien supérieur, mais pas final». Les archéologues ont étudié ce site, mais n'ont pas précisé la provenance exacte du lieu d'origine de l'éboulement.

Eboulements à Beaumont et au Plateau de l'Ours. Boimond (1987 : 141) mentionne de «gigantesques éboulements qui forment des chaos» dans ces deux sites, il y aurait 9500 ans environ.

Eboulement du Coin. Il semble que peu de travaux aient porté sur l'éboulement du Coin fouillé par Constantin & Jayet (1944), puis par Rigassi & Spahni (1952), et daté de l'âge du Bronze (entre 3000 et 1200 BP).

4.2. Eboulements historiques entre le XIX^e siècle et aujourd'hui

Une recherche historique permettrait d'accéder à une connaissance indispensable à l'établissement d'une

carte des risques naturels de la région du Salève. Nous ne citerons ici que les éboulements les plus connus dans les deux derniers siècles. Pourtant il ne faut pas oublier que les catastrophes naturelles peuvent être liées à la néotectonique. Ainsi le grand éboulement, qui détruisit les aménagements des Bains de la Caille édifiés par Brulequin dès 1447 et reconstruits en 1847 serait peut-être lié à un séisme, bien que l'on ne dispose d'aucune preuve actuellement.

- **Petit Salève.** Dans ses «Considérations géologiques sur le Mont-Salève», Favre (1843 : 92) mentionne qu'en 1839 «il s'est détaché un fort gros bloc du toit des voûtes» sur le sentier menant au château de l'Hermitage. Il signale également que d'autres blocs sont sur le point de tomber.
- **Grand Salève.** Boimond (1987 : 141) cite en 1844 et en juillet 1879 des éboulements au Grand Salève, notamment au Saut-Gonet dont le bruit de l'éboulement «fut, dit-on, entendu de Genève».
- **Grand Salève.** Le 17 juin 1892, gros éboulement au-dessus du sentier de la Corratierie, bien visible au NW du Trou de la Tine. La niche d'arrachement de cet éboulement dans le Membre inférieur de la Formation de la Chambotte est signalée par une croix savoyarde peinte en rouge sur une grande tache blanche, visible depuis le bas du Grand Salève.
- **Grand Salève.** Le 29 novembre 1926, un éboulement de plus de 1000 m³ s'est déclenché à mi-hauteur de la montagne, au Feuillet, entre la Petite Gorge et la Grande Gorge ; les rochers ont dévalé jusqu'à la carrière Ravex, située entre le château de Crevin et Les Sources.
- **Grand Salève.** Le 24 octobre 1927, un éboulement au-dessous de la Croix de Monnetier a provoqué la chute de plusieurs blocs de rochers, qui sont tombés sur la plate-forme de la voie du funiculaire, à l'entrée du tunnel de Monnetier.
- **Grand Salève.** Le 31 octobre 1928, après de grosses pluies, plusieurs centaines de m³ de rochers ont dévalé la «Pissoir» (Grande Gorge) au-dessus de Bossey.
- **Grand Salève.** Le 27 décembre 1932, un gros éboulement de rochers s'est produit au-dessus du chemin de Saisiaz conduisant à la Grande Gorge.
- **Grand Salève.** Le 14 juin 1942, après de très violents orages, un premier éboulement se déclenche à l'extrémité de la Corratierie et traverse les Etournelles et le Chafardon ; le deuxième (20 juin 1942) dévale le long du couloir de la Mule que domine le Sphinx.
- **Petit Salève.** Le 31 décembre 1954, Lepère (1994 : 5) cite au Petit Salève la chute d'un «gros éboulis» qui cisaila les rails de la ligne ferroviaire Bellegarde - Evian.
- **Petit Salève.** Dans la nuit du 11 au 12 septembre 1964, une locomotive à vapeur du type 141 R 744 a été renversée par des rochers tombés du Petit Salève, provoquant la mort de plusieurs personnes.
- **Petit Salève.** Le 16 novembre 1988, près d'Etrembières, un éboulement parti au-dessus des Voûtes du Petit Salève comprenait des blocs de rochers dont cer-

tains faisaient plus de 5 m de haut. Ils sont tombés sur une largeur de près de 100 m, sur la route nationale RN206, l'autoroute A40 et sur la voie ferrée.

- **Grand Salève.** Le 7 janvier 2011, un gros éboulement a emporté en grande partie le câble au début du sentier des Etournelles en venant de la Grotte de la Mule. D'énormes blocs de rochers se sont détachés des surplombs dominant le sentier et ont balayé le sentier de Chafardon en deux endroits différents ainsi que les vires Büttikofer ; des blocs de rochers ont atteint le bas du Salève.
- **Grand Salève.** Le 10 mars 2015, au-dessus des courts de tennis de Collonges-sous-Salève, un gros rocher de plusieurs dizaines de m³ s'est détaché de la paroi dans le secteur des Petites Varappes.

4.3. Sismicité (chapitre révisé par F. Thouvenot)

Le chaînon du Salève, compris entre Etrembières et la cluse des Ussets (Bains de la Caille), ainsi que son proche entourage molassique, n'ont été affectés par aucun séisme naturel, depuis une trentaine d'années. En effet, durant cette période, le réseau Sismalp de l'observatoire de Grenoble n'a répertorié aucun séisme dans le polygone passant par Andilly, Beaumont, Bossey, Gaillard, Vétraz, la Muraz, le Sappey, Vovray et Cruseilles.

En revanche, pendant ces trois décennies, dans un polygone limité par Cruseilles - Choisy - Allonzier-la-Caille - Villy-le-Pelloux - Groisy, où n'affleure sporadiquement que la Molasse *s. l.* généralement recouverte par les dépôts quaternaires et/ou la couverture végétale, deux faibles séismes se sont produits :

- le 15 juillet 1996, quelques heures après le séisme principal d'Epagny de magnitude 5,3 ;
- et le 23 juillet 1996, quelques heures après la réplique principale de magnitude 4,2 (Thouvenot *et al.*, 1998).

La qualité des localisations ne permet pas de relier sans ambiguïté ces deux séismes à un jeu des failles de la zone décrochante de Cruseilles, ni de les supposer induits par l'activité sismique de la faille du Vuache, à une dizaine de kilomètres plus au sud. Mais c'est une éventualité qui ne peut être totalement écartée.

Dans ces dernières décennies, les éboulements observés dans le chaînon du Salève sont donc liés aux conditions climatiques (gel, dégel, canicules, pluies torrentielles, orages, etc.), mais ne sont pas liés à des séismes. Ce n'est peut-être pas le cas pour les grands éboulements préhistoriques.

5. DONNÉES DIVERSES

5.1. Hydrogéologie et spéléologie (chapitre rédigé par L. Savoy)

Depuis la parution de l'ouvrage «Le Salève Souterrain» de Pittard (1979), de nombreuses explorations spéléolo-

giques et études hydrogéologiques ont été réalisées dans le chaînon du Salève, parmi lesquelles nous ne citerons que de Los Cobos (1983) et Nicoud *et al.* (2018). Elles ont notamment permis de préciser une partie de l'organisation hydrogéologique des écoulements souterrains au sein de cette montagne.

La topographie des réseaux souterrains, des essais de coloration, l'étude structurale ou encore de nombreuses analyses physico-chimiques des sources karstiques bordant le Salève sont autant d'éléments nouveaux justifiant de le subdiviser en plusieurs compartiments hydrogéologiques entre les vallées des Usses et de l'Arve; du S au N :

- le bassin de la Bachai di Faye - Bains de la Caille,
- le bassin de la Douai,
- le bassin de Pomier et Archamps,
- le bassin des Eaux Belles.

5.1.1. Bassin de la Douai et Grotte de la Bachai di Faye, Bains de la Caille

Grotte de la Bachai di Faye

La grotte de la Bachai di Faye, située en rive gauche des Usses, a été explorée par la Société spéléologique genevoise (SSG) entre les années 1980 et 1990 (Rossi & Perotti, 1981 ; Rossi & Schaerrer, 1991). Son développement total atteint 1500 m et comprend de nombreuses galeries noyées. Sa résurgence, près des anciens Bains de la Caille, est alimentée par les eaux de la grotte du même nom. Les circulations sont prouvées par essais de coloration (Favre, 1978-1979). Du point de vue hydrogéologique, le réseau souterrain draine les eaux de la Montagne de la Mandallaz, du S vers le N.

Bassin de la Douai

Les sources de la Douai, situées en rive droite des Usses et à la sortie de la cluse, en aval des anciens Bains de la Caille, à l'émergence de la Bachai di Faye, présentent un débit d'étiage important de l'ordre de 40 litres par seconde, ce qui implique une extension de son bassin d'alimentation du même ordre que celui de la source des Eaux-Belles près d'Etrembières. La source devrait vraisemblablement drainer une portion du massif du Salève sur 6 km jusqu'au décrochement de Pomier.

Bains de la Caille

Les sources thermales de Bains Cherpier, plus communément connues sous le nom de Bains de la Caille, étaient déjà exploitées à l'époque romaine, puis au Moyen-Age par une léproserie (Pellet, 2017), avant de tomber dans l'oubli. C'est seulement en 1791 que les sources furent inscrites au registre des sources thermales médicinales de la Savoie. Après une exploitation florissante au XIX^e siècle suivie de plusieurs abandons, l'exploitation fut définitivement démantelée à la fin du XX^e siècle (Pellet, 2017). Les eaux des sources d'une température de l'ordre

de 22 à 23°C avaient un débit de 18 litres/minute, il y a quelques années. Provenant du Mont Pelé selon Nissille (1989), elles sont enrichies en sulfate et en hydrogène sulfuré lors de leur passage à travers les niveaux marnocalcaires de la Formation du Grand Essert, riches en pyrite. Par oxydation, ces eaux acquièrent un chimisme particulier. Leur température plus élevée que pour les autres sources du secteur s'expliquerait par une circulation lente et un gradient géothermique significatif. Par analogie avec la source de Bromines située plus au sud, à proximité de la zone faillée du Vuache, une provenance profonde (niveaux triasiques) n'est peut-être pas à exclure.

5.1.2. Bassin de Pomier-Archamps

Durant ces dernières décennies, le bassin de Pomier a grandement bénéficié des explorations spéléologiques. En effet, depuis 1990, d'importantes explorations ont été effectuées dans les différentes grottes du secteur de la Thuile (Vire, Enfer et Crânes). En premier lieu, une jonction entre les grottes de la Vire et de l'Enfer a été réalisée et fut suivie par la découverte d'un petit collecteur souterrain. D'autre part, de nombreuses nouvelles galeries ont pu être explorées dans la grotte des Crânes, suite à la désobstruction de certains passages. Les deux cavités, Vire et Enfer, et celle des Crânes, ne développent pas loin de 4 km de galeries et appartiennent au même système hydrogéologique; leurs résurgences sont localisées au niveau de Beaumont. Les galeries empruntent les unités lithologiques les plus imperméables du Crétacé inférieur: sommets des formations du Goldberg et de Vions. Moins solubles que les unités encadrantes, elles constituent des niveaux d'interception significatifs favorisant le ruissellement et donc, le développement de conduits. Le réseau des Crânes – Vire / Enfer est ainsi constitué de deux niveaux superposés, reliés entre eux par des puits verticaux correspondant à des failles verticales (failles longitudinales et/ou décrochements).

Le secteur d'Archamps, limité au NE par le décrochement du Coin et au SW par le bassin hydrogéologique de la grotte des Crânes, n'a pas fait l'objet d'investigations spécifiques depuis de nombreuses années. Hormis la célèbre grotte d'Archamps, qui semble constituer un regard ponctuel sur un réseau souterrain bien plus étendu, peu d'éléments permettent de préciser les spécificités hydrogéologiques de ce bassin.

5.1.3. Bassin des Eaux Belles

A partir de 2005, une reprise des anciennes explorations dans le gouffre de Bellevue, sur la commune de Monnetier-Mornex, a permis de rejoindre un collecteur semi-actif à -157 m de profondeur (Figs 61, 62). Ce collecteur actif en période de hautes eaux a été exploré

sur plusieurs centaines de mètres en direction du SW. Des siphons ont été plongés et démontrent que la cavité poursuit son développement en direction de la Croisette. Toujours en cours d'exploration, elle a été suivie sur plus de 1600 m de long en 2020 (SSG, inédit).

En parallèle à ces explorations, différentes études commandées par Annemasse Agglo ont porté sur l'étude de la source des Eaux Belles, captée pour l'alimentation en eau potable de la collectivité (Fig. 53). Elles ont consisté en des campagnes d'essais de coloration (Savoy & Coppo, 2008, 2012) et des suivis des niveaux d'eau dans le gouffre de Bellevue (Savoy, 2013). Ces essais ont démontré que le bassin d'alimentation des sources s'étendait sur plus de 6,5 km au SW, jusqu'au restaurant des Crêts. L'important décrochement du Coin constitue vraisemblablement la limite hydrogéologique méridionale du bassin d'alimentation de la source des Eaux Belles.

Les mesures de niveau dans le gouffre de Bellevue ont permis de mettre en évidence des mises en charge très importantes, de l'ordre d'une centaine de mètres. Historiquement, une remontée du niveau des eaux jusqu'en surface avait déjà été observée, le gouffre agissant ainsi en trop-plein du réservoir. Ce phénomène avait également été remarqué sur le flanc oriental du massif au niveau des gouffres d'En Haut-la Vy et de la Vipère, qui débordent également régulièrement. Ces phénomènes restent toutefois relativement rares et ne se produisent que quelques fois par centenaire.

5.2. Hydrocarbures (chapitre rédigé par C. Ruchat)

Dans leur rapport inédit sur l'anticlinal du Mont Salève, Michel & Ruchat (1959: 33-36) ont relevé dans les formations d'âge crétacé inférieur un grand nombre de traces d'hydrocarbures plus ou moins oxydés, que nous citons ci-dessous sans entrer dans le débat de leur origine (roches-mères). Pour plus d'informations, nous renvoyons le lecteur au travail de Cornioley (1988) dont la thèse porte sur la géochimie des hydrocarbures dans les sédiments anciens du bassin lémanique.

Membre inférieur de la Formation de la Chambotte: huile oxydée imprégnant des géodes et des diaclases

- 1 km à l'ouest de la Pointe du Plan (891°87/126°44/1030 m)
- à l'ouest des Pitons (893°41/129°0; 893°34/128°97; 893°36/128°92)

Formation du Vuache: huile oxydée imprégnant des géodes et des diaclases

- à 500 m à l'ouest du Grand Piton (893°33/128°81/960 m; 893°37/128°88/380 m)
- chemin du col de Chatillon (Petit Salève) (899°82/137°69/490 m)
- près du réservoir d'eau de la ville d'Annemasse (900°10/137°79/500 m)

Formation du Grand Essert: huile oxydée sur des plans de diaclases

- route Saint-Blaise - les Convers (890°80/125°49/950 m)
- les Treize Arbres (897°72/135°34/1130 m; 897°78/135°36/1130 m)

Urgonien jaune *auct.* :

- à 400 m au SE des Lirons (892°15/123°35/920 m): mouchetures d'huile oxydée

Urgonien blanc *auct.* :

- Combe Isabelle (892°20/124°65/1070 m): huile oxydée sur plans de diaclases
- près du chalet de la Brendaz (892°65/125°74/1218 m): indices sur plans de faille
- à 500 m à l'ouest des Convers (891°92/126°69/730 m): indices sur plans de faille et dans géodes
- à 750 m au NW de la Thuile (892°42/128°15/850 m): indices sur plans de faille et dans géodes
- près de Grange Gaby (897°52/133°76/1209 m): huile oxydée sur plans de diaclases
- près de l'Observatoire (897°44/134°60/1230 m): indices sur plans de diaclases
- entre la Petite et la Grande Gorge (896°80/134°76 et 896°62/134°52 à 650 m environ)
- les Treize Arbres (897,82/135,34/1145 m): huile oxydée sur plans de diaclases
- carrière des Esserts (899°86/135°64/610 m): huile oxydée visqueuse sur plans de diaclases
- route Monnetier - Mornex, près du sanatorium (900°00/136°10/620 m): indices sur plans de diaclases
- à 1 km au sud d'Etrembières (900°18/137°73/610 m; 899°90/137°53/650 m): indices sur plans de diaclases et/ou dans géodes.

5.3. Les blocs erratiques du Salève

Certains blocs erratiques du Salève proviennent d'une glaciation plus importante et plus ancienne que celle du Würm. Favre (1862b) mentionne des blocs «jusque près du sommet». Rappelons que d'après Coutterand (2018: 51), l'extension maximale des glaciers aurait culminé vers 450'000 BP. Elle a provoqué un développement de glaciers jusqu'à des altitudes supérieures à celle du Salève et l'on peut supposer que l'épaisseur de la calotte de glace qui recouvrait le bassin franco-genevois atteignait probablement au moins 1000 m. En effet, Favre (1862b) signale dans le massif des Bornes, sur la rive opposée de l'Arve, deux blocs (encore conservés actuellement) «placés près du sommet de la montagne du Brezon (= Pointe d'Andey: 1877 m). Le plus élevé se trouve à 1665 m au-dessus du niveau de la mer, c'est-à-dire à 1220 m au-dessus du fond de la vallée mesuré à Bonneville», donc bien plus haut que le sommet du chaînon du Salève (le Grand Piton: 1379 m).

Durant les glaciations quaternaires (entre -2 millions d'années environ et -20'000 ans), les glaciers du Rhône et de l'Arve se sont écoulés de part et d'autre du Salève ou l'ont recouvert, comme en témoignent les blocs erratiques (Fig. 3) qui le jonchent (Coutterand, 2010, 2018).

Ceux du plateau sommital, qui proviendraient des Alpes valaisannes, auraient été amenés par le glacier du Rhône lors de l'avant-dernière glaciation (Riss, entre -180'000 et -130'000 ans). Au cours de la dernière glaciation du Würm, la montagne n'était pas complètement sous la glace et c'est le glacier de l'Arve qui a apporté des «roches du Pays du Mont-Blanc» sur une partie du chaînon du Salève, notamment sur le Petit Salève.

Malgré un appel à freiner leur exploitation (Favre & Soret, 1869) et une protection qui aurait dû être assurée vers 1877 par la lettre «F» gravée sur l'une des faces, beaucoup d'entre eux ont été débités pour les soubassements de chalets, les marches d'escaliers, les encadrements de fenêtres, etc., ainsi que pour la construction du chemin de fer d'Annecy à Thonon et à Fort de l'Ecluse entre 1877 et 1879. En 1826, de Luc signalait au Petit Salève plus de 1200 blocs erratiques, les plus grands atteignant 15 m de longueur. Aujourd'hui, on n'en compte plus que 400, la dimension minimale retenue est de 80 cm. Les plus célèbres sont la Pierre à Tasson et Pierre Vieille au Petit Salève, où un recensement a été effectué par Petrus (1974) et Petrus & Decrouez (1988). Sous les Rochers d'Archamps dans la forêt de Crémillon, un bloc erratique, non signalé jusqu'ici, partiellement envahi par la végétation, de même ordre de grandeur que celle des Pierres du Niton dans la rade de Genève (Sesiano *et al.*, 2011 : 84), dépasse par ses dimensions ceux qui ont été décrits jusqu'ici au du Petit Salève (Fig. 86).

Près du sommet du Grand Salève, dans les pâturages de Grange Tournier, il faut relever le mimétisme qui existe entre certains blocs de Grès sidérolithiques et les vrais blocs erratiques de granite et/ou de gneiss. Cette étrangeté avait déjà été remarquée par Favre (1867 : 282); voir 2.13.2.



Fig. 86: Sous les Rochers d'Archamps, dans la forêt de Crémillon, bloc erratique de la taille de celle des Pierres du Niton dans la rade de Genève.

6. FUTURS THÈMES DE RECHERCHES

Ce travail sur le Salève, se voulant avant tout factuel et non basé sur des hypothèses souvent difficilement vérifiables, se termine par des recommandations pour relancer de futures recherches.

La nouvelle cartographie géologique (relevée sur un fond topographique à 1/10'000 et présentée ici à 1/25'000) du chaînon du Salève entre l'Arve et les Usses a été l'occasion de découvertes notamment sur la stratigraphie et la structure de cette montagne. Encore aujourd'hui, après ce travail et malgré les travaux synthétiques de Joukowsky & Favre (1913) et de leurs successeurs, notamment Paréjas (1938), Rigassi (1957), Schroeder (1958), Lombard (1965) et Amberger *et al.* (1988), l'état des connaissances reste encore insuffisant pour argumenter la genèse du Salève, c'est pourquoi ce thème n'est pas abordé dans ce travail. Relever ce défi nécessite de nouvelles recherches sur cette montagne, en plus d'investigations profondes basées sur des moyens géophysiques. Les roches constituant le Salève et le sous-sol du bassin genevois ne représentent qu'une infime partie des périodes de dépôts, les lacunes dues aux émergences et aux érosions continentales étant plus importantes que les phases de sédimentation. La Nature nous offre un livre d'histoire dont trop de pages manquent (lacunes sédimentaires) ou ont été arrachées (érosions). Les affleurements des roches les plus anciennes (Formation du Coin) du Salève, seuls témoins concrets du passé, ne dépassent pas le Tithonien (soit environ -150 millions d'années). Le forage de Thônex, très proche du Petit Salève, n'a atteint que les calcaires et marnes de l'Oxfordien supérieur, dont l'âge est estimé à -160 millions d'années (Wernli & Jenny, *in* Jenny *et al.*, 1995 : 377). La reconstitution de l'évolution géologique de la région du Salève ne peut donc être précisée qu'aux périodes pour lesquelles il existe des traces concrètes : roches et/ou fossiles.

6.1. Stratigraphie et paléontologie

Joukowsky & Favre (1913) dans leur monographie sur le Salève avaient déjà recensé quelque 500 espèces de macrofossiles différents (échinides, brachiopodes, lamelibranches, gastéropodes, céphalopodes) en plus de quelques dents de poissons et de rares foraminifères. Au XX^e siècle, avec le développement de la micropaléontologie grâce à l'industrie pétrolière, de nombreux travaux ont porté sur les microfossiles du Salève (foraminifères, algues, ostracodes). Plusieurs holotypes décrits pour la première fois au Salève ont été répertoriés et recensés par Martini & Zaninetti (1995).

La palynologie (et dans une moindre mesure l'étude de la nannoflore) a également permis d'affiner les datations et de préciser les paléoenvironnements. Rappelons que la palynologie consiste à étudier des algues unicellulaires fossiles (principalement des kystes de dinoflagellés ou

dinokystes), de spores et pollen, de débris végétaux et de restes d'animaux. Bien qu'en concentrations variables, pratiquement toutes les lithologies contiennent ces types de microfossiles. Pour cette raison, la palynologie semble particulièrement bien adaptée aux investigations stratigraphiques nécessaires pour la datation des terrains du Jurassique supérieur du Salève. Les formations du Coin, des Etiollets et du Twannbach, accessibles en varappe dans la paroi des Etiollets, mériteraient de faire l'objet de recherches palynostratigraphiques pour préciser leur âge et leur paléoenvironnement. Bien que ces formations correspondent à des dépôts de plates-formes carbonatées peu profondes, il est certainement possible de découvrir des associations de dinokystes et de nannoflore significatives tant sur le plan biostratigraphique que paléoenvironnemental. Ce type de recherches a déjà été testé sur des calcaires argileux des formations valanginiennes au Salève par Monteil (1991, 1992a, b) et Deville *et al.* (1992), et plus largement dans le Jura franco-suisse notamment par Clavel *et al.* (2007), Jan du Chêne *et al.* (2015) et Strasser *et al.* (2018a, b).

Les Grès sidérolithiques. Le récent travail de Crinière (2019), surtout axé sur la pétrophysique des Grès sidérolithiques, devrait être complété par une étude litho- et biostratigraphique. La connaissance de l'extension spatiale et verticale des niveaux argileux découverts à la base de cette unité (ce travail) déboucherait, outre son intérêt académique, sur une meilleure compréhension de la rétention des eaux météoriques dans certaines mares d'alpage (goyas) au Salève. Bien que les affleurements soient assez rares, ils sont facilement accessibles à la tarière (Duran, 2012). De plus, d'importants travaux récents dus aux aménagements routiers, dans la région du Noiret (en amont des ponts de la Caille), ont découvert de nouveaux affleurements de Grès sidérolithiques et des formations qui les encadrent, ce qui pourrait faire l'objet de nouvelles recherches.

Les Poudingues de Mornex. L'inventaire pétrographique et micropaléontologique des galets reste à établir. Grâce à la nouvelle carte géologique (Fig. 3), les affleurements bien repérés faciliteront un échantillonnage exhaustif, indispensable pour la reconstitution de l'évolution paléogéographique du Salève et des régions voisines depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'Oligocène.

Les formations molassiques. Une étude litho- et biostratigraphique de ces formations sur les deux versants du chaînon du Salève, particulièrement sur son flanc NW entre les décrochements du Coin et de Pomier, notamment au pied des Rochers d'Archamps, contribuerait à préciser les relations structurales entre les écaillles de Molasse rouge *auct.* et de Molasse grise *auct.* liées au chevauchement du flanc NW du chaînon du Salève sur le bassin molassique franco-genevois. Enfin, les formations molassiques de la zone décrochante

de Cruseilles nécessiteraient un échantillonnage exhaustif notamment dans le Ruisseau de la Saint-Martin, dans le Nant de Pesse-Vieille et dans le ruisseau sans nom entre les Fourches et les Usses. Des datations à partir de charophytes et de dents de mammifères faciliteraient la détection de contacts biostratigraphiques anormaux liés aux passages des failles décrochantes.

6.2. Géologie structurale

Le nouveau levé de terrain pour la carte géologique à 1/10'000 du Salève devrait s'accompagner d'une analyse structurale à très grande échelle dans certains secteurs, spécialement dans les carrières Chavaz Père et Fils, la Petite et la Grande Gorge, dans le décrochement de Pomier et le promontoire de la Thuile. Ce type de recherche fournirait les clefs nécessaires à la compréhension de la genèse du Salève.

6.3. Risques naturels

Une cartographie à une échelle très détaillée de certains secteurs du versant NW du chaînon du Salève entre l'Arve et les Usses permettrait d'élaborer une carte des aléas naturels (éboulements, glissements de terrain). Les zones à risques sont nombreuses, surtout au pied de son versant NW, comme le démontrent certains rapports, tels que « l'étude relative à la révision de la carte des aléas naturels » (Direction départementale des territoires de la Haute-Savoie, 2016) pour la commune de Collonges-sous-Salève ou « le plan de prévention des risques naturels prévisibles d'Archamps » (Direction départementale de l'Agriculture et de la Forêt, 2018). Ce dernier relate non seulement les éboulements, mais aussi les glissements de terrain, comme celui qui s'écoule en direction de Bléchiens et qui provient de la région du Beulet. L'installation d'appareils de mesures destinés à la surveillance de l'instabilité de certains secteurs du Salève s'avère aujourd'hui indispensable, comme il en existe le long du miroir de la faille du Vuache, près de la Balme de Sillingy.

6.4. Géologie régionale

Le tir de nouvelles lignes sismiques sur les deux versants NW et SE du chaînon du Salève fournirait une image précise du raccord entre les couches du versant SE du Salève avec celles du Plateau des Bornes, où les deux forages Salève-1 et Salève-2 implantés au XX^e siècle n'ont malheureusement pas atteint le substratum mésozoïque. Des recherches géophysiques dans la zone décrochante de Cruseilles s'avèrent également indispensables pour acquérir une image précise de la structure de ce secteur, dans lequel le Centre européen de Recherches nucléaires

(CERN) envisage de construire un nouvel accélérateur de particules.

Comme le géographe genevois Claude Raffestin (1988 : 15) le rappelait : « le Salève a été, depuis le XVIII^e siècle, le laboratoire de plein vent où les naturalistes sont venus exercer leur observation sagace ». Que cet esprit continue de stimuler les jeunes chercheurs !

REMERCIEMENTS

Au début de leur travail, les auteurs ont bénéficié d'une contribution financière de la Faculté des Sciences de l'Université de Genève grâce à l'intervention du Prof. Lluís Fontboté, alors vice-doyen. Nous lui sommes très reconnaissants pour son appui et son enthousiasme lors de notre présentation du projet de relever une nouvelle carte géologique à 1/10'000 du chaînon du Salève entre les vallées de l'Arve et des Ussets.

L'intérêt scientifique de notre initiative a été d'emblée reconnu par la Directrice du Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève, Dr Danielle Decrouez. Cette géologue a toujours montré un intérêt scientifique particulier pour le Salève en publiant, soit seule, soit en collaboration, des documents pédagogiques sur cette montagne. Elle nous a fait profiter de sa compétence scientifique, de sa connaissance du Salève et de sa large expérience dans le domaine rédactionnel. Nous lui sommes redevables d'avoir bien voulu relire tout le manuscrit et de nous avoir fait part de ses nombreuses remarques pertinentes. Grâce à son successeur, le Dr Lionel Cavin, nous avons profité d'un appui humain et financier du Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève. Il nous a mis à disposition Pierre-Alain Proz, collaborateur scientifique. De plus il a subventionné des recherches palynologiques, qui ont permis de dater avec précision certains terrains du Crétacé inférieur.

Nous remercions également Swisstopo (Berne) pour son soutien logistique, et tout particulièrement le Dr Alain Morard, qui a adapté à nos besoins le fond topographique des cartes de l'Institut géographique national français. En effet, bien que sur territoire français, une portion du chaînon du Salève figure sur la feuille 1301 de l'Atlas géologique de la Suisse. Le Syndicat mixte du Salève et la Communauté de Communes du Genevois, gestionnaires du Salève, nous ont fourni un soutien logistique apprécié durant toutes nos recherches sur le terrain. Nous leur témoignons notre gratitude, particulièrement à Pierre Cusin, alors président, et à Eric Dürr, chargé de mission. Nous sommes également reconnaissants au Prof. Raymond Énay, qui nous a transmis de précieuses données sur les formations du Jurassique supérieur et avec qui nous avons eu des échanges fructueux. A plusieurs reprises, nous avons fait appel au Prof. Jean-Pierre Masse, que nous remercions pour ses déterminations de rudistes du Crétacé inférieur. Le Prof. Didier Bert, conservateur à la Réserve naturelle nationale géologique

de Haute-Provence, nous a également fait profiter de ses conseils pertinents et de ses larges connaissances sur les ammonites de l'Hauterivien récoltées au Salève. Le Prof. F. Thouvenot a apporté ses connaissances sur la sismicité régionale et nous a aidé à rédiger le chapitre correspondant ; qu'il en soit remercié. Lors de plusieurs tournées sur le terrain, le Dr Olivier Kaufmann, ingénieur-géologue, nous a livré de nombreuses nouvelles données sur les formations du Crétacé inférieur au Salève, notamment dans les carrières Chavaz Père et Fils. La direction de cette entreprise nous a toujours facilité l'accès dans le périmètre de leur exploitation et nous a fait bénéficier de rapports confidentiels, ce dont nous la remercions. Le Dr Pierre-Olivier Mojon a également accepté d'examiner des charophytes et des ostracodes caractéristiques de certaines formations, notamment molassiques ; nous lui en sommes très reconnaissants. Enfin, nous remercions le Dr Jacques Martini pour ses pertinentes remarques sur l'histoire du Salève au Cénozoïque.

Plusieurs collègues nous ont parfois accompagnés sur le terrain et nous ont fait part de leurs observations. Nous citerons en premier lieu le Prof. Roland Wernli avec qui nous avons élaboré et publié notre premier travail en 2013 dans le cadre de la révision de la géologie du Salève. Des remerciements particuliers s'adressent au Dr Mario Sartori qui nous a accompagnés sur le terrain à plusieurs reprises, surtout sur les versants NW et SE du Petit et du Grand Salève et nous a fait profiter de sa large expérience en géologie structurale. Nous avons eu également le plaisir d'avoir l'avis de collègues sur le terrain : le Prof. Eric Davaud, le Dr Antoine Pictet et Marc Hottinger, ingénieur-hydrogéologue, directeur de HYDRO-GEO (Genève), ainsi que le guide de montagne et spéléologue André Collin.

Les auteurs de ce travail tiennent à remercier particulièrement les deux reviewers, Dr Alain Morard et Dr Mario Sartori, qui ont relu très attentivement le manuscrit et nous ont fait part de nombreuses remarques pertinentes qui ont contribué à améliorer notre travail. Finalement, nous remercions Mme Corinne Charvet pour son excellent travail d'édition.

BIBLIOGRAPHIE

- Achard R. & Jayet A. 1967. Sur l'extension respective des glaciers du Rhône et de l'Arve, au cours de la période würmienne, au voisinage du Mont Salève (Haute-Savoie, France). *Compte rendu des Séances de la Société de Physique et d'Histoire naturelle, nouvelle série*, 12(3) : 188-200.
- Affolter T. & Gratier J.-P. 2004. Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: The Jura case. *Journal of Geophysical Research*, 109 : B03404.
- Affolter T., Faure J.-L., Gratier J.-P. & Colletta B. 2008. Kinematic models of deformation at the front of the Alps: new data from map-view restoration. *Swiss Journal of Geosciences*, 101 : 289-303.
- Ainardi R. 1977. Un paysage margino-littoral : le «Purbeckien

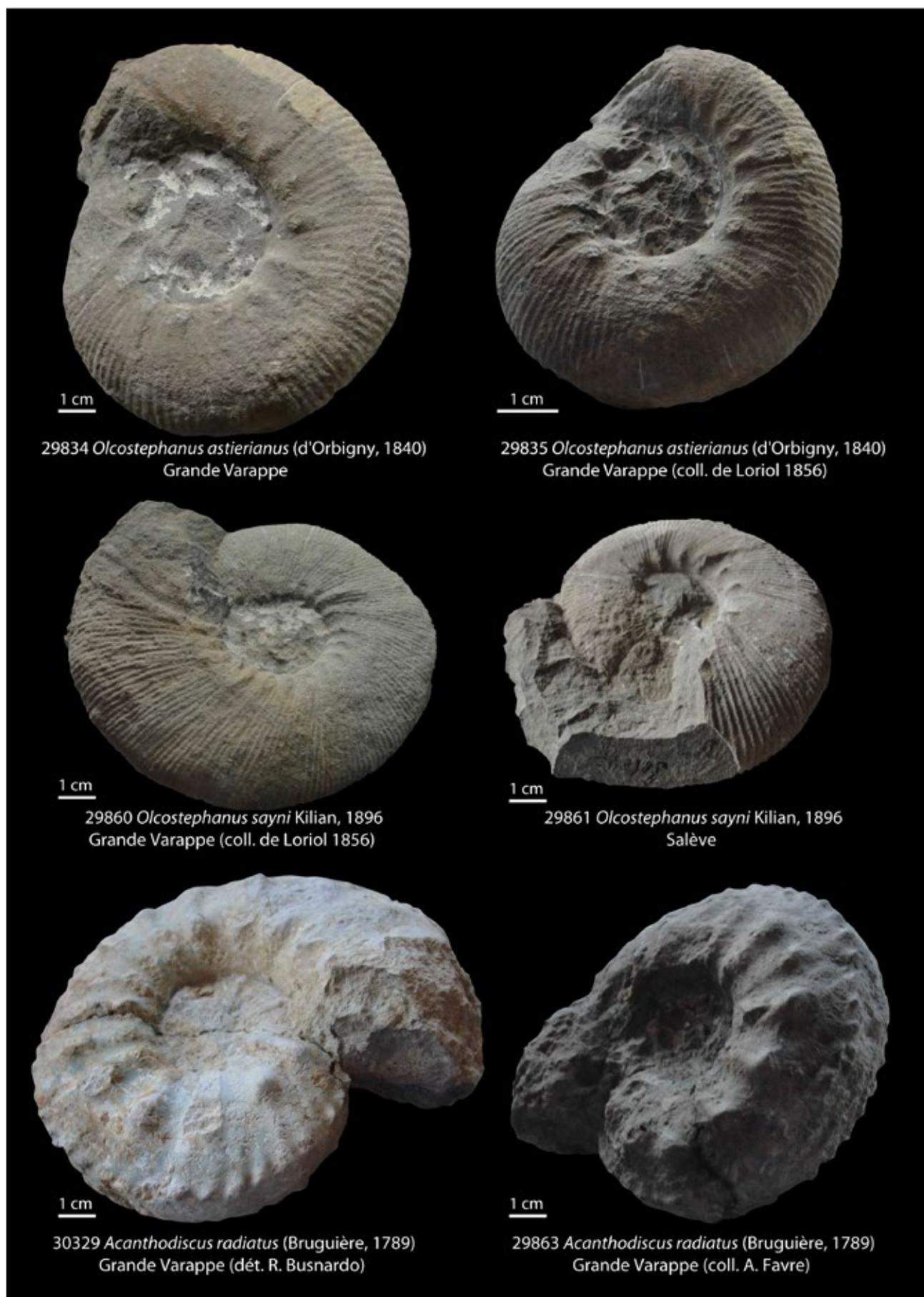
- du Jura méridional. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7) 19: 257-264.
- Amberger G. 1982. Profil tectonique. In: *Le Pays de Genève* (vol. 1: 23-36; fig. pp. 24-25). Association de l'Encyclopédie de Genève.
- Amberger G. & Ruchat C. 1978. Relevé tectonique général du bassin genevois. In: *Etude de la fracturation tectonique active dans le Canton de Genève et environs*. Rapport inédit. E.O.S. et Service cantonal de Genève, 45 pp.
- Amberger G., Carozzi A., Charollais J., Decrouez D., Ruchat C. & Zaninetti L. 1988. Histoire géologique du Salève d'Horace-Bénédict de Saussure à nos jours. *Archives des Sciences*, 41(1): 1-42.
- Amstutz A. 1972. Le Salève: un ajustement isostatique. *Compte rendu des Séances de la Société de Physique et d'Histoire naturelle*, 7, 2-3: 88-89.
- Arikan Y. 1964. Etude géologique de la chaîne Grand Crêdo-Vuache (Ain, Haute-Savoie, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 57(1): 1-74.
- Arnaud H. & Arnaud-Vanneau A. 1991. Les calcaires urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France): âge et discussion des données stratigraphiques. *Géologie Alpine*, 68: 13-56.
- Arnaud H., Arnaud-Vanneau A., Blanc-Aletru M.-C., Adatte T., Argot M., Delanoy G., Thieuloy J.-P., Vermeulen J., Virgone A., Virlouvot B. & Wermeille S. 1998. Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France). *Géologie Alpine*, 74: 3-89.
- Arnaud-Vanneau A. & Masse J.-P. 1989. Les foraminifères benthiques des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien *pro parte* du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI: 257-276.
- Atlas géologique de la Suisse 1965. *Feuille 48. 1301 Genève 1/25'000*. Commission géologique suisse.
- Aubert D. 1975. L'évolution du relief jurassien. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 68(1): 1-64.
- Baumberger E. 1901. Über Facies und Transgressionen der unteren Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. *Wissenschaftliche Beilage, Bericht der Töcherschule in Basel*, 1-44.
- Baumberger E. 1903-1910. Fauna der Unteren Kreide im westschweizerischen Jura. *Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft*, I (1903) 30: 60 pp.; II (1906a) 32: 80 pp.; III (1906b) 33: 29 pp.; IV (1907) 34: 45 pp.; V (1908) 35: 40 pp.; VI (1910) 36: 57 pp.
- Baumberger E. & Moulin H. 1899. La série néocomienne à Valangin. *Bulletin de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, 26: 150-210.
- Bernier P. 1984. Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon*, 92: 422 pp.
- Bienfait P. 1991. Eléments sur la karstification et l'évolution paléogéographique du Jura. *Karstologia*, 17: 19-30.
- Blanc E. 1996. Transect plate-forme – bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts de sédiments. *Géologie Alpine, Mémoire hors série*, 25: 311 pp.
- Blanc-Aletru M.C. 1995. Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien: micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. *Géologie Alpine, Mémoire hors série*, 24: 299 pp.
- Blondel T. 1984. *Etude géologique et tectonique de la partie septentrionale de la Montagne du Vuache (Haute-Savoie, France)*. Diplôme d'Ingénieur-géologue, Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève, 310 pp. (inédit).
- Blondel T. 1990. Lithostratigraphie synthétique du Jurassique et du Crétacé inférieur de la partie septentrionale du Vuache (Jura méridional, Haute-Savoie, France). *Archives des Sciences*, 43(1): 175-191.
- Boimond J.J. 1987. *Le Salève, images et anecdotes*. Editions Marendaz, offset, couleurs. Mont-sur-Lausanne, 223 pp.
- Böker E. 1994. *Interprétation des milieux de dépôts et recherche des discontinuités sédimentaires dans une coupe de la Haute-Chaine à la limite Berriasien/Valanginien*. Diplôme en Sciences de la Terre, Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève, 43 pp. (inédit).
- Bover-Arnal T. & Strasser A. 2013. Relative sea-level change, climate, and sequence boundaries: insights from the Kimmeridgian to Berriasian platform carbonates of Mount Salève (SE France). *International Journal of Earth Sciences*, 102(2): 493-515.
- Bulot L.G. 1992. Les *Olcostephaninae* valanginiens et hauteriviens (Ammonitina, Cephalopoda) du Jura franco-suisse (Systématique et intérêt biostratigraphique). *Revue de Paléobiologie*, 11: 149-166.
- Bulot L.G. 1995. *Les formations à ammonites du Crétacé inférieur dans le Sud-est de la France (Berriasien à Hauterivien): biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires*. Thèse, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 397 pp.
- Busnardo R. & Thieuloy J.-P. 1989. Les ammonites de l'Hauterivien jurassien: révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien. *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI: 101-147.
- Busnardo R., Charollais J., Weidmann M. & Clavel B. 2003. Le Crétacé inférieur de la Veveyse de Châtel (Ultrasuisse) des Préalpes externes; canton de Fribourg, Suisse). *Revue de Paléobiologie*, 22(1): 1-174.
- Caire A. 1960-1963. Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. *Mémoire de la Société géologique de France, Livre en mémoire du Prof. Fallot*, II: 105-158.
- Carozzi A. 1948. *Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse*. Kündig, Genève, 175 pp.
- Carozzi A. 1950a. « Graded bedding » et rythmes sédimentaires dans le Séquanien supérieur du Grand-Salève (Haute-Savoie). *Archives des Sciences*, 3: 439-442.
- Carozzi A. 1950b. Présence du Séquanien supérieur au Grand-Salève (Haute-Savoie). *Archives des Sciences*, 3: 228-231.
- Carozzi A. 1953a. A propos de la limite Kimméridgien-Portlandien au Grand-Salève (Haute-Savoie). *Cahiers géologiques, Thoiry*, 18: 153-155.
- Carozzi A. 1953b. Un épisode continental à la limite Hauterivien – Barrémien au Grand Salève. *Archives des Sciences*, 6(6): 393-396.
- Carozzi A. 1954. Le Jurassique supérieur récifal du Grand-Salève, essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 47: 373-376.
- Carozzi A. 1955. Sédimentation récifale rythmique dans le

- Jurassique supérieur du Grand-Salève. *Sonderdruck Geologische Rundschau*, 43 : 433-446.
- Carozzi A. 1990. Histoire des Sciences de la Terre entre 1790 et 1815 vue à travers les documents inédits de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève. Trois grands protagonistes : Marc-Auguste Pictet, Guillaume-Antoine Deluc et Jean Tollot. *Mémoire de la Société de Physique et d'Histoire naturelle*, 15, 411 pp.
- Carozzi A. & Verdan J. 1950. Faits nouveaux dans le Jurassique supérieur du Grand Salève (Haute-Savoie). *Archives des Sciences*, 3(6) : 455-458.
- Chaix L. 1988. Le Salève au Quaternaire : environnement et préhistoire. *Archives des Sciences*, Genève, 41(1) : 159-171.
- Chardon M. 1989. Les karsts de l'avant-pays alpin au nord des Alpes occidentales : le creusement glaciaire des réseaux souterrains. *Karstologia*, 13 : 21-32.
- Charollais J. 1962. Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie). *Archives des Sciences*, 15(4) : 631-732.
- Charollais J. 1995-1996. Le Salève, nouveau-né. *Campus, Genève* : 34-39.
- Charollais J. & Badoux H. 1990. *Suisse lémanique, Pays de Genève et Chablais*. Guides géologiques régionaux. Masson, Paris, 224 pp.
- Charollais J. & Deville Q. 1990. Itinéraire 2A. Genève-Monnetier-la Croisette-Collonges-Genève. In : Charollais J. & Badoux H. 1990. *Suisse lémanique, Pays de Genève et Chablais*. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris : 15-30.
- Charollais J. & Lombard A. 1966. Stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines aux environs de Genève. *Archives des Sciences*, 19(1) : 49-81.
- Charollais J. & Metzger J. 1990. *Itinéraire géologique du Grand Salève*. Imprimerie Villiere, 1 p. (épuisé).
- Charollais J. & Mouty M. 1965/1966. Coupe A. Route Le Coin – la Croisette (pp. 30-52). In : Charollais J., Arnaud-Vanneau A., Busnardo R., Clavel B., Donze P., Fauconnier D., Manivit H., Oertli H.-J., Septfontaine M., Steinhauser N., Strasser A. 1981 : Livret-Guide du Groupe français du Crétacé – Réunion en Haute-Savoie, 25-27 mai 1981. *Publication du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève, Série Guide géologique*, 1 : 169 pp.
- Charollais J., Brönnimann P. & Zaninetti L. 1966. Troisième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Remarques stratigraphiques et description de *Pseudotextulariella salevensis* n. sp. ; *Haplophragmoides joukowskyi* n. sp. ; *Citaella ? favrei* n. sp. *Archives des Sciences*, 19(1) : 23-48.
- Charollais J., Arnaud-Vanneau A., Busnardo R., Clavel B., Donze P., Fauconnier D., Manivit H., Oertli H.-J., Septfontaine M., Steinhauser N. & Strasser A. 1981a. Livret-Guide du Groupe français du Crétacé – Réunion en Haute-Savoie, 25-27 mai 1981. *Publication du Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève, Série Guide géologique*, 1, 169 pp.
- Charollais J., Ginet C., Huguency M. & Müller J.-P. 1981b. Sur la présence de dents de mammifères à la base et dans la partie supérieure de la Molasse rouge du plateau des Bornes (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 74(1) : 37-51.
- Charollais J., Amato E., Desjacques P. & Gischig F. 1982. *Analyse lithologique des forages du CERN*. Rapports inédits. Archives du CERN, Genève.
- Charollais J., Clavel B., Amato E., Escher A., Busnardo R., Steinhauser N., Macsotay O. & Donze P. 1983. Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 76(3) : 217-256.
- Charollais J., Ginet C., Müller J.-P., Lombard A., Dondey D. & Rosset J. 1986. *Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Annecy-Bonneville (678)*. BRGM, Orléans.
- Charollais J., Ruchat C., Ginet C., Müller J.-P., Lombard A., Dondey D. & Rosset J. 1986. *Feuille Annecy-Bonneville. Carte géologique de la France à 1/50 000*. BRGM, Orléans.
- Charollais J., Busnardo R., Cardin M., Clavel B., Decrouez D., Delamette M., Gorin G., Lepiller M., Mondain P.-H., Rosset J. & Villars F. 1988. *Notice explicative de la feuille Annecy-Bonneville à 1/50 000*. Editions BRGM, Orléans, 139 pp.
- Charollais J., Clavel B., Busnardo R. & Maurice B. 1989. L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI : 49-72.
- Charollais J., Davaud E. & Jamet M. 1996. Evolution du bord oriental de la plate-forme jurassienne entre le Jurassique supérieur et l'Oligocène : modèle basé sur trois forages pétroliers (Haute-Savoie). *Géologie de la France*, 1 : 25-42.
- Charollais J., Plancherel R., Monjuvent G. & Debelmas J. 1998. *Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Annemasse (654)*. Editions BRGM, Orléans, 130 pp.
- Charollais J., Clavel B., Schroeder R., Busnardo R., Cherchi A., Massera M., Müller A., Orsat V. & Zaninetti L. 2001. Installation et évolution de la plate-forme urgonienne du Jura aux chaînes subalpines septentrionales (Bornes, Bauges, Chartreuse). Suisse, France. *Archives des Sciences*, 54(3) : 139-169.
- Charollais J., Wernli R., Meyer C. A. & Clavel B. 2007a. Découverte d'empreintes de dinosaures dans le Berriasien du Jura méridional (Ain, France). *Archives des Sciences*, 60 : 33-40.
- Charollais J., Weidmann M., Berger J.-P., Engesser B., Hotellier J.-F., Gorin G., Reichenbacher B. & Schäfer P. 2007b. La Molasse du bassin franco-genevois et son substratum. *Archives des Sciences*, 60 : 59-174.
- Charollais J., Clavel B. & Busnardo R. 2008. Biostratigraphie

 Planche I

Ammonites de la Formation du Grand Essert

Planche élaborée avec la collaboration de Didier Bert. Les numéros correspondent aux numéros de collection du Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève.



1 cm

29834 *Olcostephanus astierianus* (d'Orbigny, 1840)
Grande Varappe

1 cm

29835 *Olcostephanus astierianus* (d'Orbigny, 1840)
Grande Varappe (coll. de Loriol 1856)

1 cm

29860 *Olcostephanus sayni* Kilian, 1896
Grande Varappe (coll. de Loriol 1856)

1 cm

29861 *Olcostephanus sayni* Kilian, 1896
Salève

1 cm

30329 *Acanthodiscus radiatus* (Bruguière, 1789)
Grande Varappe (dét. R. Busnardo)

1 cm

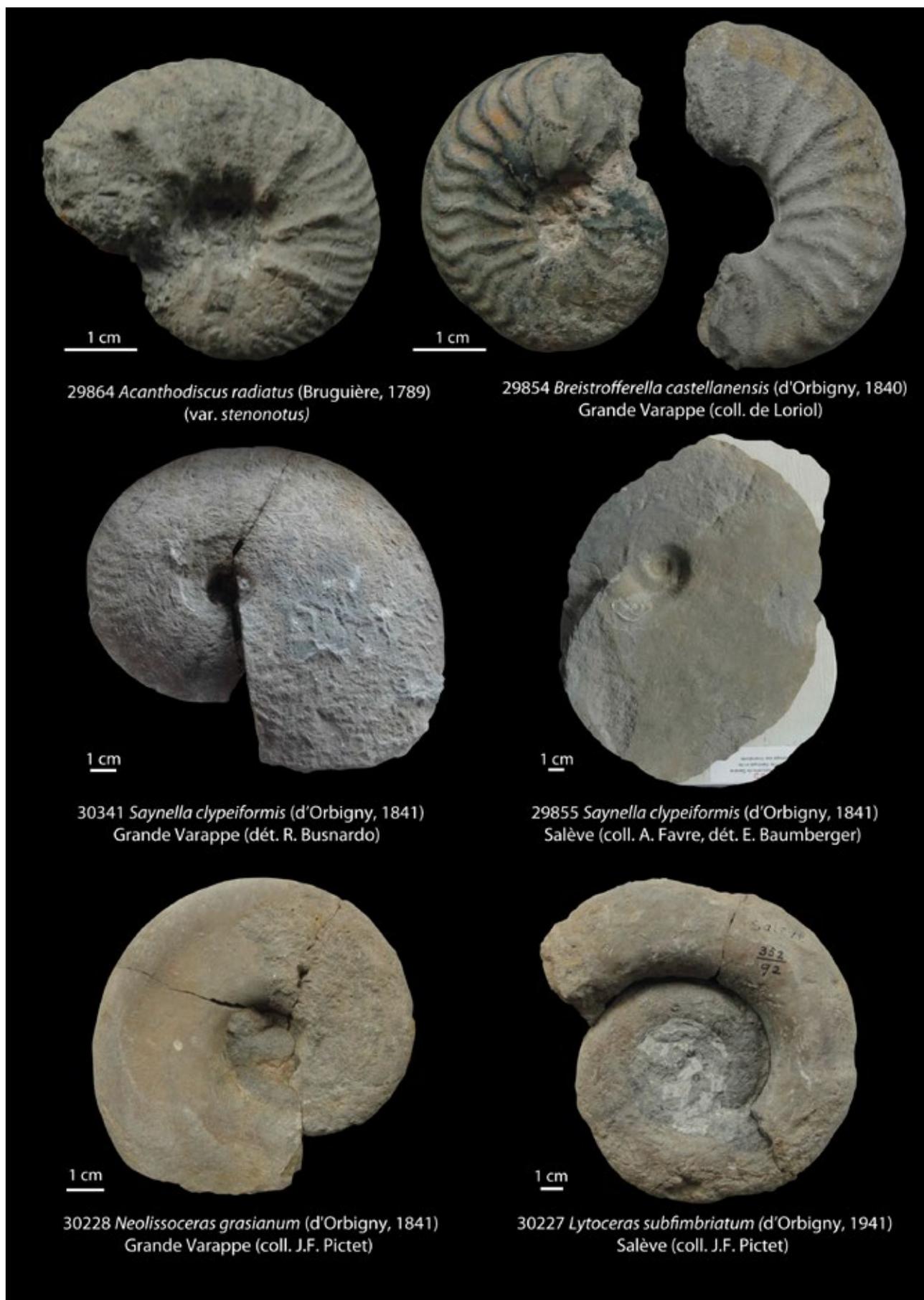
29863 *Acanthodiscus radiatus* (Bruguière, 1789)
Grande Varappe (coll. A. Favre)

- et découpage séquentiel des formations du Crétacé inférieur de la plate-forme jurassienne (France, Suisse). In: *A Terra. O conflitos e Ordem*. Homenagem ao Prof. Ferreira Soares. Museu Mineralogico Geologico da Universidade de Coimbra: 197-207.
- Charollais J., Wernli R., Mastrangelo B., Metzger J., Busnardo R., Clavel B., Conrad M., Davaud E., Granier B., Saint Martin M. & Weidmann M. 2013. Présentation d'une nouvelle carte géologique du Vuache et du Mont de Musièges (Haute-Savoie, France). Stratigraphie et tectonique. *Archives des Sciences*, 66: 1-64.
- Clavel B. 1984. Echinides (p. 294 et fig. 6.9.) In: Cotillon P. 1984. Crétacé inférieur (p. 287-338). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire du BRGM*, 125: 615 pp.
- Clavel B. 1989. Echinides du Crétacé inférieur jurassien: stratigraphie, paléoécologie, paléontologie. *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI: 149-182.
- Clavel B. & Charollais J. 1989a. Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI: 291-298.
- Clavel B. & Charollais J. 1989b. Corrélation des formations hauteriviennes du Jura méridional au Jura neuchâtelois. *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI: 299-305.
- Clavel B., Charollais J., Busnardo R. & Le Hégarat G. 1986. Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 79(2): 319-341.
- Clavel B., Charollais J., Busnardo R. 1987. Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 80(1): 59-68.
- Clavel B., Schroeder R., Charollais J., Busnardo R., Martin-Closas C., Decrouez D., Sauvagnat J. & Cherchi A. 2002. Les « Couches inférieures à orbitolines » (Chaînes subalpines septentrionale): mythe ou réalité ? *Revue de Paléobiologie*, 21(2): 865-871.
- Clavel B., Charollais J., Conrad M. A., Jan Du Chene R., Busnardo R., Gardin S., Erba E., Schroeder R., Cherchi A., Decrouez D., Granier B., Sauvagnat J. & Weidmann M. 2007. Dating and progradation of the Urgonian limestone from the Swiss Jura to South-East France. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 158: 1025-1063.
- Clavel B., Decrouez D., Charollais J. & Busnardo R. 2009. *Paleodictyoconus beckeri* n. sp., un orbitolinidé (Foraminifère) nouveau de l'Hauterivien supérieur (Crétacé) à faciès urgonien (SE France, Jura franco-suisse, Pyrénées espagnoles). *Archives des Sciences*, 62(1): 23-34.
- Clavel B., Busnardo R., Charollais J., Conrad M. & Granier B. 2010. Répartition biostratigraphique des orbitolinidés dans la biozonation à ammonites (plate-forme urgonienne du Sud-Est de la France). Partie 1: Hauterivien supérieur – Barrémien basal. *Carnets de Géologie*, CG2010 A06: 1-53.
- Clavel B., Conrad M., Busnardo R., Charollais J. & Granier B. 2013. Mapping the rise and demise of Urgonian platforms (Late Hauterivian – Early Aptian) in southeastern France and the Swiss Jura. *Cretaceous Research*, 39: 29-46.
- Clavel B., Charollais J., Busnardo R., Granier B., Conrad M., Desjacques P. & Metzger J. 2014. La plate-forme carbonatée urgonienne (Hauterivien supérieur – Aptien inférieur) dans le Sud-Est de la France et la Suisse: synthèse. *Archives des Sciences*, 67: 1-97.
- Clerc N. & Moscariello A. 2020. A revised structural framework for the Geneva Basin and the neighboring France region as revealed from 2D seismic data: implications for geothermal exploration. *Swiss Bulletin für angewandte Geologie*, 25: 109-131.
- Collet L. W. & Paréjas E. 1934. Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève. N. 1: Les environs de Mornex. *Compte rendu des Séances de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 51(2): 171-174.
- Collet L. W. & Paréjas E. 1936a. Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève. N. 2: La région comprise entre les Esserts et les Ussets. *Compte rendu des Séances de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 53(2): 95-98.
- Collet L. W. & Paréjas E. 1936b. Contribution à l'étude du Tertiaire du Salève: N. 3: Vue d'ensemble. *Compte rendu des Séances de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 53(2): 98-101.
- Collin A. 2012. Le Gouffre de Bellevue (Monnetier), relevé topographique, 3 pp. dans le site Hypogee.ch de la SGS (Société Genevoise de Spéléologie).
- Comité suisse de stratigraphie. 2013. *Unités lithostratigraphiques de la Suisse. Lexique stratigraphique de la Suisse*. Service géologique national, Swisstopo, Wabern.
- Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles. 1946. *Feuille 5, Genève – Lausanne. Carte géologique générale de la Suisse à 1/200 000*. Kümmerly & Frey, Berne.
- Commission géologique suisse. 1980. *Carte géologique de la Suisse à 1: 500 000*.
- Commission géologique suisse. 2005. *Carte tectonique de la Suisse à 1: 500 000*.
- Conrad M. 1969. Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 62(1): 1-79.
- Conrad M. & Ducloz C. 1977. Nouvelles observations sur l'Urgonien et le Sidérolithique du Salève. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 70(1): 127-141.
- Conrad M. & Masse J.-P. 1989. Les algues calcaires des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien *pro parte* du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI: 277-290.

 Planche II

Ammonites de la Formation du Grand Essert
 Planche élaborée avec la collaboration de Didier Bert.

Les numéros correspondent aux numéros de collection du Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève.



- Constantin E. & Jayet A. 1944. Une station préhistorique de l'âge du Bronze au Coin sous Salève (Haute-Savoie, France). *Annales de la Société suisse de Préhistoire*, 35: 131-135.
- Cornioley Y. 1988. *Géochimie des hydrocarbures dans les sédiments anciens du bassin lémanique*. Thèse Faculté des Sciences de l'Université de Genève, 2309, 147 pp.
- Coutterand S. 2010. *Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent, du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation*. Thèse Université de Savoie, Chambéry, 468 pp.
- Coutterand S. 2018. Origine des blocs erratiques du Salève. *Archives des Sciences*, 70: 51-56.
- Crinière A. 2019. *Assessment of the geothermal reservoir potential in Cretaceous – Paleogene Formations. Greater Geneva Basin, Switzerland France*. Report SIG, Genève (inédit).
- Damotte B., Nicolich R., Cazes M. & Guellec S. 1990. Mise en œuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô – Massif central. In: Roure F., Heitzmann P. & Polino R. (Eds). Deep structure of the Alps. *Mémoire de la Société géologique de France*, 156: 65-76.
- Darsac C. 1983. *La plate-forme berriasio-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie*. Thèse Université de Grenoble, 319 pp.
- Davaud E., Strasser A. & Charollais J. 1983. Présence d'horizons calcrétisés dans le Purbeckien du Jura méridional: extension spatiale et conséquences paléogéographiques. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, 296, Sér. II: 575-578.
- Deconninck J. F. & Strasser A. 1987. Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 80: 753-772.
- Decrouez D. 1985. Les collections du département de géologie et de paléontologie des invertébrés du Muséum d'histoire naturelle de Genève. 14. La collection du Salève (suite et fin). *Revue de Paléobiologie*, 4(2): 409-420.
- Decrouez D. & Kunz P. 1985. Les collections du département de géologie et de paléontologie des invertébrés du Muséum d'histoire naturelle de Genève. 9. La collection du Salève (Fossiles kimméridgiens, portlandiens et purbeckiens). *Revue de Paléobiologie*, 4(1): 163-166.
- De Los Cobos G. 1983. *Etude hydrologique et hydrogéologique du Petit et du Grand-Salève (Haute-Savoie)*. Diplôme Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 76 pp.
- Detraz H. & Mojon P.-O. 1989. Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélations biostratigraphiques et séquentielles des faciès marins à continentaux. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 82(1): 37-112.
- Deville Q. 1985. *Etude sédimentologique et paléontologique du Jurassique supérieur du Grand-Salève, dans la région du Coin (Haute-Savoie, France)*. Diplôme Université de Genève, 130 pp. (inédit).
- Deville Q. 1988. Analyse sédimentologique et séquentielle des terrains les plus anciens du Salève: les traces d'un récif du Kimméridgien. *Archives des Sciences*, 41(1): 65-84.
- Deville Q. 1990. Chronostratigraphie et lithostratigraphie synthétique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de

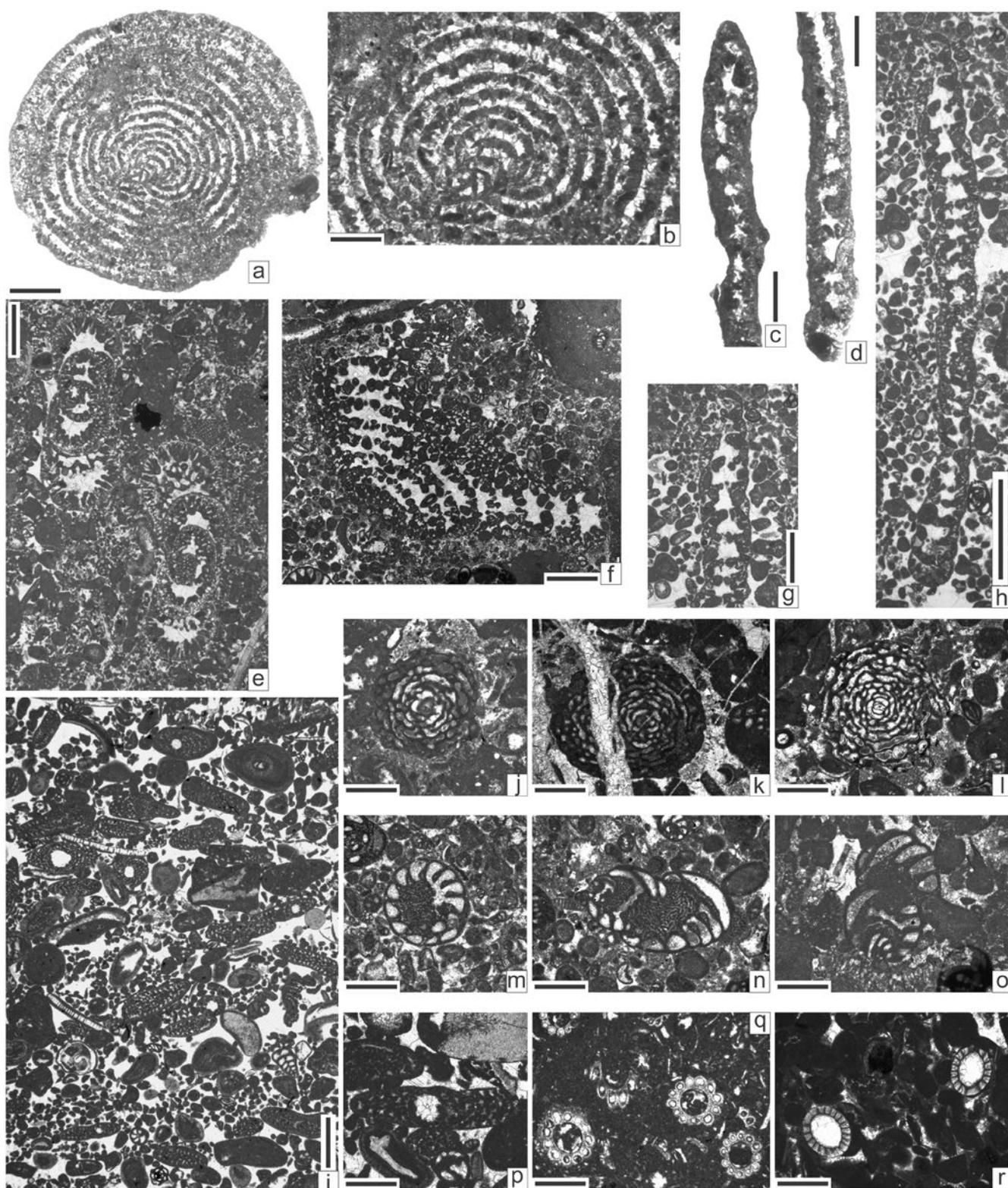
Planche III

Foraminifères et charophytes des formations d'âge berriasio-valanginien du Salève

Planche réalisée par André Piuz

Barre échelle: 500 µm, sauf a, e, f, g, i = 1 mm; h = 2 mm.

- a, b: *Ammocycloloculina erratica* (Joukowsky & Favre, 1913); MHNG-GEPI-100359, Sections orientées (effectuées par W. Maync dans matériel J. Favre), Berriasien, Fm. de Vions, Carrières de Monnetier, Grand Salève.
- c, d: *Ammocycloloculina erratica*; MHNG-GEPI-100360; Sections orientées (effectuées par W. Maync dans matériel J. Favre), Berriasien, Fm. de Vions, Carrières de Monnetier, Grand Salève.
- e: *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama, 1890), W1841; Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de Vions, Jura méridional.
- f: *Broeckinella magna* Septfontaine, 1978; W2306, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de la Chambotte (Membre inférieur), Plateau Retord, Jura méridional.
- g, h: *Broeckinella magna*; W2307, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de la Chambotte (Membre inférieur), Plateau Retord, Jura méridional.
- i, p: *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger, 1902); W1720, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. du Goldberg, Salève.
- j, k: *Pavlovecina allobrogensis* (Steinhausser, Brönnimann & Koehn-Zaninetti, 1969); W2125, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de Vions, Haute Crête, Champfromier, Jura méridional.
- l: *Pavlovecina allobrogensis*; W2203, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de Vions, Pont de la Semine, Giron, Jura méridional.
- m: *Pfendrina neocomiensis* (Pfender, 1938); W2305, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de la Chambotte (Membre inférieur), Plateau du Retord, Jura méridional.
- n: *Pfendrina neocomiensis*; W2194, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de la Chambotte (Membre inférieur), Grand Colombier, Jura méridional.
- o: *Pfendrina neocomiensis*; W2235, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de la Chambotte (Membre inférieur), Jura méridional.
- q: Thalles de characées; W2126, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. du Goldberg, couloir W, Haute Crête, Champfromier, Jura méridional.
- r: Gyrogonites de characées; W2114, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. du Goldberg, Tamiset (Borne aux Lions, Chalam), Jura méridional.



- la partie méridionale du Grand Salève (Haute-Savoie, France). *Archives des Sciences*, 43(1): 215-235.
- Deville Q. 1991. *Stratigraphie, sédimentologie, environnement de dépôts et analyse séquentielle dans les terrains entre le Kimméridgien supérieur et le Valanginien du Mont Salève (Haute-Savoie, France)*. Thèse Université de Genève, 141 pp. (inédate).
- Deville Q., Charollais J., Clavel B. & Monteil E. 1992. Le Crétacé inférieur du Salève (pp. 33-38). In: Charollais J., Clavel B., Busnardo R. & Schroeder R. 1992. Excursion du Groupe français du Crétacé. Haute-Savoie: 25-27 mai 1992. *Publication du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève. Série Guide géologique*, 6: 117 pp.
- Didelot L. & Favre E. 1874-1875. Compte-rendu de l'excursion du 2 septembre 1875 au Salève. *Bulletin de la Société géologique de France*, Sér. III: 751-756.
- Direction départementale de l'Agriculture et de la Forêt. 2018. Commune d'Archamps. Préfecture de Haute-Savoie, 11 pp.
- Direction départementale des territoires de la Haute-Savoie. 2016. *Etude relative à la révision de la carte des aléas naturels. Commune de Collonges-sous-Salève*. IMS Agence de Montpellier, 46 pp.
- Donze P. 1958. Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la « fosse vocontienne ». *Travaux du Laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de Lyon (nouvelle série)*, 3: 221 pp.
- Donze P. & Énay R. 1972. *Feuille Seyssel à 1/50 000. Carte géologique détaillée de la France XXXIII-30*. BRGM, Orléans.
- Donzeau M., Wernli R., Charollais J. & Monjuvent G. 1997a. *Carte géologique de France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653)*. BRGM, Orléans.
- Donzeau M., Wernli R., Charollais J. & Monjuvent G. 1997b. *Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653)*. Editions BRGM, Orléans, 144 pp.
- Douxami H. 1896. *Etude sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale*. Paris, 318 pp.
- Douxami H. 1901. Etudes sur la vallée du Rhône aux environs de Bellegarde. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, 12(81): 3 et 10.
- Duran L. 2012. *Cartographie de la vulnérabilité du système karstique des Eaux Belles et étude de son fonctionnement*. Université P. & M. Curie, Ecole des Mines de Paris, Ecole Nationale de Génie rural Eaux & Forêts, 65 pp. (inédit).
- Ebray T. 1877. Rapports de la faille du Salève avec la ligne anticlinale qui relie la Bavière, la Suisse et la Savoie. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3(5): 318-321.
- Énay R. & Boullier A. 2000. Première datation par ammonite et brachiopodes du Tithonien au Salève (Haute-Savoie, France), conséquence sur l'interprétation stratigraphique et paléogéographique du Jurassique supérieur. *Bulletin de la Société géologique de France*, 171(6): 673-680.

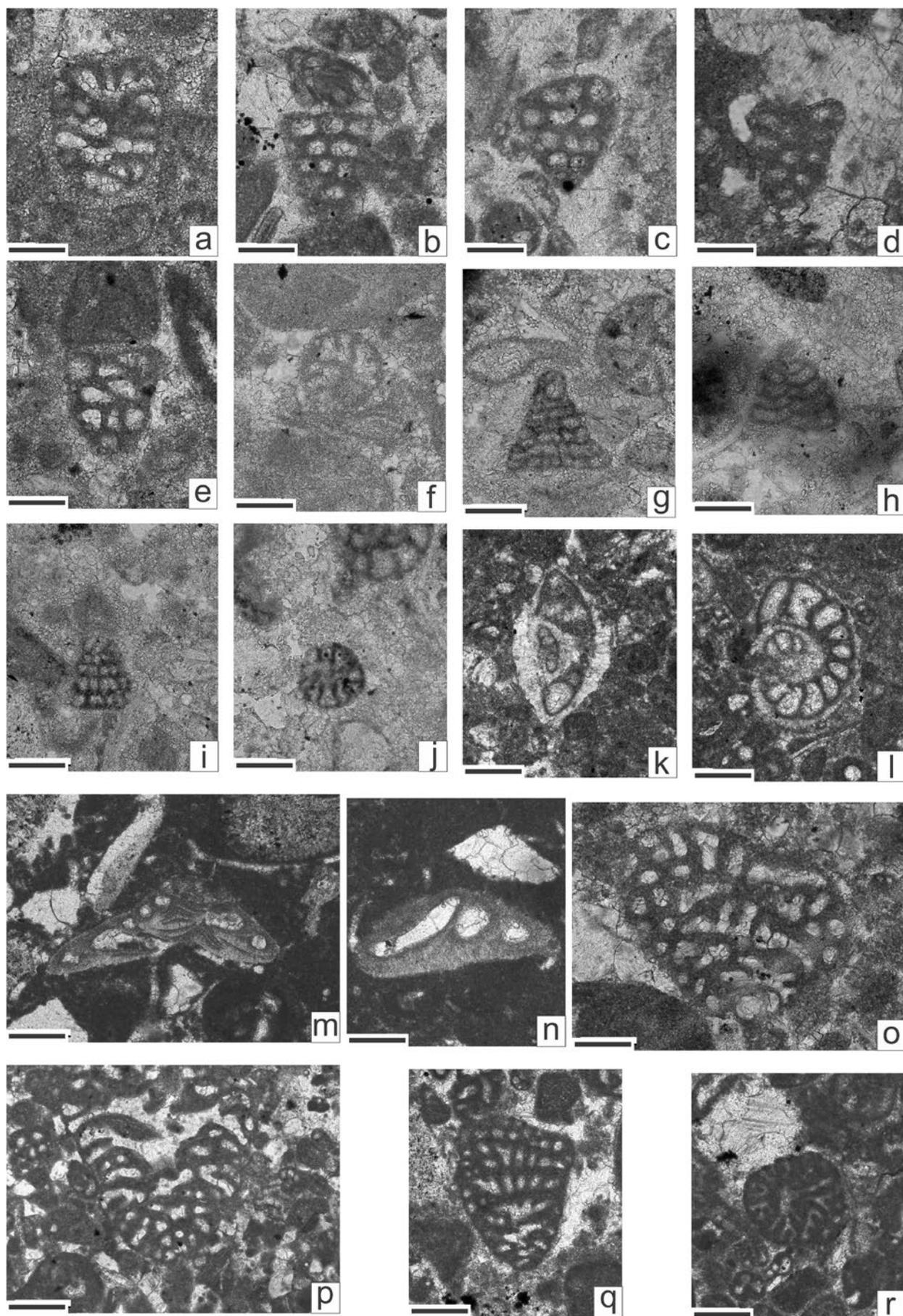
Planche IV

Foraminifères des formations d'âge kimméridgien et berriaso-valanginien du Salève

Planche réalisée par André Piuz

Barre échelle: 100 µm, sauf k, l, m, n, p, q, r = 200 µm

- a: *Montsalevia elevata* Zaninetti, Salvini-Bonnard, Charollais & Decrouez, 1987; MHNG100173-R10/66: Collection Joukowsky & Favre, Monnetier, Grand Salève, Carrière inférieure, Berriasien, Fm. de Vions (Joukowsky & Favre, 1913, p. 331, fig. 9, couche n. 6).
- b, c: *Montsalevia elevata*; MHNG100192-R10/76: Collection Joukowsky & Favre, Monnetier, Grand Salève, Berriasien, Fm. de Vions, (Joukowsky & Favre, 1913, p. 331, fig. 9, couche n. 9).
- d: *Montsalevia elevata*; MHNG100181-R10/67: Collection Joukowsky & Favre, Monnetier, Grand Salève, Berriasien, Fm. de Vions, (Joukowsky & Favre, 1913, p. 331, fig. 9, couche n. 9).
- e: *Montsalevia elevata*; MHNG100173-R10/66: Collection Joukowsky & Favre, Monnetier, Grand Salève, Carrière inférieure, Berriasien, Fm. de Vions (Joukowsky & Favre, 1913, p. 331, fig. 9, couche n. 6).
- f: *Montsalevia elevata*; MHNG100179-R9/3: Collection Joukowsky & Favre, Monnetier, Grand Salève, Carrière supérieure, Berriasien, Fm. de la Chambotte, Membre inférieur (Joukowsky & Favre, 1913, p. 331, fig. 9, couche n. 14).
- g-j: *Montsalevia salevensis* (Charollais, Brönnimann & Zaninetti, 1966); MHNG-GEPI-66-16, Collection Charollais-Mouty, Grand Salève, Valanginien, Fm. du Vuache, Holotype (g) et Paratypes (h, j).
- k: *Protopeneroplis trochangulata* Septfontaine 1974; MHNG-GEPI-74-06, Holotype, Berriasien, Fm. de Pierre-Chatel, Jura méridional.
- l: *Protopeneroplis trochangulata*; MHNG-GEPI-74-07, Paratype, Berriasien, Fm. de Pierre-Chatel, Jura méridional.
- m, n: *Mohlerina basiliensis* (Mohler, 1938); W2186, Collection R. Wernli, Kimméridgien, Couches à Momie, Calcaires d'Aranc, Jura méridional.
- o: *Pseudotextulariella courtionensis* Brönnimann, 1967; MHNG100212-R9/61, Collection Joukowsky & Favre, Grand Salève, Carrière SW (Veyrier), Berriasien.
- p: *Pseudotextulariella courtionensis*; MHNG100227-R10/57, Collection Joukowsky & Favre, Grand Salève, Monnetier, Carrière inférieure, Berriasien, Fm. de Vions (Joukowsky & Favre, 1913, p. 331, fig. 9, couche n. 7)
- q: *Pseudotextulariella courtionensis*; W2125, Collection R. Wernli; Berriasien, Fm. de Pierre-Chatel, Haute Crête, Champfromier, Jura méridional.
- r: *Pseudotextulariella courtionensis*; W2125, Collection R. Wernli, Berriasien, Fm. de Pierre-Chatel, Haute Crête, Champfromier, Jura méridional.



- Étienne H., Michel R.-C. & Ruchat C. 1958-1959. *Rapports géologiques des permis du Chablais, de Haute-Savoie et du Jura*. Prepa-Transworld-Petroleum SAF (inédit).
- Fauconnier D. 1989. Palynologie du stratotype historique de l'Hauterivien. *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI: 233-255.
- Favre A. 1843. Considérations géologiques sur le Mont-Salève et sur les terrains des environs de Genève. *Mémoire de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 10: 114 pp.
- Favre A. 1862a. *Carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont-Blanc*. Winterthur.
- Favre A. 1862b. Explication de la carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont-Blanc. *Archives des Sciences de la Société de Physique et d'Histoire naturelle (nouvelle période)*, 15: 1-37.
- Favre A. 1867. Le Mont Salève. In: *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc*. Masson Edition, Paris, I: 236-309.
- Favre A. & Soret L. 1869. Troisième rapport sur l'étude et la conservation des blocs erratiques en Suisse. *Actes de la Société Helvétique des Sciences naturelles*, 53: 169-181.
- Favre G. 1978-1979. Un travail d'équipe et de patience: la Bachai di Faye. *Hypogées, Les Boueux. Société spéléologique genevoise*, 42: 2-12.
- Favre J. 1914. Observations sur les rapports entre la flore du Salève et la géologie de cette montagne. *Mémoire de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 38: 169-198.
- Favre J. 1934. Le Salève. Excursion n. 2 (pp. 320-326). In: *Guide géologique de la Suisse*. Société géologique suisse, V: 313-365.
- Fourneaux J.-C., Landru B. & Sommeria L. 1990. La karstification profonde dans le Jura à partir des observations faites lors du percement du tunnel du LEP (Ain et canton de Genève). *Karstologia*, 16: 1-8.
- Gallay A. 1988. Les chasseurs de rennes de Veyrier pouvaient-ils contempler le glacier du Rhône. (pp. 14-47). In: *Le grand livre du Salève*. Editions Tribune de Genève, 272 pp.
- Gidon M. 1977. *Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales du Léman à Digne à 1/250 000*. Bureau de Recherches géologiques et minières, Editions Didier-Richard, Grenoble.
- Godet A. 2006. *The evolution of the Urgonian platform in the Western Swiss Jura realm and its interconnections with paleoclimatic and paleoceanographic change along the Northern Tethyan Margin (Hauterivian – Earliest Aptian)*. Thèse Université de Neuchâtel, 405 pp.
- Godet A., Blanc-Aletru M.-C., Bodin S., Adatte T. & Föllmi K.B. 2005. The Hauterivian-Barremian of the Western Swiss Jura around Neuchâtel. *Géologie Alpine, Série spéciale*, 7: 79-96.
- Golay H.-C. 1928. *Guide pratique du Salève d'Annemasse à Cruseilles*. Editions « Echo montagnard », Genève, 128 p.
- Gorin G., Signer C. & Amberger G. 1993. Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 86(3): 693-716.
- Gosse H. 1873. Station préhistorique de Veyrier et l'âge du renne en Suisse. In: de Mortillet G., *Matériaux pour l'histoire primitive de l'homme*, 4: 352-353.
- Granier B., Clavel B., Moullade M., Busnardo R., Charollais J., Tronchetti G. & Desjacques P. 2013. L'Estellon (Baronnies, France), a « Rosetta Stone » for the Urgonian biostratigraphy. *Carnets de Géologie*, CG2013 A04: 1-23.
- Granier B., Clavel B., Charollais J. & Weidmann M. 2014. Latest Jurassic – Early Cretaceous Dasycladalean algae (Chlorophyta) from the Morand drilling at Montricher (Canton de Vaud, Switzerland). *Acta Paleontologica Romaniaae, Cluj-Napoca*, 10: 25-38.
- Granier B., Clavel B., Busnardo R., Charollais J., Desjacques P. & Bert T. 2021. Biostratigraphic distribution of orbitolids in the ammonites biozones (Urgonian platform of southeastern France). Part 2: Barremian *p.p.* *Carnets de Géologie*, 21(18): 399-521.
- Grebert Y. 1981. *Levé géologique détaillé de certaines parties du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). Contact Secondaire – Tertiaire du flanc SE du Salève et environs NE du Rocher d'Archamps*. Diplôme Ingénieur-géologue Université de Genève, 27 pp. (inédit).
- Grenon M. 2018. Le Salève, son apport aux sciences naturelles du XVIème au XXème siècle. Actes du Colloque « Le Salève, quels patrimoines après 30 ans de préservation ? ». *Archives des Sciences*, 70: 5-22.

 Planche V

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens *sensu lato*

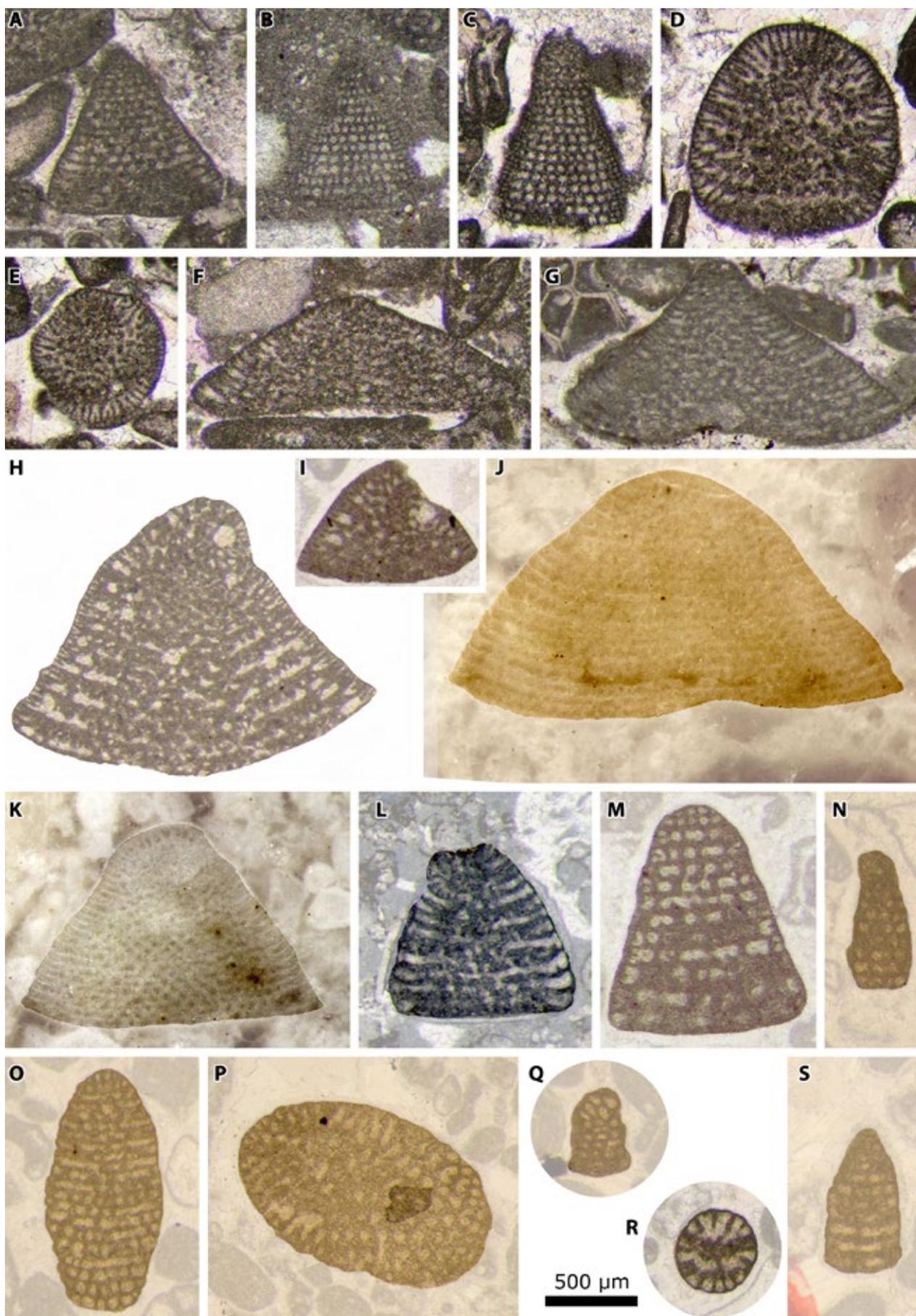
Planche réalisée par Bruno Granier

Urgonien jaune *auct.*: Hauterivien supérieur (partie inférieure) - Tour Bastian / Grand Piton (Chaîne des Pitons)

 A: *Praedictyorbitolina claveli*, LM 498.3-2; B: *Praedictyorbitolina claveli*, LM MM587b; C: *Praedictyorbitolina claveli*, LM MM587c; D: *Dictyorbitolina carthusiana-ichnusae*, LM MM587b; E: *Praedictyorbitolina claveli*, LM MM587; F: *Dictyorbitolina carthusiana-ichnusae*, LM MM587; G: *Dictyorbitolina carthusiana-ichnusae*, LM 498.3-2; L: *Paleodictyoconus beckeriae* (Holotype), LM 498.1-6.

Urgonien blanc *auct.*: Barrémien inférieur - Clarnant (Chaîne des Pitons)

 H: *Paleodictyoconus cuvillieri*, LM JU255-1; I: *Paleodictyoconus cuvillieri*, LM 7051-4; J: *Paleodictyoconus actinostoma*, SP 7051a12; K: *Paleodictyoconus cuvillieri*, SP 7051a11; M: *Paracoskinolina? reicheli*, LM 7051-1; N: *Paracoskinolina querolensis*, LM 7051-8; O: *Cribellopsis thieuloyi*, LM 7051-11; P: *Cribellopsis thieuloyi*, LM 7051-9; Q: *Cribellopsis elongata*, LM 7051-10; R: *Cribellopsis elongata*, LM 7051-11; S: *Paracoskinolina querolensis*, LM 7051-10.



- Greselle B. & Pittet B. 2010. Sea-level reconstructions from the peri-Vocontian zone (south-east France) point to Valanginian glacio-eustasy. *Sedimentology*, 57(7): 1640-1684.
- Guellec S., Mugnier J.-L., Tardy M. & Roure F. 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. In: Roure F., Heitzmann P. & Polino R. (Eds), Deep structure of the Alps. *Mémoire de la Société géologique de France*, 156: 165-184.
- Guide géologique de la Suisse. 1934. *Société géologique suisse*, 14 fascicules, 1145 pp.
- Guillaume S. 1966. *Le Crétacé du Jura français*. Thèse. Bulletin BRGM, 1, 2, 3, 5, 299 pp.
- Guyomard A. 2002. *Etudes stratigraphiques et structurales du chaînon de l'Epine (Jura méridional – Savoie)*. Thèse Université de Chambéry, 62 pp.
- Häfeli C. 1966. Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 59: 565-696.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M. B., Jacquin T., de Graciansky P.-C. & Vail P. R. 1998. Jurassic sequence chronostratigraphy. *SEPM Special Publication*, 60, chart.
- Harzhauser M. & Schneider S. 2014. A new family of giant Jurassic – Cretaceous littorinoid gastropods from the northern Tethys shelf. *Acta Palaeontologica Polonica*, 59(2): 367-378.
- Hennig Fischer S. 2003. *Geochemical and sedimentological evidence for environmental changes in the Valanginian (Early Cretaceous) of the Tethys region*. Dissertation, ETH Zurich, 15106, 107 pp.
- Hillgärtner H. 1999. The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing. Thèse, *GeoFocus, Université de Fribourg*, 1: 203 pp.
- Hottinger M. 1990. *Géologie de la partie centrale du chaînon du Salève, au nord de Cruseilles (Haute-Savoie – France). Région de la Grande Montagne – les Avenières*. Diplôme d'Ingénieur-géologue, Université de Genève, 32 pp. (inédit).
- Institut géographique national (IGN). 2003. Feuille 3430 OT. Mont Salève. St-Julien-en-Genevois. Annemasse. 1/25'000.
- International Subcommission on stratigraphic terminology. 1961. *Statement of principles of stratigraphic classification and terminology*. International Geological Congress, Report of the twenty-first session, Norden 1960, XXV, Copenhagen.
- Jaccard A. 1869. Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. *Matériaux pour la Carte géologique suisse*, 6: 340 pp.
- Jan Du Chêne R., Monteil E., Charollais J., Granier B. & Clavel B. 2015. Etude palynologique du sondage du Morand (commune de Montricher, canton de Vaud, Suisse). *Archives des Sciences*, 68: 117-162.
- Jayet A. 1936. Quelques observations nouvelles sur le Magdalénien de Veyrier-sous-Salève (Haute-Savoie). *Compte rendu de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 53(1): 14-18.
- Jayet A. 1937. Les stations magdaléniennes de Veyrier. Quelques observations nouvelles. *Genava*, 15: 36-45.
- Jayet A. 1966. *Résumé de géologie glaciaire régionale*. Chapuis, Genève, 97 pp.
- Jayet A. & Sauter M.R. 1954. Sur la récente découverte d'un crâne humain magdalénien à Veyrier (Haute-Savoie, France). *Archives des Sciences*, 7(6): 479-481.
- Jenny J., Burri J.-P., Murali R., Pugin A., Schegg R., Ungemach P., Vuataz F.-D. & Wernli R. 1995. Le forage géothermique de Thônex (Canton de Genève): Aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 88(2): 365-396.
- Joukowsky E. & Favre J. 1913. Monographie géologique et paléontologique du Salève. *Mémoire de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 37(4): 295-523.
- Joukowsky E. & Favre J. 1913. Carte géologique du Salève à 1/25 000. *Mémoire de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 37(4) (hors texte).
- Joukowsky E. & Favre J. 1924. Sur les décrochements de la chaîne du Salève. *Bulletin de la Société géologique de France*, 24: 465-475.
- Kaenel de E., Mojon P.-O. & Pictet A. 2020. New biostratigraphical data (calcareous nannofossils, ammonites) and Early to Late Barremian transition in the Urgonien Jaune facies and Marnes de la Russille complex of the Swiss Jura Mountains. *Swiss Journal of Palaeontology*, 139(6): 1-43.
- Karnay G. 1980. *Etude géologique des formations tertiaires et quaternaires de la région d'Annemasse (Hte Savoie)*. Thèse, Université d'Orléans, 160 pp.
- Kaufmann O. 2001. *Le Néocomien des carrières du Pas de l'Echelle au Grand-Salève (Haute-Savoie, France)*. Diplôme d'Ingénieur-géologue, Université de Genève, 83 pp. (inédit).
- Kerrien Y., Turrel C., Monjuvent G., Charollais J., Lombard A. & Balmer A. 1998. *Carte géologique de France (1/50 000), Feuille Annemasse (654)*. BRGM, Orléans.

Planche VI

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens *sensu lato*

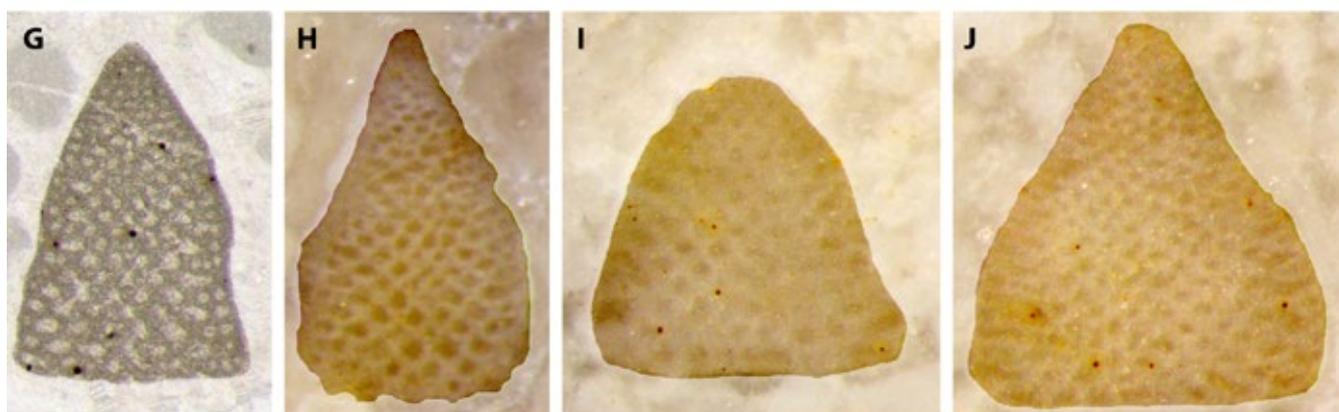
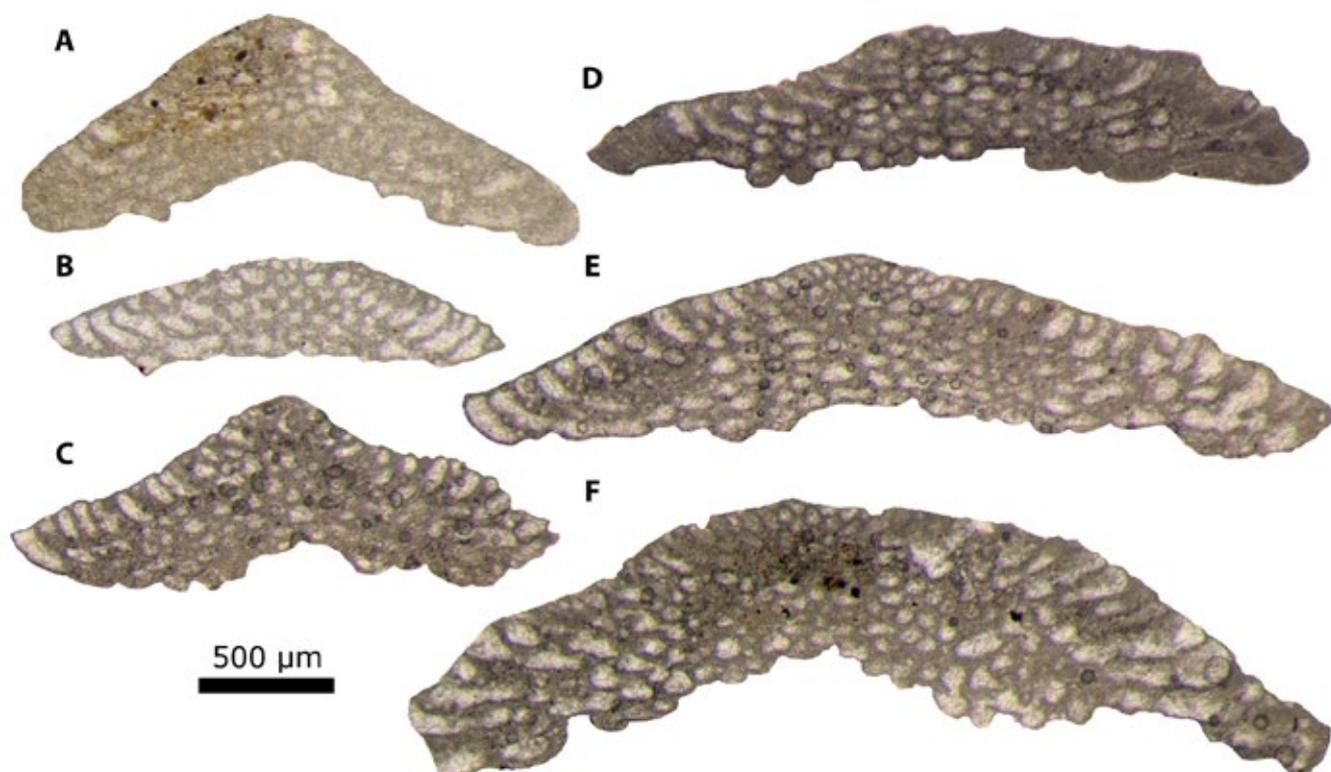
Planche réalisée par Bruno Granier

Urgonien blanc auct.: Barrémien inférieur - Clarnant (Chaîne des Pitons)

A: *Orbitolinopsis buccifer*, LM JU255-1; B: *Orbitolinopsis buccifer*, LM JU255-1; C: *Orbitolinopsis buccifer*, LM JU255-2; D: *Orbitolinopsis buccifer*, LM JU255-2; E: *Orbitolinopsis buccifer*, LM JU255-2; F: *Orbitolinopsis buccifer*, LM JU255-2; G: *Orbitolinopsis debelmasi*, LM 7051-1b; H: *Orbitolinopsis debelmasi*, SP 7051a6; I: *Orbitolinopsis debelmasi*, SP 7051a1; J: *Orbitolinopsis debelmasi*, SP 7051a9.

Urgonien blanc auct.: Hauterivien sommital - Barrémien basal - Oratoire du Ruisseau des Prés

K: *Dictyorbitolina carthusiana-ichnusae*, SP A603a2; L: *Praedictyorbitolina claveli*, SP A604a4.



- Kindler P. & Davaud E. 2001. Recognizing eolianites in thin section, review and case study – The Lower Cretaceous Chambotte Formation, Salève chain, southeastern France. *SEPM Special Publication*, 71: 141-150.
- Kindler P., Davaud E., Hillgärtner H. 1997. Sedimentological, petrological and diagenetic evidence for greenhouse eolianites in the Lower Cretaceous Chambotte Formation, Salève chain, France. *Abstract, 18th IAS Meeting, Heidelberg*, p. 198.
- Kübler B., Pittion J.-L., Heroux H., Charollais J. & Weidmann M. 1979. Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes pré-alpines, helvétiques et penniques. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 72(2): 347-373.
- Labhart T. & Decrouez D. 1997. Géologie de la Suisse. Delachaux & Niestlé, 211 pp.
- Landry P. 2013. L'Ain, terre de dinosaures. *Le Bugey*, 100: 53-72.
- Lepere G. 1994. Les cavités de la Commune. *La Salésienne*, 12 pp.
- Lombard A. 1965a. *Notice explicative de la feuille 1301 Genève. Atlas géologique de la Suisse 1/25 000*. Commission géologique suisse, Kümmerly & Frey, Berne.
- Lombard A. 1965b. *Panorama géologique du Salève (Haute-Savoie, France) et vue de la face du Salève prise de Troinex près Genève*. Commission géologique suisse, Kümmerly & Frey, Berne.
- Lombard A. 1967. Le Salève. Excursion n. 1b (pp. 54-57). In: *Guide géologique de la Suisse*. Société géologique suisse, 2: 46-124.
- Lombard A. 1982. Stratigraphie comparée du Jurassique supérieur dans le Jura interne entre Sainte-Croix et le Vuache. *Mémoire de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 44, 111 pp.
- Lombard A., Parejas E. 1965. *Feuille 1301 Genève. Atlas géologique de la Suisse 1/25 000*. Commission géologique suisse, Kümmerly & Frey, Berne.
- Loriol de P. 1861. *Description des animaux invertébrés fossiles contenus dans l'étage néocomien moyen du Mont Salève*. H. Georg, Genève, 214 pp.
- Loriol de P. 1866. Description des fossiles de l'Oolite corallienne, de l'étage valanginien et de l'étage urgonien du Mont Salève. In: Favre A. 1867. *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc*. Masson, Paris: I: 310-345.
- Lory C. 1857. Mémoire sur les terrains crétacés du Jura. *Mémoire de la Société d'Emulation Doubs*, 3(2): 235-270.
- Luc de J. A. 1818. Essay sur la formation du Vallon de Monnetier qui sépare le Mont Salève en deux parties inégales. *Naturwissenschaftlicher Anzeiger der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammte Naturwissenschaft*, II(6): 41-43.
- Luc de J. A. 1826. Mémoire sur le phénomène des grandes pierres primitives alpines. *Mémoire de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, II: 2.
- Maillard G. 1884. *Etude sur l'étage Purbeckien dans le Jura*. Thèse Université de Zurich, 78 pp.
- Maillard G. 1889. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches (Haute-Savoie). *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France*, I(6), 64 pp.
- Maillard G. 1891. Notes sur les diverses régions de la feuille d'Annecy. *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France*, 22(3).
- Manivit H. 1989. Nannoplancton de l'Hauterivien marneux du Jura. *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI: 223-231.
- Marcou J. 1847. Notice géologique sur les hautes sommités du Jura comprises entre la Dôle et le Reculet. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(4): 436-454.
- Margerie de E. 1936. Le Jura. *Mémoire pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France*, 2: 645-1542.
- Martin-Closas C. & Salas R. 1998. Corrélation de la biozonation des Charophytes avec celle des Foraminifères (Orbitolinidés dans le Valanginien inférieur du Bassin de Maestrat (Castellò, Espagne). *Geobios*, 21: 645-650.
- Martini J. 1957. L'hydrologie karstique du Salève. *Société suisse de spéléologie, Stalactite*: 171-174.
- Martini J. 1962a. Note sur le Tertiaire des environs de Mornex (Hte Savoie). *Archives des Sciences*, 15(3): 619-626.
- Martini J. 1962b. Les phénomènes karstiques de la chaîne du Salève (Haute-Savoie). *Les Boueux, Bulletin de la Section genevoise, Société suisse de spéléologie*, 2: 3-9.
- Martini J. 1965. Etude des minéraux secondaires du sidérolithique des environs de Genève. *Archives des Sciences*, 18(1): 71-81.
- Martini J. 1968. Etude de l'Eocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. *Archives des Sciences*, 21(1): 35-70.
- Martini J. 1970. Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. *Archives des Sciences*, 23(1): 197-276.
- Martini R. & Zaninetti L. 1995. Répertoire des microfossiles du

Planche VII

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens *sensu lato*

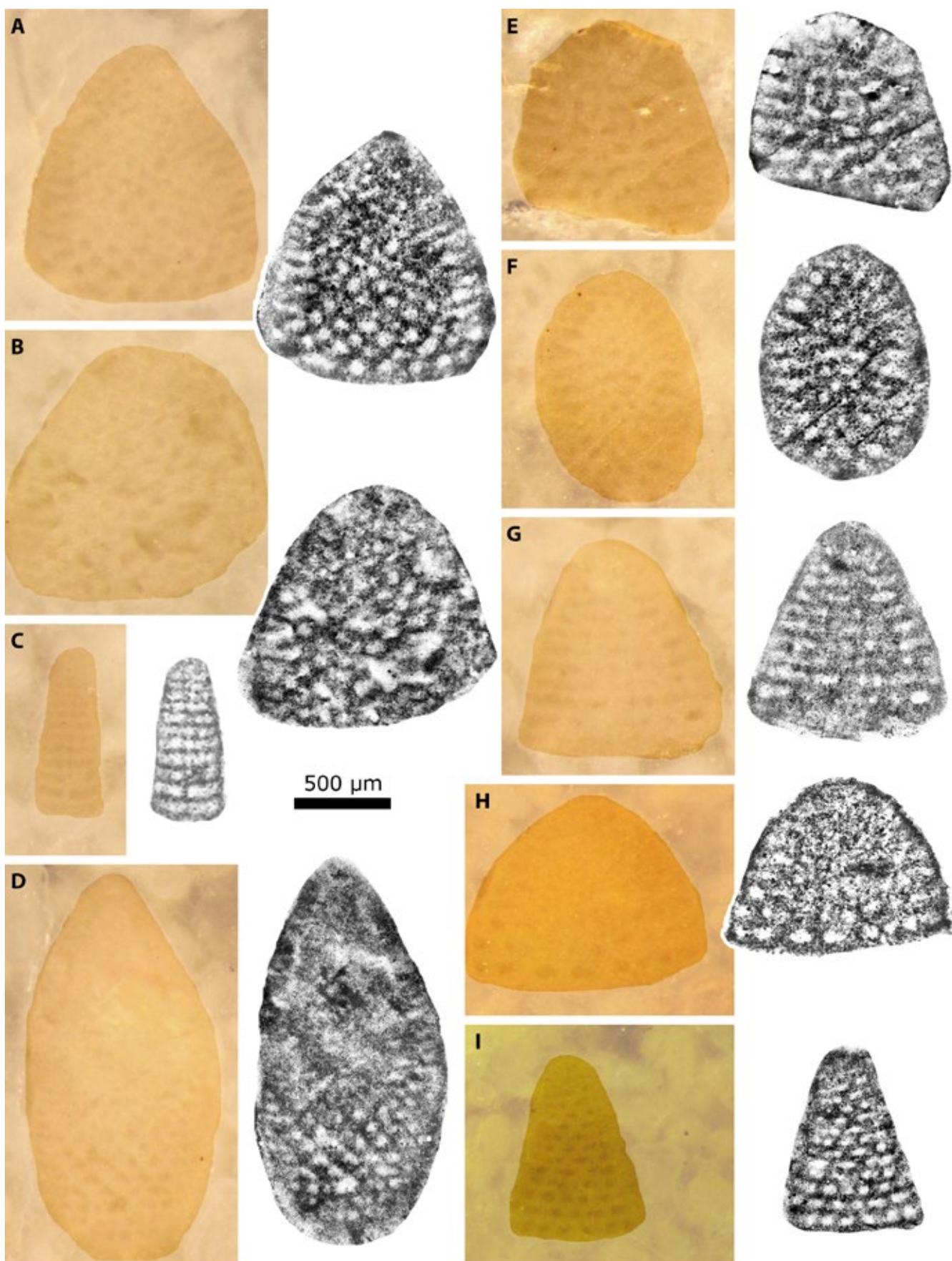
Planche réalisée par Bruno Granier

Urgonien blanc *auct.* : Barrémien inférieur - Chez le Tournier (Grand Salève)

A: *Orbitolinopsis debelmasi*, SP 499.3a3; B: *Orbitolinopsis debelmasi* SP 499.3a8; C: *Paracoskinolina querolensis* SP 499.3a9; D: cf. *Cribellopsis thieuloyi* SP 499.3a7; E: cf. *Montseicella glanensis* SP 499.3a2; F: *Orbitolinopsis debelmasi* SP 499.3a5; G: *Paracoskinolina ? praereicheli* SP 499.3a6.

Urgonien blanc *auct.* : Hauterivien sommital - Barrémien basal - Oratoire du Ruisseau des Prés

H: *Paleodictyoconus beckeræ*, SP A601a2; I: *Paleodictyoconus beckeræ*, SP A601a1.



- Pays de Genève et des régions voisines : I. Foraminifères ; II. Algues ; III. Microfossiles divers. *Publication du Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève*, 19, 290 pp.
- Massera M. 2001. *L'Urgonien jurassien, pré-subalpin et subalpin entre Genève et Chambéry (SE de la France). Sédimentologie, biostratigraphie et analyse séquentielle*. Thèse Université de Genève, 172 pp. (inédate).
- Mastrangelo B. & Charollais J. 2018. Nouvelle conception de la structure du Salève. *Archives des Sciences*, 70 : 43-50.
- Mastrangelo B., Charollais J. & Strasser A. 2022. *Carte géologique à 1/25'000 du Mont Salève entre les vallées de l'Arve et des Usses (Haute-Savoie, France)*. Syndicat mixte du Salève.
- Mastrangelo B., Charollais J., Wernli R. & Metzger J. 2013. Accidents longitudinaux dans la Molasse rouge *auct.* et dans son substratum sur le versant oriental du Salève (Haute-Savoie, France). *Swiss Journal of Geosciences*, 106 : 253-263.
- Mazin J.M., Hantzpergue P. & Olivier N. 2017. The dinosaur tracksite of Plagne (early Tithonian, Late Jurassic, Jura Mountains, France) : the longest known sauropod trackway. *Geobios*, 50(4) : 279-301.
- Meyer M. 2000. *Le Complexe récifal kimméridgien – tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphique et tectonique*. Thèse, Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, 24, 179 pp.
- Michel R.-C. & Ruchat C. 1959. *Anticlinale du Mont Salève et Carte géologique de l'anticlinale du Mont-Salève à 1/20000*. Rapport. Prepa-Transworld-Petroleum SAF, 77 pp. (déposé au Muséum d'Histoire naturelle de la ville de Genève).
- Michel R.-C., Ruchat C. & Étienne H. 1964. Rapport d'étude géologique des permis du Chablais et de Haute-Savoie. *Travaux et Documents du Laboratoire de géologie de Lyon*, 4 : 55-63.
- Mojon P.-O. 1988. Contribution à l'étude micropaléontologique, paléocéologique et biostratigraphique des faciès «portlandiens» et «purbeckiens» (Limite Jurassique – Crétacé) du Salève (Haute-Savoie, France). *Archives des Sciences*, 41(1) : 99-102.
- Mojon P.-O. 2002. *Les formations mésozoïques à charophytes (Jurassique moyen – Crétacé inférieur) de la marge téthysienne nord-occidentale (Sud-Est de la France, Suisse occidentale, Nord-Est de l'Espagne) : sédimentologie, micropaléontologie, biostratigraphie*. Thèse Université de Grenoble, 386 pp.
- Mojon P.-O. 2006. Paléokarst, crocodiles nains et micropaléontologie du Valanginien d'Arzier (Jura suisse). *Archives des Sciences*, 59 : 49-62.
- Mojon P.-O., Strasser A. 1987. Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 80 : 37-58.
- Monjuvent G. 1998. Quaternaire (pp. 76-98) *In* : Charollais J., Mojon P.-O., Musolino A., Bucher S. & Claude B. 2013. Nouvelles données sur les ammonites du Valanginien-Hauterivien de la région stratotypique de Neuchâtel (Jura suisse) : implications biostratigraphiques. *Carnets de Géologie*, CG 2013 A06 : 237-254.
- Monteil E. 1985. *Les dinokystes du Valanginien du Bassin du Sud-Est (Ardèche, France)*. Thèse, Mémoire en Sciences de la Terre, Université de Paris VI, 85-46 : 314 pp.
- Monteil E. 1991. Morphology and systematics of the ceratioid group : a new morphographic approach. Revision and emendation of the genus *Muderongia* Cookson and Eisenack 1958. *Bulletin des Centres de recherches. Exploration Production Elf-Aquitaine*, 15(2) : 461-505.
- Monteil E. 1992a. Quelques nouvelles espèces-index de kystes de dinoflagellés (Tithonique-Valanginien) du sud-est de la France et de l'ouest de la Suisse. *Revue de Paléobiologie*, 11(1) : 273-297.
- Monteil E. 1992b. Kystes de dinoflagellés index (Tithonique-Valanginien) du sud-est de la France : proposition d'une nouvelle zonation palynologique. *Revue de Paléobiologie*, 11(1) : 299-306.
- Morales C., Gardin S., Schnyder J., Spangenberg J., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Adatte T. & Föllmi K. 2013. Berriasian and early Valanginian environmental change along a transect from the Jura Platform to the Vocontian Basin. *Sedimentology*, 60 : 36-63.
- Moret L. 1912. Description géologique de la Montagne de Mandallaz et de ses deux prolongements sud et nord. *Revue Savoisienne*, 52-76.
- Moret L. 1926. Présence de l'Albien et du Crétacé supérieur à la Montagne de la Balme, près Annecy. *Compte rendu de la Société géologique de France*, 2 pp.
- Moret L. 1934. Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mémoire de la Société géologique de France, nouvelle série*, 22, 162 pp.
- Mortillet G. 1854. Considérations sur les couches verticales du Salève. *Bulletin de l'Institut national genevois*, 2 : 201-207.
- Moscariello A. 2021. The geomorphological landscapes in the Geneva Basin. *In* : Reinard E. (Ed.), *Landscapes and Landforms of Switzerland*. Springer Nature Switzerland : 83-96. <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:99250>.

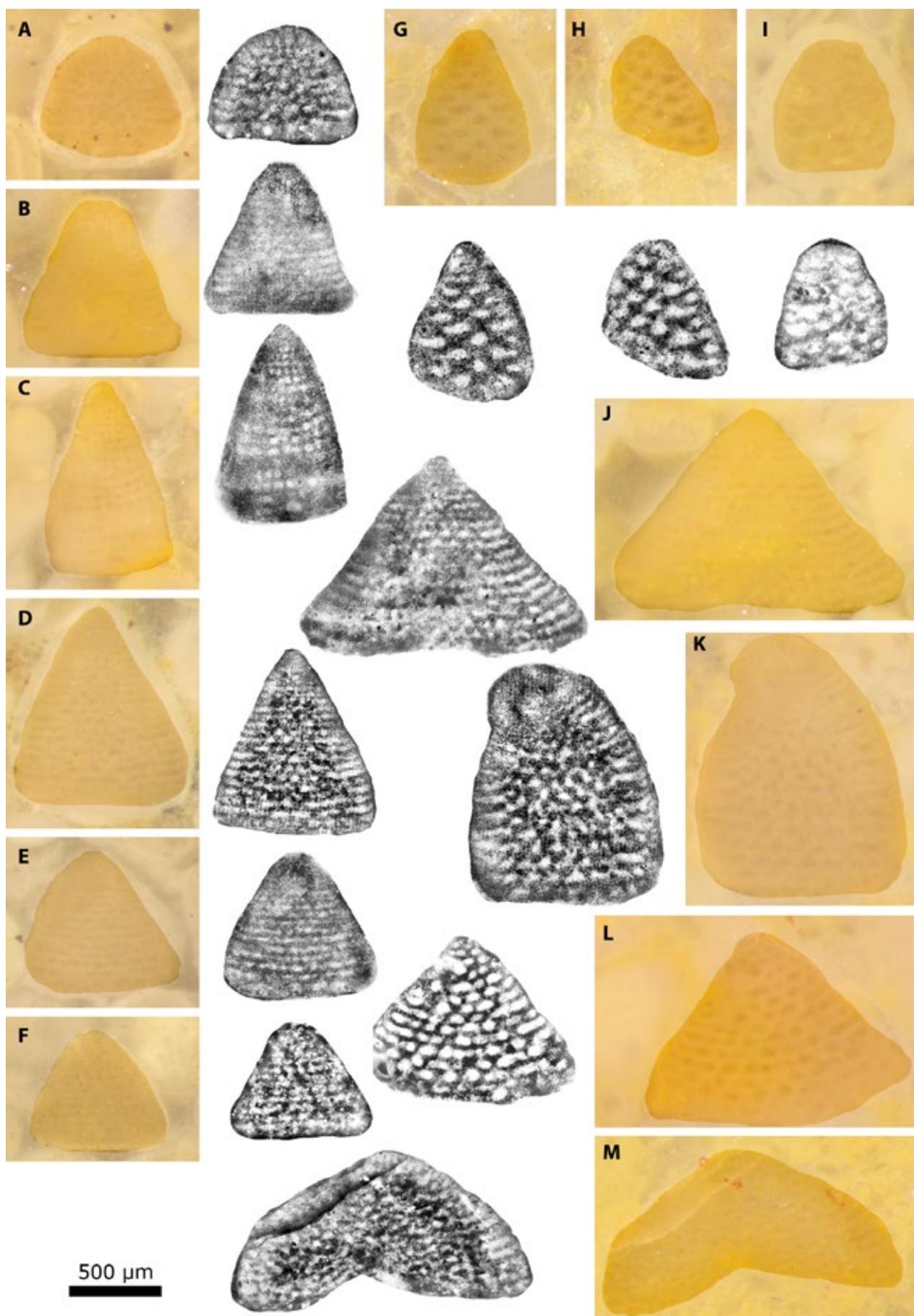
Planche VIII

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens *sensu lato*

Planche réalisée par Bruno Granier

Urgonien blanc *auct.* : Hauterivien sommital - Barrémien basal - Creux du Loup

A : *Paleodictyoconus beckeriae*, SP 656a1 ; B : *Paleodictyoconus beckeriae*, SP 655.1a2 ; C : *Paracoskinolina* aff. *sunnilandensis*, SP 655.1a5 ; D : *Praedictyorbitolina busnardoï*, SP 656a2 ; E : *Praedictyorbitolina busnardoï*, SP 656a4 ; F : *Praedictyorbitolina busnardoï*, SP 656a3 ; G : *Orbitolinopsis cuvillieri*, SP 656.2a6 ; H : *Orbitolinopsis cuvillieri*, SP 656.2a5 ; I : *Orbitolinopsis cuvillieri*, SP 656.2a7 ; J : *Praedictyorbitolina claveli*, SP 655.1a3 ; K : *Paleodictyoconus cuvillieri*, SP 655.2a3 ; L : *Montseciella glanensis*, SP 656.2a1 ; M : *Dictyorbitolina carthusiana-ichnusae*, SP 656.3a3.



- Moscariello A., Pugin A., Wildi W., Beck C., Chaperon E., De Batisi M., Girardclos S., Ivy Ochs S. 1998. Déglaciation würmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin lémanique (Suisse occidentale et France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 91 : 185-201.
- Mouty M. 1966. *Le Néocomien dans le Jura méridional*. Thèse Université de Genève, 256 pp.
- Mugnier J.-L., Guellec S., Menard G., Roure F., Tardy M. & Vialon P. 1990. A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the Ecors profile. In: Roure F., Heitzmann & Polino R. (Eds). Deep structure of the Alps. *Mémoire de la Société géologique de France*, 156 : 203-216.
- Necker L.-A. 1841. *Etudes géologiques dans les Alpes*. 1. Paris, 492 pp..
- Nicoud G., Boivard J., Chatiliez I., Dürr E., Francillard P., Rouillon A. & Savoy L. 2018. Le massif du Grand Salève, impluvium des Eaux Belles: origine des eaux, temps de transfert et bénéfices réciproques de la protection des eaux. *Archives des Sciences*, 70 : 57-58.
- Nissille J. C. 1989. *Les sources thermales, subthermales et karstiques de la Caille (Cruseilles), Bromines et Lovagny (Hie-Savoie, France)*. Diplôme en Sciences de la Terre, Département de Minéralogie, Université de Genève, 108 pp.
- Nolthenius A.B.T. 1921. Etude géologique des environs de Vallorbe (Canton de Vaud). *Matériaux pour la Carte géologique suisse (nouvelle série)*, 48 : 119 pp.
- Office fédéral des eaux et de la géologie. 2005. Carte géologique de la Suisse à 1/ 500 000, Berne.
- Office fédéral des eaux et de la géologie. 2005. Carte tectonique de la Suisse à 1/ 500 000, Berne.
- Paréjas E. 1938. Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Revue de la Faculté des Sciences d'Istanbul (nouvelle série)*, 3 : 1-50.
- Paréjas E. & Carozzi A. 1953. Une algue marine du genre «*Broeckella*» dans les grès verts du Petit-Salève (Haute-Savoie). *Archives des Sciences*, 6(3) : 165-171.
- Paréjas E. & Lombard A. 1959. Cavités karstiques dans l'Urgonien du Mont Salève. *Archives des Sciences*, 12 : 690-695.
- Pellaton C. 1954. *Etude géologique de la région du Pont de la Caille*. Diplôme Université de Genève, 40 pp. (inédit).
- Pellet P. 2017. *Le site du Pont de la Caille et la gorge des Usses*. Diplôme accompagnateur de Montagne (AFAMM), St Luc, 40 pp.
- Perret S. 2015. *Mont Salève, métallurgie ancienne*. *Archéologie de la France*. <http://journals.openedition.org/adlfi/15001>.
- Perret S., Melo A., Soullignac R. & Paradis-Grenouillet S. 2018. La production médiévale du fer sur le Salève. *Archives des Sciences*, 70 : 71-94.
- Petrus O. 1974. Les blocs erratiques du Petit-Salève. *Musées de Genève*, 141 : 2-8.
- Petrus O. & Decrouez D. 1988. Les blocs erratiques du Petit-Salève (Haute-Savoie, France). *Archives des Sciences*, 41 : 103-110.
- Pictet A. 2021. New insights on the Early Cretaceous (Hauterivian – Barremian) Urgonian lithostratigraphic units in the Jura Mountains (France and Switzerland): the Gorges de l'Orbe and the Rocher des Hirondelles formations. *Swiss Journal of Geosciences*, 114(18) : 1-47.
- Pictet A., Delamette M. & Matrimon B. 2016. The Perte-du-Rhône Formation, a new Cretaceous (Aptian-Cenomanian) lithostratigraphic unit in the Jura mountains (France and Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 109 : 221-240.
- Pittard J.-J. 1979. *Le Salève souterrain, son histoire, ses légendes, ses mystères*. Editions Tribune de Genève, 220 pp.
- Plan D. 1909. *Un Genevois d'autrefois. Henri-Albert Gosse (1753 – 1816)*. Edition Kündig, Genève, 522 pp.
- Poldini E. 1963. Les anomalies gravifiques du Canton de Genève. *Matériaux pour la géologie de la Suisse, Géophysique*, 4 : 63 pp.
- Raffestin C. 1988. Le Salève ou «l'île promise» des Genevois. In: *Le Grand Livre du Salève*. Editions Tribune de Genève : 10-22.
- Rameil N. 2005. Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains. Thèse, *GeoFocus, Université de Fribourg*, 13 : 246 pp.
- Reboulet S., Szives O., Aguirre-Urreta B., Barragán R., Company M., Idakieva V. & al. (2014). Report on the 5th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous ammonite working group, the Kilian group (Ankara, Turkey, 31st August 2013). *Cretaceous Research*, 50 : 126-137.
- Remane J., Busnardo R., Charollais J. 1989. Révision de l'étage Hauterivien (Région-type et environs, Jura franco-suisse). *Mémoire de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, XI, 322 pp.

Planche IX

Dinokystes index du Membre du Guiers

Coupe dans le talus de la route D41 au-dessus de Monnetier-Mornex (virage à 782 m)

Planche réalisée par Eric Monteil

La barre d'échelle est indiquée sur chaque photo. Tous les spécimens ont été photographiés en contraste de phase et repérés à l'aide d'une lame England Finder (EF).

Fig. 1: *Muderongia mcwhaei* forma A. Lame MON-2/1, EF : H50/2.

Fig. 2: *Muderongia mcwhaei* forma B. Lame MON-5/1, EF : R37/2-4.

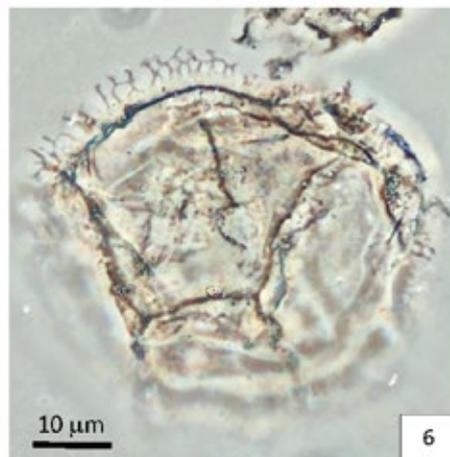
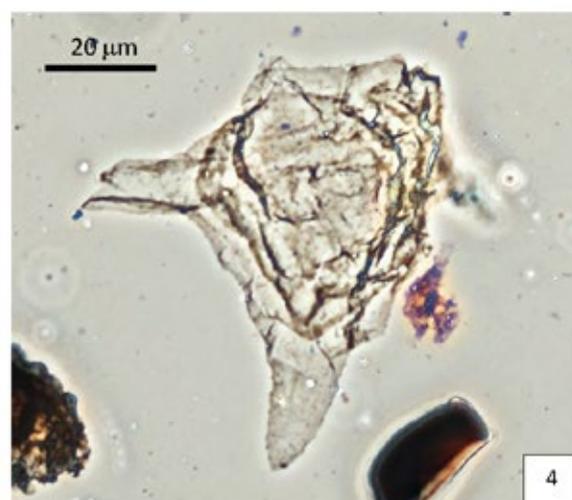
Fig. 3: *Muderongia simplex*. Lame MON-1/2, EF : O60/4.

Fig. 4: *Muderongia australis*. Lame MON-2/1, EF : H53.

Fig. 5: *Foucheria modesta*. Lame MON-2/1, EF : H47/1.

Fig. 6: *Dichadogonyaulax bensonii*. Lame MON-1/1, EF : R52/1-2.

Fig. 7: *Kleithriasphaeridium simplicispinum*. Lame MON-5/1, EF : T58/3.



- Renevier E. 1874. Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leurs synonymes et les principaux fossiles de chaque étage. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 13: 218-252.
- Reynaud C. & Chaix L. 1981. Modalité et chronologie de la déglaciation fini-würmienne au pied du Salève (Haute-Savoie, France). *Notes du Laboratoire de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève*, 8(3): 19-40.
- Ricour J., Rosset J. & Schneegans D. 1969. *Feuille Annecy 160 bis. Carte géologique détaillée de la France*. BRGM, Orléans.
- Rigassi D. 1957. Le Tertiaire de la région genevoise et savoyenne. *Bulletin de l'Association suisse des Ingénieurs-géologues du Pétrole*, 24(66): 19-34.
- Rigassi D. 1961. Résultats sommaires des forages, Genève – Haute-Savoie – Ain. Document inédit offert aux participants de la Réunion de l'Association suisse des pétroliers (ASP), 24-26 juin 1961. 6 pp.
- Rigassi D. 1982. Bassin molassique sud-occidental. Carte géologique interprétative (sans Quaternaire) au 1: 200'000. *Documents de Laboratoire géologique, Université de Lyon (hors série)*, 7.
- Rigassi D. & Spahni J.-C. 1952. Une nouvelle station de l'Age du Bronze au pied du Salève (Haute-Savoie). *Bulletin de la Société de Préhistoire française*, 49(8): 364-378.
- Rossi D. & Perotti T. 1981. Les joies de la Bachai-di-Fayes. *Hypogées, Les Boueux, Société de spéléologie genevoise*, 46: 11-15.
- Rossi D. & Schaerrer M. 1991. Bachai di Fayes, une histoire de tuyaux. *Hypogées, Les Boueux, Société de spéléologie genevoise*, 58: 2-9.
- Roure F., Heitzmann P. & Polino R. (Eds) 1990. Deep structure of the Alps. *Mémoire de la Société géologique de France*, 156, 350 pp.
- Ruchat C. 1958. *Etude géologique des environs de Cruseilles*. Diplôme Université de Genève, 40 pp. (inédit).
- Ruchat C. 1959. *Carte tectonique de l'anticlinal du Mont Salève à 1/20.000*. Rapport. Prepa-Transworld-Petroleum SAF (inédit).
- Ruchat C. 1978. Relevé tectonique général du bassin genevois. *In: Etude de la fracturation tectonique active dans le Canton de Genève et environs*. Rapport. E.O.S. et Service cantonal de Géologie de Genève, 49 pp. (inédit).
- Ruchat C. 1982. *Téléphérique du Salève. Station supérieure. Ancrage des câbles porteurs. Etude géologique et géotechnique*, 11 pp. (déposé au Muséum d'Histoire naturelle de la ville de Genève).
- Ruchat C. 1989. *Carte géologique et géotechnique du Canton de Genève à 1/5000*. Département des Travaux publics, Département de l'Intérieur et de l'Agriculture, République et Canton de Genève.
- Ruchat C. 1997. Carte géologique de la Molasse du bassin genevois. *In: Charollais J., Plancherel R., Monjuvent G. & Debelmas J. 1998. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Annemasse (654)*. Editions BRGM, Orléans, 130 pp.
- Sachs O. 1952. *Etude géologique du Petit Salève*. Diplôme Université de Genève, 40 pp. (inédit).
- Salvini G. 1982. *Etude géologique des Formations de Pierre-Châtel, Vions, Chambottes s. str. et du Calcaire roux (Crétacé inférieur) dans la région de la Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France)*. Diplôme, Sciences de la Terre, Université de Genève, 101 pp. (inédit).
- Salvini-Bonnard G., Zaninetti L. & Charollais J. 1984. Les foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen – Valanginien inférieur) de la région de la Corraterie, Grand Salève (Haute-Savoie, France): inventaire préliminaire et remarques stratigraphiques. *Revue de Paléobiologie*, 3(2): 175-184.
- Saussure de H.-B. 1779-1796. *Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Franche-Borel, Neuchâtel: 4 vol.
- Saussure de H.-B. 1803. *Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Franche-Borel, Neuchâtel.
- Savoy L. 2013. *Etudes des variations de la turbidité et des crues de la source des Eaux-Belles (Massif du Salève, Etrembières, Haute-Savoie, France)*. Etude réalisée pour Annemasse Agglo. Rapport Hydro-Geol Sarl (inédit).
- Savoy L. & Coppo N. 2008. *Essais de traçage sur le bassin d'alimentation des sources des Eaux-Belles et Aiguebelle (Massif du Salève, Etrembières, Haute-Savoie, France)*. Etude hydrogéologique du système karstique des Eaux Belles. (Massif du Salève, Etrembières, Haute-Savoie, France). Etude réalisée pour Annemasse Agglo. Rapport Hydro-Geol Sarl (inédit).
- Savoy L. & Coppo N. 2012. *Essais de traçage sur le bassin d'alimentation des sources des Eaux-Belles et Aiguebelle. Etudes des variations de la turbidité et des crues de la*

Planche X

Dinokystes index du Membre du Guiers

Coupe dans le talus de la route D45 entre le Coin et la Croisette (1080 m)

Planche élaborée par Eric Monteil

La barre d'échelle est indiquée sur chaque photo. Tous les spécimens ont été photographiés en contraste de phase et repérés à l'aide d'une lame England Finder (EF).

Fig. 1: *Muderongia mcwhaei* forma A. Lame RAL-2/1, EF: N41.

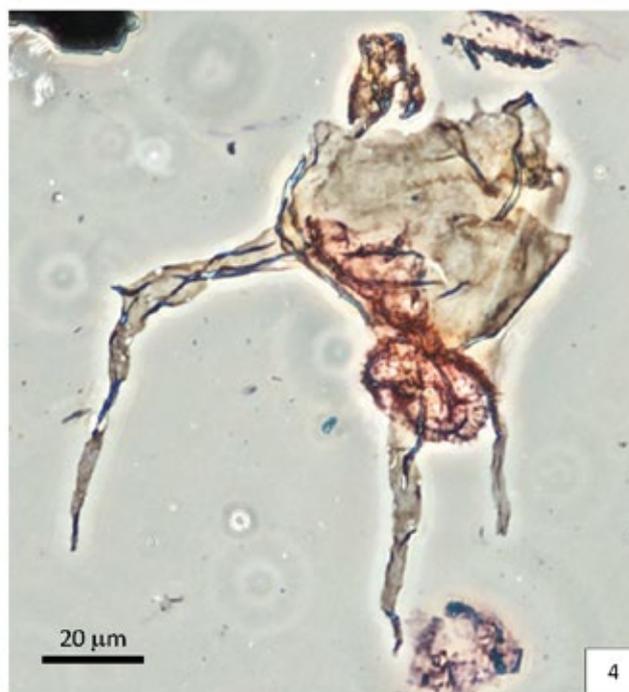
Fig. 2: *Muderongia mcwhaei* forma C. Lame RAL-2/2, EF: N43/1.

Fig. 3: *Muderongia mcwhaei* forma B. Lame RAL-2/1, EF: S33/1-2.

Fig. 4: *Muderongia mcwhaei* forma C. Lame RAL-2/1, EF: U36/3.

Fig. 5: *Muderongia australis*. Lame RAL-2/2, EF: C65/2-4.

Fig. 6: *Foucheria modesta*. Lame RAL-2/2, EF: K37/4.



- source des Eaux Belles (Massif du Salève, Etrembières, Haute-Savoie, France). Etude réalisée pour Annemasse Agglo. Rapport Hydro-Geol Sarl (inédit).
- Sayn G. 1889. Sur quelques ammonites de la couche à «*Holcostephanus astieri*» de Villers-le-Lac. *Archives des Sciences*, 22: 459-461.
- Schardt H. 1891-92. Etude géologique sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 27: 69-158.
- Schegg R. 1993. Thermal maturity and history of sediments in the North Alpine Foreland Basin (Switzerland, France). *Publication du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève*, 18, 194 pp.
- Schegg R. 1995. Diagenèse organique des séries tertiaires (pp. 383-386). In: Jenny J., Burri J.-P., Muralt R., Pugin A., Schegg R., Ungemach P., Vuataz F.-D. & Wernli R. Le forage géothermique de Thônex (Canton de Genève): Aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 88(2): 365-396.
- Scherzinger A., Fözy I. & Parent H. 2010. The Early Tithonian (Late Jurassic) ammonite genus *Virgatosimoceras* SPATH (Ammonoidea: Simoceratidae) – revision and value for correlation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 256: 195-212.
- Schroeder J.-W. 1958. Géologie du Pays de Genève. *Le Globe*, 97: 37-100.
- Schroeder R., Clavel B., Cherchi A., Charollais J. 1999. *Praedictyorbitolina busnardoii* n. sp. (Foraminifera) et évolution de la lignée *Praedictyorbitolina - Dictyorbitolina* (Hauterivien supérieur – Barrémien basal). *Paläontologische Zeitschrift*, 73(3/4): 203-215.
- Scolari G. 1955. *Etude géologique du Mont Vuache (extrémité méridionale) et du Mont de Musiège (Haute-Savoie)*. Diplôme, Laboratoire de géologie et de paléontologie, Université de Genève (inédit).
- Serneels V. 1993. Archéométrie des scories de fer. Recherches sur la sidérurgie ancienne en Suisse occidentale. *Cahiers d'Archéologie romande*, 61: 240 pp.
- Service de la Carte géologique de la France. 1894 (1^{re} édit.), 1930 (2^e édit.), 1969 (3^e édit.). *Carte géologique de la France à 1/80 000, Feuille «Annecy» et sa notice explicative*. BRGM, Orléans, 12 pp.
- Sesiano J., Schnyder C., Prox P.-A., Gnos E., Schaltegger U. 2011. Les Pierres du Niton revisitées: soubassement, minéralogie, datation et origine. *Archives des Sciences*, 64: 81-909.
- Signer C. & Gorin C. 1995. New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 88(2): 235-265.
- Société cartographique de France. 1989. *Bassin du Genevois entre les Monts du Jura, du Salève et du Vuache. Etude de géologie structurale*. Rapport final. Service cantonal de Géologie, Genève, 148 pp.
- Stahl Gretsch L.-I. 2006. Les occupations magdaléniennes de Veyrier: histoire et préhistoire des abris-sous-blocs. *Cahiers d'Archéologie romande*, 105: 334 pp.
- Stahl Gretsch L.-I. 2009. Les occupations magdaléniennes du Veyrier: l'un des plus anciens sites du Bassin genevois. *Bulletin d'Archéologie Suisse*, 32: 11-17.
- Stahl Gretsch L.-I. 2018. Quoi de neuf à propos du site archéologique des carrières de Veyrier au pied du Salève? *Archives des Sciences*, 70: 59-70.
- Steinhauser N. & Charollais J. 1971. Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Geobios*, 4(1): 7-59.
- Steinhauser N. & Lombard A. 1969. Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *Compte rendu des Séances de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, 4(1): 100-113.
- Strasser A. 1986. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.
- Strasser A. 1988. Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Archives des Sciences*, 41(1): 85-97.
- Strasser A. & Davaud E. 1982. Les croûtes calcaires (calcretes) du Purbeckien du Mont Salève (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75: 287-301.
- Strasser A. & Davaud E. 1983. Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 76: 551-580.
- Strasser A. & Hillgärtner H. 1998. High-frequency sea-level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform

Planche XI

Dinokystes index dans le niveau à galets de plage, au sein de la Formation du Vuache Grande Varappe (Grand Salève) Planche élaborée par Eric Monteil

L'échantillon AP 644 a été prélevé à la base du niveau.

La barre d'échelle est indiquée sur chaque photo. Tous les spécimens ont été photographiés en contraste de phase et repérés à l'aide d'une lame England Finder (EF).

Fig. 1: *Muderongia mcwhaei* forma C. Lame AP 644/2, EF: G58/1-3.

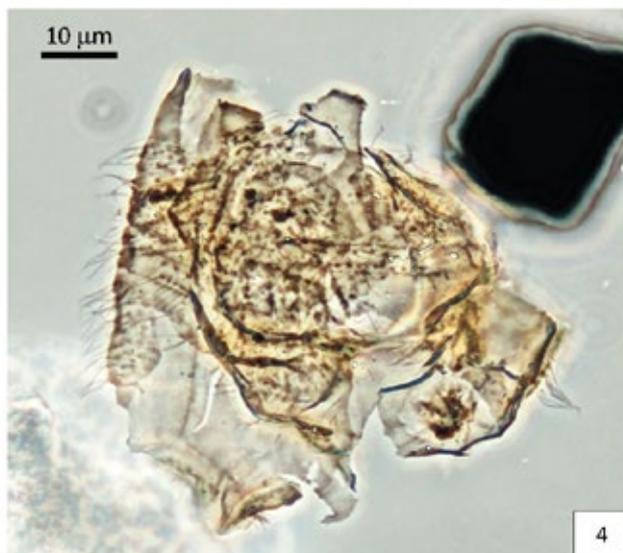
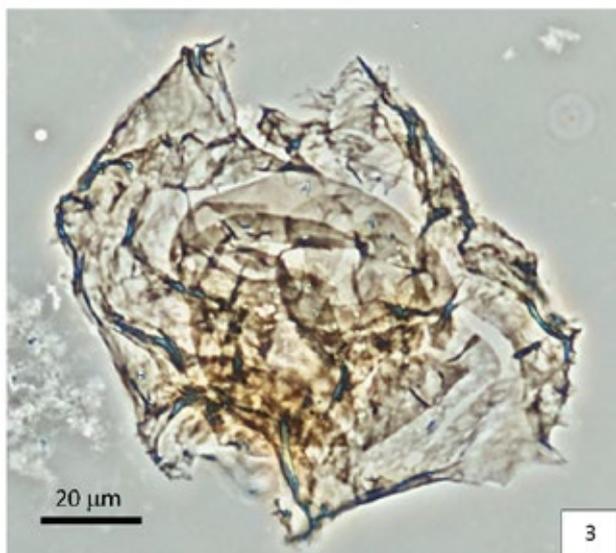
Fig. 2: *Muderongia tomaszowensis*. Lame AP 644/1, EF: H64.

Fig. 3: ? *Thalassiphora* sp. D (= Dino D). Lame AP 644/1, EF: K48.

Fig. 4: *Foucheria modesta*. Lame AP 644/1, EF: K58/1.

Fig. 5: *Muderongia mcwhaei* forma C. Lame AP 644/1, EF: G54/2-4.

Fig. 6: *Nelchinopsis kostromiensis*. Lame AP 644/1, EF: P56/4.



- (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 91: 375-390.
- Strasser A., Charollais J., Conrad M., Clavel B. & Mastrangelo B. 2016. The Cretaceous of the Swiss Jura Mountains: an improved lithostratigraphic scheme. *Swiss Journal of Geosciences*, 109: 201-220.
- Strasser A., Clavel B., Monteil E., Charollais J., Piuze A. & Mastrangelo B. 2018a. La Formation du Grand Essert (Jura franco-suisse; Valanginien supérieur *p. p.* à Hauterivien supérieur basal). *Archives des Sciences*, 70: 205-282.
- Strasser A., Mastrangelo B., Piuze A. & Charollais J. 2018b. Les plages du Salève. *Archives des Sciences*, 70: 39-42.
- Thouvenot F., Frechet J., Tapponnier P., Thomas J.-C., Le Brun B., Menard G., Lacassin R., Jenatton L., Grasso J.-R., Coutand O., Paul A. & Hatzfeld D. 1998. The M_L -5.3 Épagny (French Alps) earthquake of 15 July 1996: a long-awaited event on the Vuache fault. *Geophysical Journal International*, 135: 876-892.
- Thury M. 1862. Sur les grottes du Salève. *Actes de la Société helvétique des Sciences naturelles*, 46: 301-302.
- Wachry A. 1988. *Faciès et séquences de dépôt dans la Formation de Pierre-Châtel (Berriasien moyen, Jura méridional, France)*. Diplôme d'Ingénieur-géologue, Université de Genève, 83 pp. (inédit).
- Weidmann M. 1984. Le Sidérolithique et la Molasse basale d'Orbe (VD). *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 366(77): 135-141.
- Wernli R. & Jenny J. 1995. Stratigraphie (pp. 374-380). In: Jenny J., Burri J.-P., Muralt R., Pugin A., Schegg R., Ungemach P., Vuataz F.-D. & Wernli R. 1995. Le forage géothermique de Thônex (Canton de Genève): Aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 88(2): 365-396.
- Wildi W., Corboud P., Girardclos S. & Gorin G.E. 2017. *Guide: géologie et archéologie de Genève*. Section des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Genève, 93 pp.
- Zaninetti L., Charollais J., Clavel B., Decrouez D., Salvini-Bonnard G. & Steinhauser N. 1988. Quelques remarques sur les fossiles du Salève (Haute-Savoie, France): (1) Note sur *Heterodicerias luci* et «*Natica leviathan*»; (2) Micropaléontologie dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen – supérieur) des carrières de Monnetier, d'après le matériel de Joukowsky & Favre, 1913. *Archives des Sciences*, 41(1): 43-63.
- Zaninetti L., Salvini-Bonnard G., Charollais J. & Decrouez D. 1987. *Montsalevia*, n. gen. (Montsaleviidae, n. fam., Foraminifère), dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen – Valanginien) du Mont-Salève et du Jura méridional (Haute-Savoie, France); note préliminaire. *Revue de Paléobiologie*, 6(1): 165-168.

Planche XII

Dinokystes index dans le niveau à galets de plage, au sein de la Formation du Vuache Grande Varappe (Grand Salève) Planche élaborée par Eric Monteil

L'échantillon AP 645 a été prélevé au sommet du niveau marneux et riche en petites huîtres, bélemnites et fragments de *Trichites* sp. La barre d'échelle est indiquée sur chaque photo. Tous les spécimens ont été photographiés en contraste de phase et repérés à l'aide d'une lame England Finder (EF).

Fig. 1: *Muderongia mcwhaei* forma C. Lame AP 645/3, EF: N33-1.

Fig. 2: ?*Thalassiphora* sp. D (= Dino D). Lame AP 645/3, EF: M48/3-4.

L'échantillon GV 879 a été prélevé dans le niveau 3 de Joukowsky & Favre (1913: 336, fig. 10), décrit comme «un calcaire-brèche zoogène à galets de plage».

Fig. 3: *Muderongia australis*. Lame GV 879/1, EF: M47/1.

Fig. 4: *Foucheria modesta*. Lame GV 879/1, EF: V40/1.

Fig. 5: *Muderongia mcwhaei* forma C. Lame GV 879/1, EF: J43/4.

Fig. 6: *Nelchinospis kostromiensis*. Lame GV 879/1, EF: P42/3.

